



HAL
open science

Les fluctuations glaciaires au Pléistocène supérieur dans l'ouest du Massif central (Aubrac et Cantal, France) : reconstitutions géomorphologiques et chronologiques et implications paléoclimatiques

Arthur Ancrenaz

► **To cite this version:**

Arthur Ancrenaz. Les fluctuations glaciaires au Pléistocène supérieur dans l'ouest du Massif central (Aubrac et Cantal, France) : reconstitutions géomorphologiques et chronologiques et implications paléoclimatiques. Géographie. Université Clermont Auvergne, 2023. Français. NNT : 2023UCFA0061 . tel-04426245

HAL Id: tel-04426245

<https://theses.hal.science/tel-04426245>

Submitted on 30 Jan 2024

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.

Université Clermont Auvergne – Clermont-Ferrand
U.F.R. Lettres, Culture et Sciences Humaines
École doctorale Lettres, Langues, Sciences Humaines et Sociales

GEOLAB (UMR 6042 – CNRS/UCA/UL)
Laboratoire de Géographie Physique et Environnementale

Thèse présentée en vue de l'obtention du doctorat de l'Université Clermont Auvergne
Spécialité : Géographie physique et Géomorphologie

Arthur Ancrenaz

Les fluctuations glaciaires au Pléistocène supérieur dans l'ouest du Massif central (Aubrac et Cantal, France) :

*reconstitutions géomorphologiques et chronologiques
et implications paléoclimatiques*



Soutenue le 15 mai 2023 devant le jury composé de :

Directeur	Johannes STEIGER, Professeur, GEOLAB, Univ. Clermont Auvergne
Invitée (co-encadrante)	Emmanuelle DEFIVE, Maîtresse de conférences, GEOLAB, Univ. Clermont Auvergne
Rapporteuse	Magali DELMAS, Maîtresse de conférences (HDR), HNHP, Univ. Perpignan Via Domitia
Rapporteur	Didier ROCHE, Directeur de recherche, LSCE, Vrije Univ. Amsterdam
Examineur	Régis BRAUCHER, Chargé de recherche, CEREGE, Univ. Aix Marseille
Examineur	Etienne COSSART, Professeur, EVS, Univ. Jean Moulin (Lyon III)
Examineur	Philip DELINE, Maître de conférences, EDYTEM, Univ. Savoie mont Blanc
Examineur	Bernard ETLICHER, Professeur émérite, EVS, Univ. Jean Monnet
Examinatrice	Irene SCHIMMELPFENNIG, Chargée de recherche, CEREGE, Univ. Aix Marseille

La lune

*« On raconte qu'un homme, au cours de cette histoire
Du monde où tant d'événements se sont passés
- Parfois vrais, parfois faux, parfois controversés -
Fit le projet d'un gigantesque répertoire*

*Qui, dans un livre écrit, chiffât tout l'univers.
Fruit du désir, de la constance et du génie,
L'œuvre démesurée était enfin finie ;
L'homme avait aiguisé, chanté, le dernier vers.*

*Il allait rendre grâce à l'heureuse fortune
Lorsque, levant les yeux vers le ciel constellé,
Il vit un disque blanc et comprit, accablé,
Qu'il avait oublié tout bonnement la lune.*

[...] »

*Jorge Luis Borges
traduit par Ibarra*

RESUME

La dernière période glaciaire est marquée, dans le Massif central (France), par un englacement des hautes terres dont les traces sont, encore aujourd'hui, conservées dans le paysage. Les caractères des englacements successifs (étendue, épaisseur et type de glacier) étaient dépendants des contextes morpho-structuraux et de leur position géographique au sein du Massif central, ce dernier occupant une position d'interface paléoclimatique entre flux atlantiques et méditerranéens. Dans ce contexte, les fluctuations des paléoglaciers des Monts d'Aubrac et du Cantal, dans l'ouest du Massif central, sont regardées avec intérêt pour leurs relations directes avec les influences atlantiques pourvoyeuses d'humidité et pour la qualité des séquences sédimentaires glaciaires qui y sont conservées. Basée sur un travail d'inventaire des formes et formations glaciaires, de cartographie et de datation directe par nucléides cosmogéniques terrestres produits *in situ* (^{10}Be , ^{26}Al et ^{36}Cl), cette thèse propose une reconstitution de l'histoire de l'englacement de ces deux massifs. Quatre épisodes glaciaires sont identifiés : la dernière emprise maximale entre 29 et 23 ka, suivie d'une avancée glaciaire forte entre 23 et 20 ka avant un épisode de déglaciation rapide au cours duquel survient un stade de stabilisation entre 19 et 16 ka. Finalement, les plus hauts cirques du Cantal sont restés englacés au moins jusqu'à 16 ka, quand l'Aubrac et le Cézallier voisins étaient totalement déglacés. Cette nouvelle chronologie glaciaire s'intègre dans un schéma paléoclimatique régional dans lequel les refroidissements de l'Atlantique nord (extension vers le sud du front polaire, événements de Heinrich) forcent le climat de toute l'Europe de l'ouest. Pour quantifier l'intensité des paléoflux atlantiques et méditerranéens qui soutiennent les paléoglaciers reconstitués dans ce travail, une approche exploratoire est déployée. Elle repose sur la simulation des paléo-enneigements comme indicateur des zones d'accumulation glaciaire au cours du dernier maximum glaciaire. Si, en l'état, la robustesse de l'approche est encore en phase de test, elle semble d'ores et déjà à même de quantifier les conditions paléoclimatiques, à une échelle spatiale fine, et d'investir la question des paléocirculations atmosphériques dans l'ouest du Massif central.

Mots clés :

Géographie physique ; Géomorphologie glaciaire ; Pléistocène supérieur ; Nucléide cosmogénique ; Paléoclimat ; Massif central

ABSTRACT

The last ice age in the Massif Central (France) is marked by its highland glaciations, the traces of which are still preserved in the landscape. The characteristics of these paleoglaciators (extents, thicknesses and glacial dynamics) were distinct according to the morphostructural contexts and their geographical position, reflecting the position of a paleoclimatic interface of the Massif central between Atlantic and Mediterranean influences. In this context, the fluctuations of the palaeoglaciators of the Aubrac Mountains and Cantal Mountains, in the western Massif Central, are viewed with interest for their direct relationship with Atlantic influences, providing moisture, and for the quality of the glacial sedimentary sequences preserved there. Based on an inventory of glacial features, mapping and direct dating by terrestrial cosmogenic nuclides produced in situ (^{10}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl), this thesis proposes a reconstruction of the history of these two paleoglaciators. Four glacial events are identified: the local last glacier maximum between 29 and 23 ka, followed by a glacier stadial between 23 to 20 ka before an episode of rapid deglaciation during which a stabilization stadial occurs between 19 and 16 ka. Finally, the highest cirques of the Cantal remain glaciated at least until 16 ka, when the neighbouring Aubrac and Cézallier were completely deglaciated. This new glacial chronology is consistent with the regional paleoclimatic scheme, in which the cooling of the North Atlantic (southward extension of the polar front, Heinrich events) force the climate of the western Europe. An exploratory approach was deployed here to quantify the intensity of the Atlantic and Mediterranean paleo influences that support the reconstructed palaeoglaciators. It takes the form of a snow simulation. Although the robustness of the approach is still in a test phase, preliminary results convincingly quantify paleoclimatic conditions at a high spatial resolution. Ultimately, this approach could potentially highlight paleo-atmospheric circulations in the western Massif Central.

Key words:

Physical Geography; Glacial Geomorphology; Late Pleistocene; Cosmogenic Nuclide; Paleoclimate; Massif Central

REMERCIEMENTS

Arrivé au terme de ma thèse, il est temps pour moi de jeter un coup d'œil sur les quatre années écoulées afin de remercier les personnes qui ont pris part à cette aventure.

Tout d'abord, mes pensées vont à ceux sans qui cette aventure n'aurait pas eu lieu : **Emmanuelle DEFIVE** et **Alexandre POIRAUD**, qui ont soutenu l'émergence du projet à ma sortie de Master, et **Johannes STEIGER**, qui a accepté d'en prendre la direction. Ensemble, vous avez formé un trio de direction très disponible (des sorties de terrains aux relectures de manuscrits en passant par les impératifs administratifs) qui a su trouver l'équilibre entre un encadrement solide tout en me laissant libre de mes décisions et de mes actions. En plus de l'encadrement scientifique, les moments partagés sur le terrain (sur les hautes terres d'Aubrac et du Cantal, même sous la neige et parfois jusqu'à la tombée de la nuit) et au laboratoire m'ont été précieux. C'est tout cela qui m'a permis d'aller au bout de l'aventure et je vous en remercie chaleureusement.

Mes pensées vont ensuite à la collaboration qui s'est nouée, en cours de route, avec **Stéphane PCHAT** et **Vincent RINTERKNECHT**. Ce fut un tournant, car en me confiant une partie de vos travaux initiés sur le glacier du Cantal, vous avez permis à ma thèse de prendre du « poids » (en la lestant d'une quarantaine d'âge d'exposition supplémentaire !). Merci beaucoup pour votre confiance, ainsi que pour toutes nos discussions autour des paléoglaciers du Cantal et du Cézallier malgré la distance physique qui nous séparait.

Je souhaite remercier les rapporteurs, **Magali DELMAS** et **Didier ROCHE**, d'avoir accepté d'examiner mon travail et pour m'avoir fait des retours constructifs. Sans oublier les examinateurs : **Régis BRAUCHER**, **Etienne COSSART**, **Philip DELINE**, **Bernard ETLICHER** et **Irene SCHIMMELPFENNIG**, pour l'intérêt porté à mes travaux et les échanges bienveillants qui en ont découlés.

J'ai bien sûr une pensée pour les personnes qui m'ont ouvert les portes de leurs disciplines en partageant avec moi leurs connaissances et leurs expériences.

- Tout d'abord, à **Jean-Marcel MOREL**, qui m'a fait profiter de son expérience des terrains volcaniques des Monts du Cantal, en m'embarquant lors de ces tournées de reconnaissance, au début de ma thèse (2019). Les enseignements tirés de ces excursions ont guidé le travail postérieur sur le terrain.
- Mes remerciements s'adressent ensuite à **Régis BRAUCHER** qui m'a chaleureusement ouvert les portes du CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences et de l'Environnement) à trois reprises (2019, 2020 et 2021) et qui a supervisé le traitement de mes échantillons. Ces quelques semaines

ont été particulièrement riches, entre mon initiation à la géochimie et plus généralement mon introduction au monde passionnant des nucléides cosmogéniques terrestres.

- Enfin, je tiens à remercier **Didier ROCHE**, d'abord pour son accueil chaleureux au LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement) à la toute fin de ma thèse (02/2023), ensuite pour sa très grande disponibilité durant cette semaine très intense. Semaine au cours de laquelle tu m'as guidé dans l'utilisation d'un modèle climatique et initié à la programmation. Cette première expérience de simulation des paléoclimats fut très enrichissante, tant du point de vue scientifique que personnel.

Ici, je souhaite remercier les chercheurs-es et jeunes chercheu-rs-ses rencontrés au cours de ces années et qui ont partagé avec moi sur divers sujets, au grès des colloques, excursions ou séjours dans d'autres laboratoires et notamment **Laura RODRIGUEZ-RODRIGUEZ, Théo REIXACH, Clément RECQ, Valenti TURU, Vincent JOMELLI, Johanna CHARTON.**

A cela, j'ajoute un grand merci à : tous les membres de GEOLAB (**Olivier, Elisabeth, Estelle, Erwan, Chantal, Inga, Anne, Irene, Anna, Jean-Pierre, Sandrine, Morgane, Aude**) pour les moments de convivialités, et tous particulièrement aux doctorant-e-s et post-doctorant-e-s (**Alfredo, Adrien, Loïc, Lucas, Magali, Géraud, Anaïs A., Benjamin, Antoine, Anaïs T., Maxime, Julie**). Sans le partage avec vous des petites joies et frustrations de la thèse au quotidien, l'expérience n'aurait pas été aussi agréable !

Enfin, un grand merci à mes proches et ma famille, pour qui j'ai passé quatre années à « casser des cailloux en Auvergne » mais qui m'ont soutenu sans failles. Surtout, merci à toi, **Flora.**

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

contexte, outils et enjeux _____ 10

PARTIE 1

L'englacement pléistocène dans les Monts d'Aubrac : reconstitution géomorphologique et chronologique _____ 54

CHAPITRE 1

Fluctuations glaciaires au Pléistocène supérieur dans les Monts d'Aubrac (Massif central, France) : nouvelles données _____ 56

CHAPITRE 2

Last glacial fluctuations in the southwestern Massif Central, Aubrac (France): First direct chronology from cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al exposure dating _____ 72

PARTIE 2

L'englacement pléistocène dans les Monts du Cantal : reconstitution géomorphologique et chronologique _____ 92

CHAPITRE 3

Deglaciation and postglacial evolution of the Cère Valley (Cantal, French Massif Central) based on geomorphological mapping, ^{36}Cl surface exposure dating and glacier modelling _____ 94

CHAPITRE 4

Late Pleistocene glaciation in the Cantal Mountains and on the Cézallier Plateau (western Massif Central, France): insights from glacial geomorphology and surface exposure ages _____ 112

PARTIE 3

Essai de paléogéographie nivale : vers l'évaluation des conditions paléoclimatiques au Dernier Maximum Glaciaire _____ 178

DISCUSSION GÉNÉRALE

nouveaux éléments de chronologie, synthèse et perspectives _____ 220

CONCLUSION _____ 250

Bibliographie _____ 253

Annexes _____ 269

Table des figures _____ 285

Table des tableaux _____ 290

Table des équations _____ 292

INTRODUCTION GÉNÉRALE

contexte, outils et enjeux

Le travail doctoral présenté prend la forme d'une thèse sur articles, tirée d'une recherche portant sur la reconstitution des paléoglaciers du Pléistocène supérieur des Monts d'Aubrac et du Cantal dans l'ouest du Massif central et sur les implications paléoclimatiques associées. À partir de son objet d'étude : les formes et formations glaciaires héritées, ce travail à un double objectif :

- mettre à jour les reconstitutions de l'emprise des paléoglaciers et la chronologie de leurs fluctuations ;
- reconstruire les conditions paléoclimatiques qui les ont déterminé et intégrer ce signal aux données disponibles à l'échelle régionale (Europe de l'ouest).

Cette thèse s'inscrit dans un contexte scientifique aux enjeux forts qui s'articulent autour (1) de la compréhension des évolutions paléoclimatiques de la dernière période glaciaire, entre 110 000 ans et 11 700 ans avant aujourd'hui (11,7 ka) et (2) de la quantification des impacts de ces changements sur les environnements terrestres et marins, abiotiques et biotiques. À cet égard, la période de transition entre la culmination froide de la dernière période glaciaire (entre 26 et 19 ka) et la période interglaciaire actuelle (débutée il y a 11.7 ka) est fondamentale. Elle concentre sur une durée courte des variations paléoclimatiques amples et abruptes, qui mènent à l'organisation climatique actuelle.

En s'ancrant géographiquement sur l'ouest du Massif central et temporellement sur cette période de transition, à la charnière entre période glaciaire et période interglaciaire, cette thèse s'inscrit dans une approche paléoenvironnementale, à la croisée des disciplines de la géomorphologie glaciaire, de la géochronologie et de la paléoclimatologie

Le présent manuscrit s'organise comme suit :

- L'**Introduction générale** présente le contexte scientifique, les outils et méthodes disponibles et l'état des connaissances sur les paléoglaciers du Massif central et débouche sur la formulation des objectifs et du plan.

- La **Partie 1** se focalise sur la reconstitution des fluctuations du paléoglacier des Monts d'Aubrac, surtout sur le plateau nord-oriental. Elle se décline en deux chapitres. Le Chapitre 1 (article publié dans une revue à comité de lecture) se concentre sur les reconstitutions géomorphologiques. Le Chapitre 2 (article publié dans une revue à comité de lecture) présente la chronologie glaciaire acquise et les implications paléoenvironnementales régionales.

- La **Partie 2** se focalise sur la reconstitution des fluctuations du paléoglacier des Monts du Cantal et du plateau du Cézallier. Elle se décline en deux chapitres. Le Chapitre 3 (article publié dans une revue à comité de lecture) présente la révision du cadre morpho-stratigraphique dans la vallée de la Cère (Cantal). Le Chapitre 4 (article soumis à une revue à comité de lecture) présente la révision des emprises et des cadres morpho-stratigraphiques pour le Cantal et le Plateau du Cézallier ainsi que la chronologie glaciaire obtenue.

- La **Partie 3** présente l'approche exploratoire employée pour quantifier les conditions paléoclimatiques qui ont contrôlé ces englacements. Elle combine reconstruction 3D des paléoglaciers et simulation des couvertures neigeuses.

- Enfin, la **Discussion générale** souligne les apports et les limites de ce travail, avant de proposer les perspectives de recherche envisagées pour mieux contraindre les fluctuations des paléoglaciers du Massif central et leurs implications régionales.

SOMMAIRE DE L'INTRODUCTION GENERALE

1. Fluctuations climatiques du Quaternaire	12
1.1. Les alternances de périodes glaciaires et interglaciaires	12
1.1.1. Le $\delta^{18}O$: l'indicateur paléoclimatique clé du Quaternaire	13
1.1.2. Cyclicité des changements climatiques	15
1.2. Forçages orbitaux et variabilités internes	16
1.2.1. Théorie astronomique du climat	16
1.2.2. Variabilités internes	18
1.3. La dernière période glaciaire (Pléistocène supérieur)	20
1.3.1. Événements de Dansgaard-Oeschger	20
1.3.2. Événements de Heinrich	20
1.3.3. Dernier Maximum Glaciaire (LGM)	22
1.3.4. Les paléoglaciers en Europe de l'ouest : des indicateurs paléoclimatiques	22
2. Les englacements du Pléistocène supérieur comme marqueurs paléoclimatiques	25
2.1. Géomorphologie glaciaire	25
2.1.1. Érosions, transports et dépôts : généralités	25
2.1.2. Reconstituer les fluctuations des paléoglaciers	27
2.2. Du glacier au proxy climatique	29
2.2.1. Le bilan de masse et la Ligne d'Équilibre Glaciaire (LÉG)	29
2.2.2. L'état d'équilibre et la sensibilité des glaciers	31
2.3. Apports des Nucléides Cosmogéniques Terrestres (NCT) produits <i>in situ</i> à la datation des formes et formations glaciaires	32
2.3.1. Rayonnement cosmique primaire et secondaire	34
2.3.2. Production <i>in situ</i> des Nucléides Cosmogéniques Terrestres (NCT)	34
2.3.3. Convertir des concentrations de nucléides en durée d'exposition	36
2.3.4. Focus sur le Béryllium-10, l'Aluminium-26 et le Chlore-36	37
2.3.5. Application aux sédiments glaciaires	37
3. Le cas du Massif central au Pléistocène supérieur	42
3.1. Les précurseurs	44
3.2. Arguments morpho-stratigraphiques et reconstitutions glaciaires (XX^e siècle)	45
3.2.1. Contrôles structuraux sur les paléoglaciers	46
3.2.2. Synthèse paléogéographique : répartition des englacements et domaines climatiques associés	46
3.2.3. Chronologie des fluctuations glaciaires : la diversité des propositions	49
3.3. Objectifs de la thèse	51

1. Fluctuations climatiques du Quaternaire

Le Quaternaire couvre les 2,58 derniers millions d'années (Ma) (Gibbard and Head, 2009 ; Fig. 0-1A). Il est marqué par l'alternance de périodes glaciaires aux climats froids et variables à différentes échelles temporelles et spatiales et de périodes interglaciaires aux climats tempérés et plus stables, dont la dernière, l'Holocène, qui a débuté il y a 11 700 ans avant aujourd'hui (11,7 ka).

Les périodes glaciaires sont à l'origine de bouleversements environnementaux majeurs à l'échelle globale, biotiques et abiotiques. Il convient de souligner notamment (1) le développement d'englacements régionaux à des latitudes actuellement tempérées (Fig. 0-1B), (2) la baisse du niveau des mers et océans jusqu'à -125 m et (3) la migration des biotopes polaires et sub-polaires (steppes, toundras et forêt boréales) vers des latitudes plus basses (40–30°N). Pour illustrer l'ampleur des changements climatiques en jeu, on estime à environ 6°C le refroidissement à l'échelle globale entre le climat actuel (interglaciaire) et la culmination froide de la dernière période glaciaire, il y a 21 000 avant aujourd'hui (21 ka) (Fig. 0-1C).

D'après les nombreux et divers indicateurs paléoenvironnementaux disponibles pour cette période, la cyclicité des périodes glaciaires/interglaciaires est attribuée à la combinaison de forçages externes (orbitaux) et à la variabilité intrinsèque du système climatique terrestre. Cette dernière s'exprime à de multiples échelles spatiales et temporelles, témoignant des boucles de rétroaction (feedback) et des effets de seuils complexes qui régissent le climat.

1.1. Les alternances de périodes glaciaires et interglaciaires

Pour mieux appréhender l'évolution du climat au cours du Quaternaire, il faut s'intéresser aux indicateurs paléoclimatiques significatifs de cette période, aux premiers rangs desquels le $\delta^{18}\text{O}$ (marin et atmosphérique) et le niveau marin relatif. Ces deux indicateurs produisent des signaux intégrés, à l'échelle globale ou régionale, qui soulignent le caractère principal du climat quaternaire : sa cyclicité.

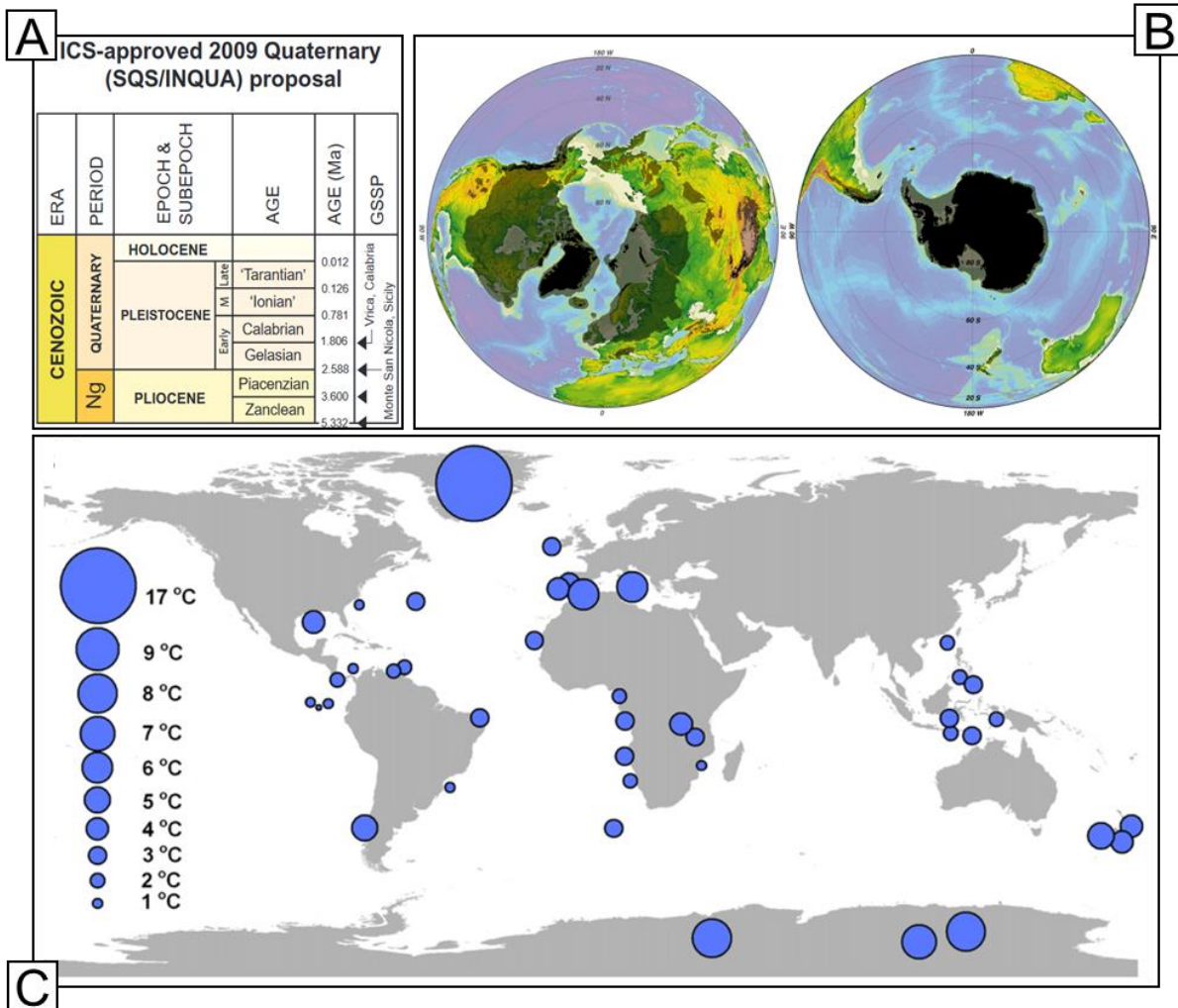


Figure 0-1. La période du Quaternaire à la fin de l'ère Cénozoïque et l'exemple de la dernière glaciation : emprise des glaciations et ampleur du refroidissement lors de la dernière période glaciaire. **A)** Échelle des temps géologiques pour la fin du Cénozoïque : Néogène et Quaternaire. Le Quaternaire est divisé en deux époques : le Pléistocène et l'Holocène (modifié d'après Gibbard et Head, 2009). **B)** Étendue des glaciers contemporains (noir) et lors de la dernière période glaciaire (gris) dans l'hémisphère nord (gauche) et l'hémisphère sud (droite). Les extensions glaciaires sont issues de Ehlers et Gibbard (2007) (d'après Hannes Grobe ; travail personnel). **C)** Amplitude des changements de température entre le dernier maximum glaciaire (il y a environ 21 ka) et l'optimum climatique holocène (environ 7 à 8 ka) d'après un set composite de données paléoenvironnementales (modifié d'après Shakun et Carlson, 2010).

1.1.1. Le $\delta^{18}\text{O}$: l'indicateur paléoclimatique clé du Quaternaire

Le $\delta^{18}\text{O}$ correspond à l'écart relatif (en ‰) entre le rapport isotopique Oxygène-18 (^{18}O) / Oxygène-16 (^{16}O) dans un échantillon et le rapport standard actuel (Vienna Standard Mean Ocean Water ; VSMOW). Il se calcule selon l'Éq. 0-1 :

$$\delta^{18}O = \left(\frac{\left(\frac{{}^{18}O}{{}^{16}O} \right)_{\text{échantillon}}}{\delta^{18}O_{VSMOW}} \right) * 1000$$

Éq. 0-1

Le principe physique à la base du $\delta^{18}O$ est le fractionnement isotopique entre l' ^{18}O (plus lourd) et l' ^{16}O (plus léger). Ainsi, la quantité d'énergie nécessaire pour évaporer une molécule d'eau constituée d' ^{18}O est plus importante que pour une molécule d'eau constituée d' ^{16}O . En revanche, la condensation d' ^{18}O est facilitée. Ce principe a pour conséquence des rapports $^{18}O/^{16}O$ divergents selon les environnements : il est plus faible dans les nuages que dans l'océan. Considérant un schéma climatique global dans lequel les nuages se forment au niveau de l'équateur pour ensuite remonter vers les pôles, le rapport $^{18}O/^{16}O$ des nuages diminue avec l'augmentation de la latitude du fait de la précipitation facilitée de l' ^{18}O à température faible.

Ces conditions font du $\delta^{18}O$ un indicateur de l'intensité du cycle hydrologique aux basses latitudes (Landais et al., 2010). Un cycle hydrologique fort témoigne d'un climat chaud avec une évaporation à la surface des océans favorisée qui entraîne une diminution du rapport $\delta^{18}O$ des eaux océaniques et augmente l'apport d' ^{18}O dans les pluies des hautes latitudes.

Deux sources majeures de paléo- $\delta^{18}O$ ont permis de reconstruire son signal sur tout ou partie du Quaternaire.

- Le $\delta^{18}O$ marin est obtenu à partir de la composition chimique des coquilles (tests) des foraminifères benthiques. La stratigraphie de référence : « LR04 », produite à partir de 57 séquences distribuées à travers le globe, s'étend sur 5.3 Ma (Lisiecki and Raymo, 2005). Sur cette base sont définis les *Marines Isotopiques Stages* (MIS) qui identifient les successions de pics hauts de $\delta^{18}O$ (chiffres pairs ; glaciaires) et de pics bas de $\delta^{18}O$ (chiffres impairs ; interglaciaires) en remontant le temps depuis l'actuel.
- Le $\delta^{18}O$ atmosphérique polaire est obtenu à partir des carottes de glace prélevées sur les inlandsis antarctique (Vostok) et groënlandais (GRIP, GISP et NGRIP). La stratigraphie de référence INTIMATE event (*INTEgrating Ice-core, Marine and TERrestrial records*) se base sur la subdivision des variations rapides de $\delta^{18}O$ (Rasmussen et al., 2014) en identifiant, à l'échelle plurimillénaire dans les carottes NGRIP, des pics bas de $\delta^{18}O$ correspondant à des *Greenland Stadial* (GS) et des pics hauts correspondant à des *Greenland Interstadial* (GI). Ces enregistrements couvrent les 700 derniers milliers d'années.

La mise en évidence d'une relation linéaire entre $\delta^{18}O$ atmosphérique polaire et température de l'air (0.75 à 0.8 °C.‰⁻¹ ; Jouzel et al., 1994 ; Masson-Delmotte et al., 2008) fait de ce dernier

un paléothermomètre permettant de quantifier l'amplitude des réchauffements et refroidissements régionaux (Fig. 0-2) (Jouzel, 2003 ; Jouzel et al., 2007).

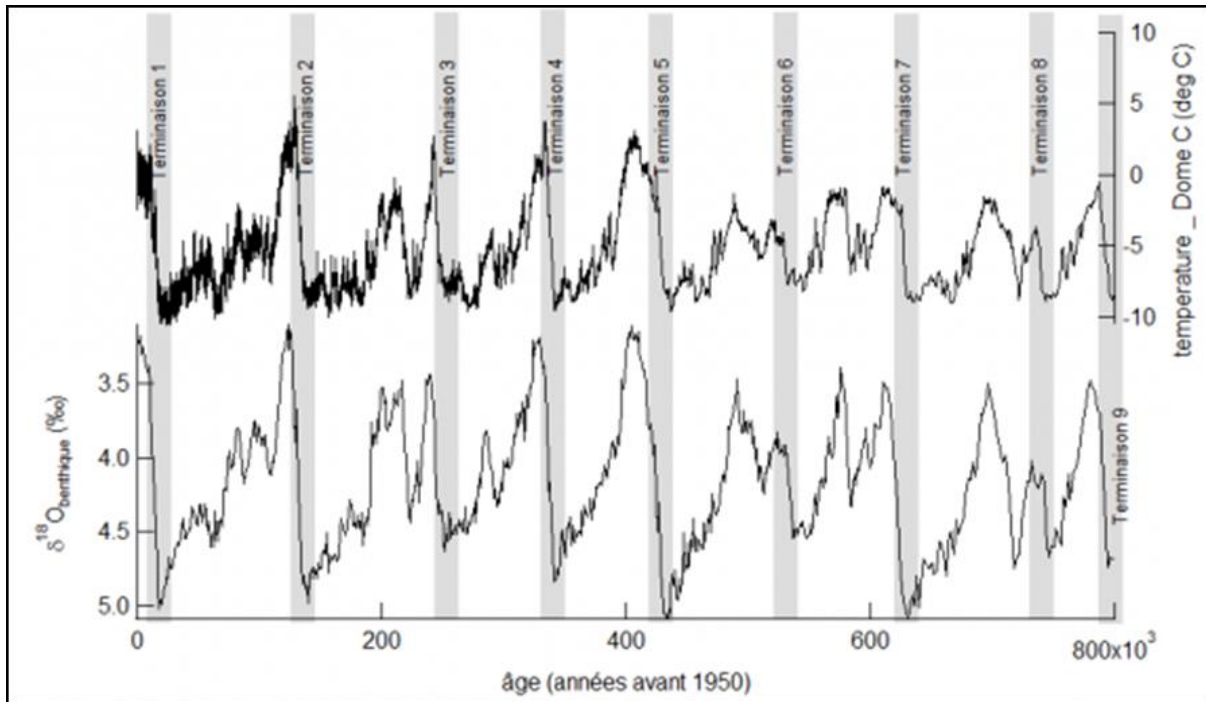


Figure 0-2. Cycles glaciaires/interglaciaires des derniers 800 ka (Landais, 2016). En haut, l'enregistrement des variations de température déduites de la composition isotopique de la glace sur la carotte EDC, Antarctique (Jouzel et al., 2007). En bas, variation du signal moyen de $\delta^{18}\text{O}$ benthique d'après la séquence de référence 'LR04' (Lisiecki et Raymo, 2005). Noter les 'Terminaisons', augmentations brutales de température à la transition glaciaire/interglaciaire (numérotation incrémentielle vers le passé).

1.1.2. Cyclicité des changements climatiques

Les indicateurs paléoclimatiques reconstruits sur les bases décrites ci-dessus permettent de caractériser les périodes glaciaires et interglaciaires comme suit :

- Les périodes glaciaires se caractérisent par des cycles hydrologiques avec moins d'évaporation aux basses latitudes, par des températures basses aux pôles et par un niveau marin bas (jusqu'à -125 à -130 m ; Yokoyama et al., 2000, 2018 ; Peltier et Fairbanks, 2006) associés aux développements d'englacements aux latitudes tempérées sur les continents (Fig. 0-1B).
- Les périodes interglaciaires se caractérisent par des cycles hydrologiques à forte évaporation aux basses latitudes, par un climat tempéré aux latitudes moyennes et par un niveau marin proche de l'actuel. Seuls deux inlandsis persistent durant ces périodes : l'inlandsis Antarctique et l'inlandsis du Groenland.

Ainsi définies, les périodes glaciaires et interglaciaires se succèdent depuis environ 2,58 Ma. Cependant, leur enchaînement, bien que cyclique, connaît une certaine variabilité qui se

traduit, à l'échelle du Quaternaire, par une augmentation de la durée du cycle et une augmentation de l'ampleur des bouleversements climatiques associés (Chalk et al., 2017).

Au début du Quaternaire, les cycles glaciaires sont rapides (~40 ka). Entre 1,2 et 0,8 Ma, ils s'allongent progressivement pour aboutir finalement aux cycles qui façonnent le Pléistocène moyen et supérieur. Ces derniers ont une durée de ~100 ka et possèdent une allure largement asymétrique (EPICA community members, 2004 ; Chalk et al., 2017). Cette asymétrie se définit d'abord par un refroidissement progressif durant environ 80 ka, jusqu'à atteindre une culmination froide (Fig. 0-2). Survient ensuite un réchauffement climatique abrupt marquant la transition glaciaire/interglaciaire (ou Terminaison). Cette transition est associée à un réchauffement fort et rapide (~10 ka). Les périodes interglaciaires qui s'ensuivent sont stables climatiquement et durent généralement ~20 ka (EPICA community members, 2004).

1.2. Forçages orbitaux et variabilités internes

Pour comprendre les mécanismes qui contrôlent ces cycles, il faut s'intéresser à la fois aux forçages orbitaux (externes) de la Terre et à la variabilité interne du système climatique terrestre.

1.2.1. *Théorie astronomique du climat*

Les trois périodes régissant les cycles glaciaires depuis environ 800 ka sont de 100, 40 et 20 ka. Ce sont les mêmes périodes que celles qui rythment l'évolution des paramètres astronomiques régissant l'orbite terrestre. Ces paramètres, dits de Milankovitch du nom de leur découvreur, sont : l'excentricité de l'orbite (cycle de ~100 ka), l'obliquité de l'axe de rotation par rapport au plan de l'écliptique (cycle de ~41 ka) et la précession des équinoxes (cycle de ~19 à 23 ka). Les variations de ces paramètres, à l'échelle des temps géologiques, modulent l'insolation aux hautes latitudes (Fig. 0-3). Ce sont ces fluctuations de l'énergie solaire incidente à la Terre qui forcent le climat terrestre (Berger and Loutre, 1991 ; Laskar et al., 2004 ; Huybers, 2011 ; Huybers, 2011).

Bien que cette théorie ait été avancée par Milankovitch dès 1941 (Milankovitch, 1941), elle ne trouva une première confirmation matérielle que dans les années 1970, avec les travaux de Hays et al. (1976). Elle est aujourd'hui largement acceptée sous l'appellation de « théorie astronomique des paléoclimats ».

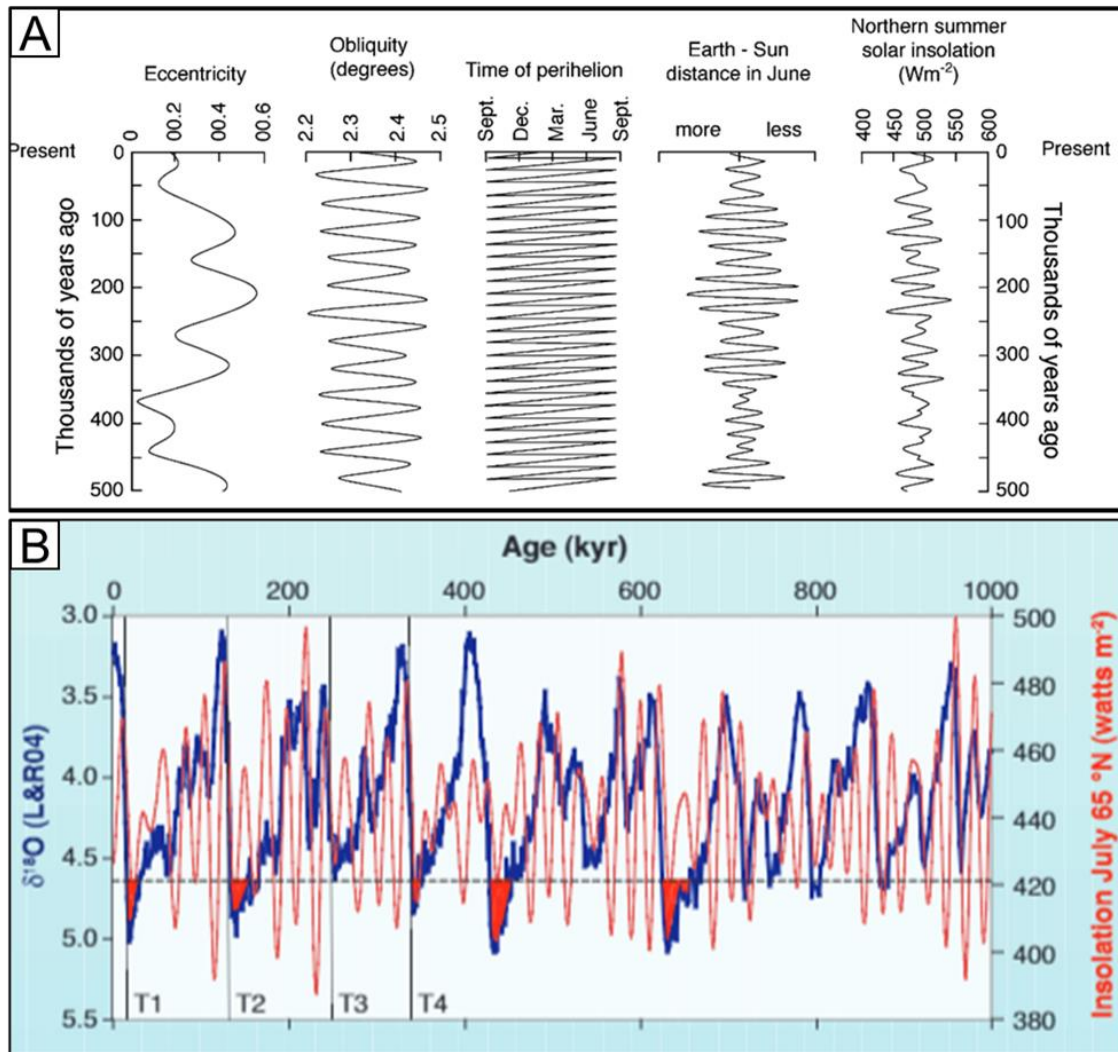


Figure 0-3. A) Variations des paramètres orbitaux au cours des 500 derniers milliers d'années (extrait de Maslin et Cristensen, 2007). De gauche à droite : excentricité, obliquité, périhélie, distance Terre – soleil en juin, insolation d'été à 65°N. **B)** Comparaison entre la séquence de référence 'LR04' (bleu) et l'insolation de juillet à 65°N (rouge) (extrait de Denton et al., 2010). Les maxima des cycles glaciaires sont mis en évidence en rouge, ainsi que les quatre dernières terminaisons (T1, T2, T3 et T4).

Sur ces bases, les périodes glaciaires seraient initiées par des insulations minimales en été dans l'hémisphère nord, selon les cycles de l'excentricité (~100 ka) et de la précession (~20 ka). Dans ces conditions, l'accumulation de neige est favorisée sur les continents de l'hémisphère nord, permettant le démarrage des englacements, surtout pour les inlandis des Laurentides (Amérique du Nord) et eurasiatique (nord de l'Eurasie). S'enchaînent alors des boucles de rétroaction (via la diminution de l'albédo notamment) qui plongent le climat global dans une période glaciaire. La sortie d'une période glaciaire se caractérise par l'augmentation de l'insolation estivale dans l'hémisphère nord, menant à la fonte des inlandis (hormis le Groenland et l'Antarctique).

Si la cyclicité des périodes glaciaires et interglaciaires au cours du Quaternaire semble bien s'expliquer par la théorie astronomique des climats, certains points indiquent qu'elle ne peut, à elle seule, expliquer correctement les fluctuations paléoclimatiques.

- D'une part, la durée des glaciations de 100 ka (au moins depuis 800 ka) reflète l'excentricité et non l'obliquité (41 ka). Or, c'est cette dernière qui est, théoriquement, la plus impactante en terme d'insolation.
- Il faut aussi souligner qu'à 65°N, les variations d'insolation sont relativement faibles en comparaison des changements climatiques enregistrés : $\pm 40 \text{ W.m}^{-2}$ d'amplitude maximale pour une moyenne de 440 W.m^{-2} (Fig. 0-3).
- Enfin, les variations des trois paramètres orbitaux impliqués dans la théorie astronomique des climats n'ont probablement pas changé depuis le Mésozoïque.

Ainsi, comment expliquer l'initiation des cycles glaciaires/interglaciaires il y a seulement 2.58 Ma et l'évolution de la cyclicité au cours du temps ?

1.2.2. Variabilités internes

Pour que les fluctuations d'insolation induites par la « petite musique de Milankovitch » (Ramstein, 2015 p.185) produisent des cycles glaciaires/interglaciaires, il faut un contexte adéquat. Trois éléments peuvent être soulignés :

- la présence de masses continentales aux pôles et aux hautes latitudes, pouvant supporter l'accumulation de neige puis de glace et initier des boucles de rétroaction conduisant aux glaciations ;
- des concentrations en CO_2 atmosphérique suffisamment faibles pour que les inlandsis de l'Antarctique et du Groenland se développent ;
- la disponibilité de sources d'humidité pour alimenter les glaciers, en lien notamment avec la mise en place du *Gulf Stream* dans l'Atlantique Nord (Burton et al., 1997).

Ces conditions sont un préalable pour que les forçages orbitaux pilotent l'évolution du système climatique terrestre. Elles mettent en évidence l'importance des interactions entre les différents compartiments du système climatique, c.-à-d. la circulation océanique, la composition chimique atmosphérique ou encore la distribution des masses terrestres et océaniques.

Il convient ici de noter que certains changements climatiques abrupts, d'une durée inférieure à la périodicité des paramètres orbitaux, ont été identifiés dans la littérature (Fig. 0-4A). Ces événements sont la marque de la variabilité interne du système climatique, naissant (1) de l'interaction entre les fluides calorifiques (atmosphère et océan) et (2) de la diversité de leurs réponses aux forçages externes, entre amplification, annulation, réduction, etc. (Fig. 0-4C).

Pour appréhender la manière dont s'exprime cette variabilité, il faut s'intéresser à la dernière période glaciaire. À cet égard, la grande quantité et diversité des signaux

paléoenvironnementaux reconstruits dans l'hémisphère nord, particulièrement de part et d'autre de l'Atlantique, en font une période particulièrement intéressante.

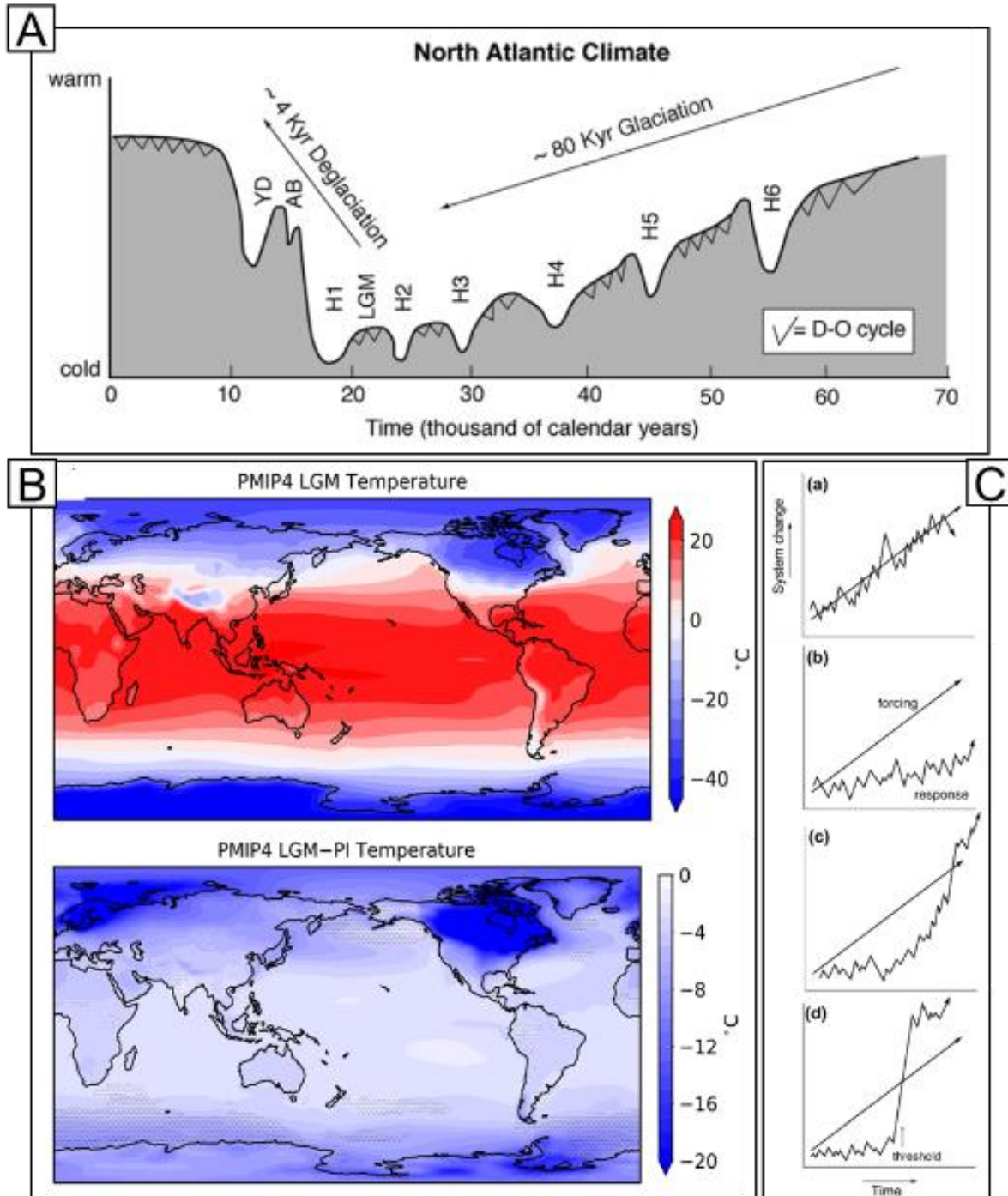


Figure 0-4. Aperçu du dernier cycle glaciaire. **A)** Schéma des variations climatiques qui affectent le dernier cycle glaciaire/interglaciaire (extrait de Maslin et Christensen, 2007). **B)** Simulation paléoclimatique du LGM par le Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) 4 (extrait de Kageyama et al., 2021). En haut, température atmosphérique modélisée pour le LGM. En bas, anomalie de température entre le LGM et la période pré-industrielle (PI). **C)** Schématisation des réponses potentielles d'un paramètre climatique à un forçage donné. De haut en bas, réponse synchrone et linéaire, réponse atténuée ou limitée, réponse retardée ou non-linéaire, réponse avec franchissement d'un seuil (extrait de Maslin et Christensen, 2007).

1.3. La dernière période glaciaire (Pléistocène supérieur)

La dernière période glaciaire s'étend de 110.8 à 11.7 ka. Les 80 premiers milliers d'années correspondent à un refroidissement lent ponctué d'événements rapides, de l'ordre du millénaire (Fig. 0-4A). Il s'agit des événements de Dansgaard-Oeschger (D-O) et des événements de Heinrich (HE). Entre 26 et 19 ka survient la culmination froide (*Last Glacial Maximum* ; LGM) (Fig. 0-4B), suivie de la Terminaison 1, transition vers l'interglaciaire actuel.

1.3.1. Événements de Dansgaard-Oeschger

En analysant le signal $\delta^{18}\text{O}$ issu des carottes de glace du Groenland (GRIP, GISP2, NGRIP et NEEM) lors de la dernière glaciation, 25 événements climatiques abrupts sont identifiés : les événements de Dansgaard-Oeschger, ou événements D-O (Fig. 0-4A) (Dansgaard et al., 1993). Il s'agit de variations de température fortes d'une durée de plusieurs siècles ou millénaires et où se succèdent : (1) une période de refroidissement (*Greenland Stadal* ; GS) (2) suivie par un réchauffement brusque de 5 à 16°C en quelques siècles, voire décennies (*Greenland Interstadial* ; GI) (3) avant un refroidissement graduel (Landais et al., 2004). Les événements D-O sont enregistrés dans les carottes de glace mais aussi dans des séquences sédimentaires marines et continentales (Voelker, 2002). Ainsi, leur impact dépasse le cadre local du Groenland et s'étend à l'ensemble de l'hémisphère nord.

Les mécanismes qui contrôlent ces événements D-O restent aujourd'hui mal définis. Cependant, ils jouèrent un rôle moteur dans les bouleversements paléoclimatiques et plus largement environnementaux, à l'échelle de l'hémisphère nord.

1.3.2. Événements de Heinrich

Les événements de Heinrich (HE) sont identifiés *via* des strates de débris grossiers (*Ice-Rafted Debris* ; IRD) intercalés dans les sédiments marins de l'Atlantique nord et retrouvés jusqu'à des latitudes moyennes, ~40°N. Ils sont interprétés comme issus de décharges d'icebergs, selon des événements rapides avec une période de retour ~7 ka (Fig. 0-5A) (Hemming, 2004). La source des IRD est retracée depuis l'inlandsis laurentidien (en particulier le détroit de l'Hudson ; Alley and MacAyeal, 1994) puis depuis ceux du Groenland et de Fennoscandie. Ces IRD témoignent de perturbations régulières des inlandsis laurentidien, groenlandais et fennoscandien, dont la cause et les processus sont encore en discussion.

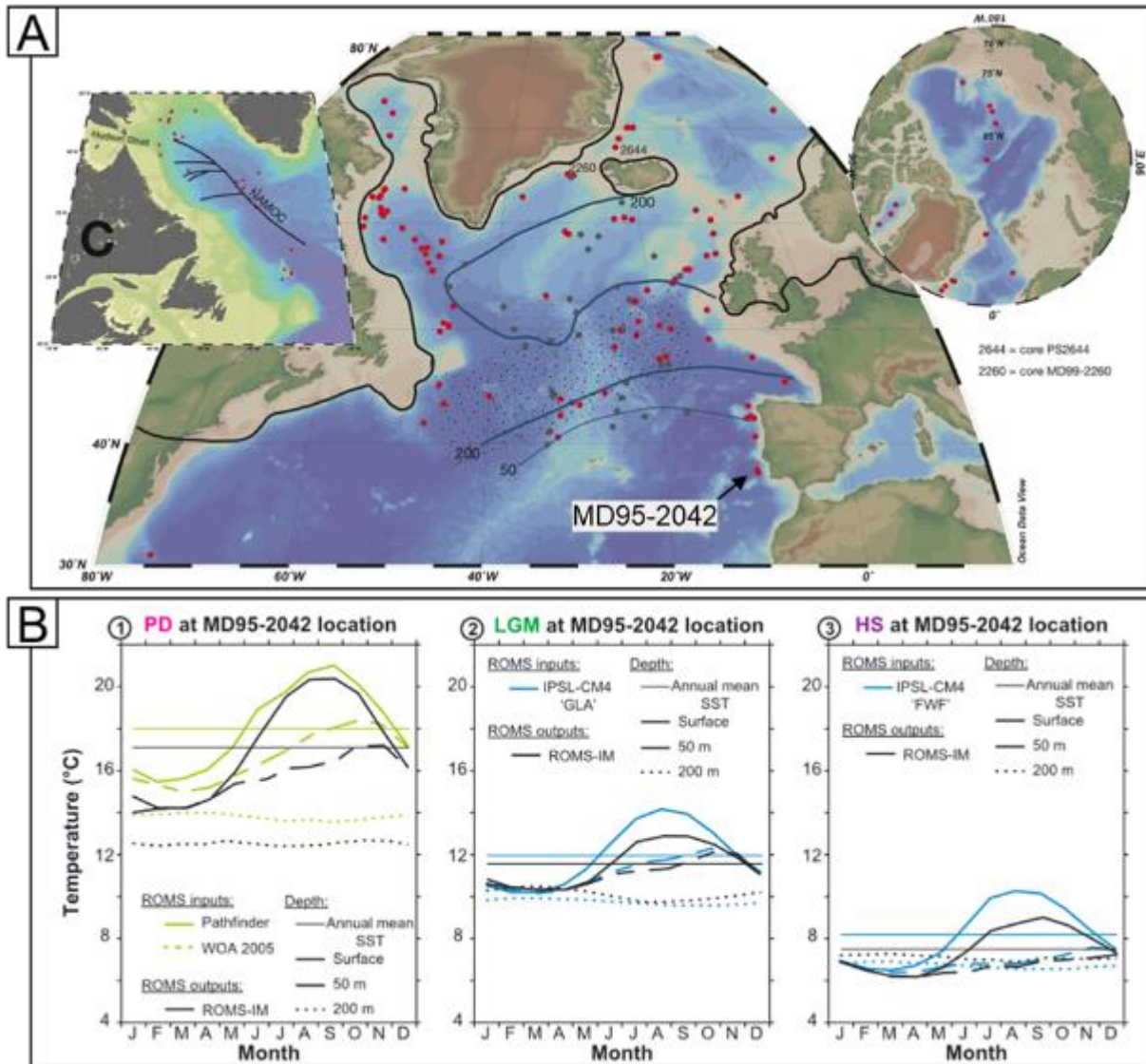


Figure 0-5. Les événements de Heinrich : **A)** Localisation des sites de forage comportant un signal 'IRD' publié entre 1978 et 2017 (points rouges et noirs) avec position de la bande de Ruddiman (pointillé noir), isolignes des concentrations en 'IRD' (Ruddiman, 1977) et localisation de la séquence MD95-2042 à l'ouest de la Péninsule Ibérique (modifié d'après Andrews et Voelker, 2017). **B)** Comparaison entre les températures océaniques de surface reconstruites depuis la séquence MD95-2042 (alkénones) et celles issues de simulations basées sur différents modèles (ROMS ; Regional Oceanic Modelling System), pour trois périodes : l'actuel (PD), le Last Glacial Maximum (LGM) et l'événement de Heinrich 1 (HS) (extrait de Darfeuil et al., 2016).

L'hypothèse principale décrit les événements de Heinrich comme des effets de l'amoinissement de la circulation méridienne de retournement Atlantique (Atlantic Meridional Overturning Circulation ; AMOC), produisant un réchauffement des eaux de surfaces dans la baie d'Hudson et la déstabilisation des rivières de glace associées (Alvarez-Solas et al., 2010, 2013 ; Bassis et al., 2017). Ce ralentissement de l'AMOC est le résultat d'entrée d'eau froide, issue de la fonte des inlandsis autour de l'Atlantique nord (Toucanne et al., 2022). Cet apport d'eau de fusion est associé à la fonte rapide des inlandsis du nord de l'Europe. Les causes de ces fontes sont encore mal définies.

Ces événements s'intègrent dans un contexte de refroidissement fort associé à la chute de la salinité des eaux de surface de l'Atlantique nord, comme en témoignent les assemblages de foraminifères benthiques (Fig. 0-5B) (Pascual et al., 2020). Ils impactent aussi fortement les climats d'Europe de l'ouest (Kageyama et al., 2005 ; Sanchez Goñi and Harrison, 2010).

1.3.3. Dernier Maximum Glaciaire (LGM)

Le Dernier Maximum Glaciaire (LGM – *Last Glacial Maximum*) se définit comme l'intervalle pour lequel le niveau marin est le plus bas, associé au maximum d'englacement sur les continents, au cours de la dernière glaciation (Mix et al., 2001 ; Clark et al., 2009). Aujourd'hui, il est généralement admis que le LGM est centré sur 21 ka avec des bornes d'incertitude à 26 et 19 ka. Cet âge est confirmé par d'autres données et notamment par la compilation de 56 séquences sédimentaires (Shakun et Carlson, 2010) d'où il ressort que le minima thermique est enregistré à $22,2 \pm 4,0$ ka (Figs. 0-1C et 0-4B). Si ces données semblent converger, il subsiste néanmoins des divergences :

- des propositions de minima de niveau marin à 23,1 – 24,6 ka (Tompson et Goldstein, 2006) ;
- la datation des séquences glaciaires continentales montre que les maxima locaux (LLLGM ; *Local Last Glacial Maximum*) sont asynchrones (cf. Hughes et al., 2013 ; Batchelor et al., 2019) en réponse à des forçages climatiques d'échelle régionale.

Au regard de ces éléments, Hughes et Gibbard (2015) pointent le manque d'ancrage stratigraphique du LGM. Ils proposent ainsi de le baser sur le *Greenland Stadal 3* (GS 3) entre 27,54 et 23,34 ka. Cet intervalle recoupe (1) le plus bas niveau marin et (2) les pics de poussières enregistrés dans les carottes de glace antarctiques (EPICA) et du Groenland (NGRIP), pics interprétés comme un indicateur de la culmination froide des températures de l'air sur les continents.

La fin de la dernière glaciation est marquée par la transition vers l'Holocène, ou LGIT (*Last Glacial/Interglacial Transition*), qui débute vers 19 ka dans l'hémisphère nord pour prendre fin il y a 11,7 ka.

1.3.4. Les paléoglaciers en Europe de l'ouest : des indicateurs paléoclimatiques

Les paléoglaciers n'ont pas tous atteint leur emprise maximale au même moment au cours de la dernière glaciation (Ehlers et al., 2011 ; Hughes et al., 2013 ; Allard et al., 2021b). Ce caractère asynchrone reflète des évolutions paléoclimatiques régionales différentes en lien notamment avec la modification des paléocirculations atmosphériques qui modifie la répartition des précipitations.

Avant d'évoquer l'Europe de l'ouest, il convient de rappeler que l'hémisphère nord, durant la majeure partie de la dernière période glaciaire, était couvert par trois inlandsis : Laurentides, Groenland et Eurasie (Figs. 0-1B et 0-6A). La reconstitution de leurs fluctuations met en évidence que leurs maxima locaux n'ont pas été atteints au même moment ; deux maxima s'individualisent, au MIS 2 (29 – 11 ka) et au MIS 4 (71 – 57 ka) (Batchelor et al., 2019). Ce développement asynchrone est attribué à un assèchement, global et progressif, durant la dernière glaciation. Ainsi, durant la culmination froide du MIS 2, seuls les glaciers proches d'une source d'humidité abondante ont connu une extension glaciaire importante (Hughes et al., 2013). Ce fut le cas pour une partie des englacements de l'Europe de l'ouest.

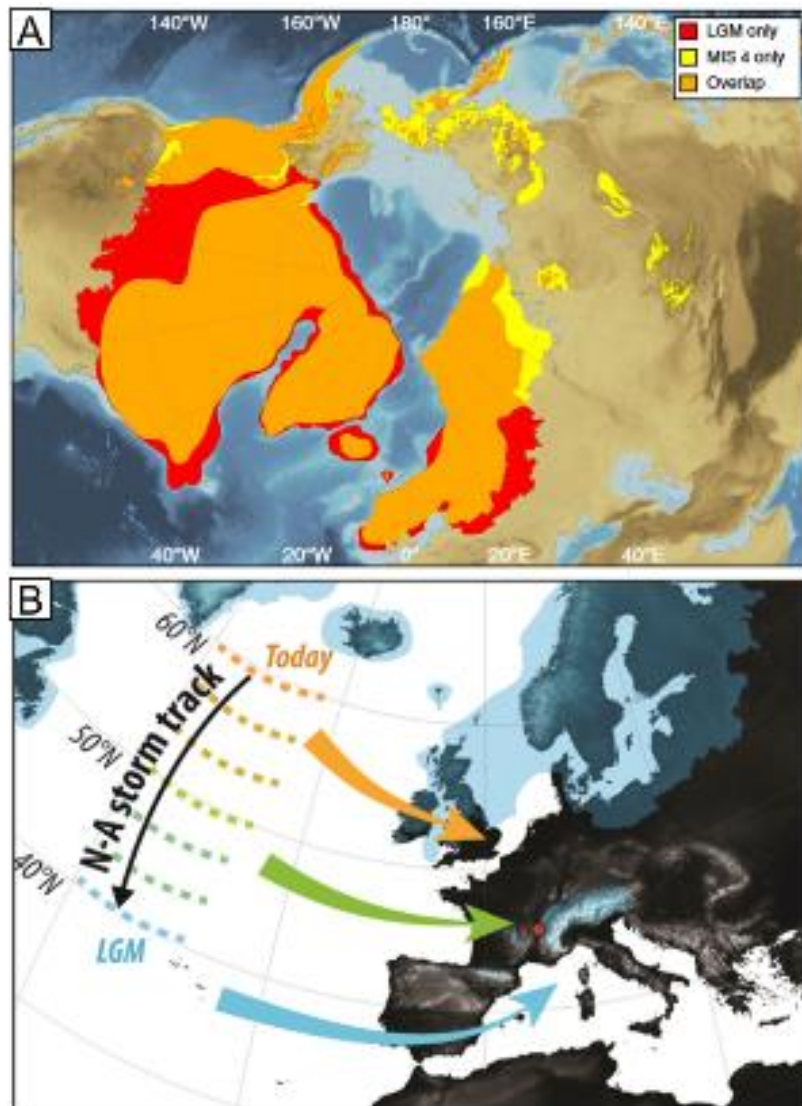


Figure 0-6. Exemple des différentes échelles spatiales de l'asynchronicité des paléoglaciers au Pléistocène supérieur. **A)** Carte des emprises maximales, entre MIS 2 (LGM) et MIS 4, des inlandsis Laurentides, Groenland et Eurasiatique durant la dernière glaciation (Batchelor et al., 2019. **B)** Représentation schématique de la dérive vers le sud des westerlies (N-A storm track) au cours de la dernière glaciation (Gribenski et al., 2021). La flèche orange matérialise la trajectoire des westerlies actuelles. La flèche verte matérialise la trajectoire des westerlies lors du MIS 4, susceptibles d'alimenter le lobe lyonnais (point rouge). La flèche bleue matérialise la trajectoire des westerlies au cours du MIS 2.

A l'échelle de l'Europe de l'ouest, au cours du LGM et du LGIT, les emprises glaciaires maximales sont atteintes de manière asynchrone entre l'inlandsis eurasiatique (Hughes et al., 2015), plusieurs lobes de l'icefield alpin (Wirsig et al., 2016) ou encore les paléoglaciers de la péninsule Ibérique (Domínguez-Villar et al., 2013). Cette asynchronicité est mise en relation avec la modification des flux atmosphériques hivernaux, porteurs des précipitations neigeuses, qui alimentent les paléoglaciers. La migration vers le sud des trajectoires des dépressions hivernales en provenance de l'Atlantique nord (*westerlies*) est identifiée comme l'élément majeur contrôlant la circulation des masses d'air sur l'Europe de l'ouest (**Fig. 0-6B**) (Florineth and Schlüchter, 2000 ; Delmas et al., 2011 ; Monegato et al., 2017 ; Gribenski et al., 2021). Cette migration, favorisée par l'extension vers le sud des fronts polaires jusqu'à des latitudes basses (~40°N), favorise les remontées de flux méditerranéens humides sur son pourtour, jusqu'aux Alpes (Luetscher et al., 2015).

2. Les englacements du Pléistocène supérieur comme marqueurs paléoclimatiques

Parmi l'ensemble des indicateurs paléoclimatiques disponibles pour quantifier les évolutions du système climatique terrestre, les séquences de dépôts de marge glaciaire préservées en contexte continental sont particulièrement intéressantes. Mises en place par les avancées et retraits des paléoglaciers en réponse à des forçages climatiques, elles fournissent des jalons morpho-stratigraphiques permettant de reconstituer l'histoire des paléoglaciers associés. Ces indicateurs enregistrent des événements à une échelle spatiale locale et à une échelle temporelle courte, de l'ordre du millénaire, dans des régions et pour des périodes où, bien souvent, les autres indicateurs paléoclimatiques manquent.

L'utilisation des paléoglaciers et de leurs fluctuations comme indicateurs paléoclimatiques repose sur trois piliers : la géomorphologie glaciaire, la géochronologie et la glaciologie qui, ensemble, permettent d'accéder, à partir des séquences de dépôts des marges glaciaires, aux conditions paléoclimatiques. Ces trois piliers sont déclinés dans cette section comme suit :

- reconnaissance des séquences de dépôts des marges glaciaires pour reconstituer les fluctuations glaciaires ;
- datation des séquences pour produire un cadre chronologique ;
- enfin, quantification des conditions paléoclimatiques corrélatives des paléoglaciers reconstitués.

2.1. Géomorphologie glaciaire

La géomorphologie glaciaire étudie les processus qui façonnent les formes en creux (érosion) ou les dépôts et formes directement attribuables aux glaciers (Menziès, 2018). Ce champ scientifique s'intéresse particulièrement aux trois composantes qui font des glaciers des agents morphogéniques, c'est-à-dire moteurs de la transformation du relief : les processus d'érosion, les processus de transports et les processus de déposition. La reconnaissance de ces trois processus, à travers les caractères des formes et formations glaciaires, permet de préciser les dynamiques des glaciers et paléoglaciers qui les ont mis en place.

2.1.1. *Érosions, transports et dépôts : généralités*

On distingue généralement deux types de glaciers : les glaciers polaires (ou froids) dont la glace conserve une température négative et les glaciers tempérés dont la glace à la base peut

atteindre la température de fusion et ainsi produire des eaux de fusion. Cette dernière permet alors le glissement du glacier sur son lit rocheux et facilite les processus érosifs. C'est sur ce dernier cas que se focaliseront les sections suivantes.

Les glaciers sont connus pour être des agents d'érosion puissants (Benn and Evans, 2010). Cette érosion s'exprime principalement selon trois processus prenant place à la base du glacier, au niveau de son contact avec son lit rocheux. Il s'agit de l'abrasion, de l'arrachement (*plucking*) et de l'incision *via* les eaux de fusion. Un éventail de formes est façonné par ces processus, des stries millimétriques imprimées sur les polnis glaciaires aux vallées alpines en auge en passant par les reliefs de « *knobs and lochans* » (raclage des surfaces rocheuses modelant les paysages selon des successions de buttes et dépressions occupées par des lacs) typiques des socles des moyennes latitudes ayant été englacés.

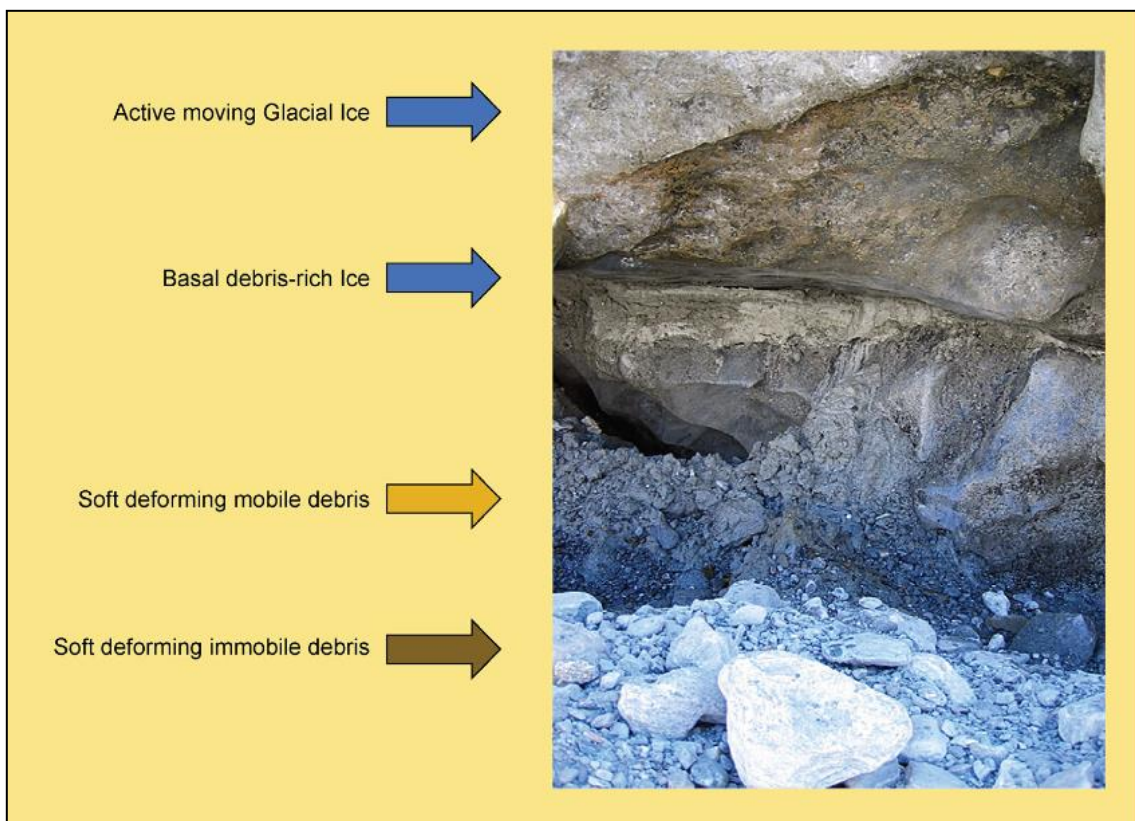


Figure 0-7. Photographie annotée de la semelle du glacier Findelen (Suisse) montrant la charge sédimentaire de la glace active, les sédiments meubles en cours d'entraînement et déposés en contact avec le glacier (extrait de Menzies, 2018). Noter la forte densité en débris de la glace basale, pouvant contenir jusqu'à 75 % du volume de débris (en volume).

Les produits de l'érosion sous-glaciaire alimentent la charge sédimentaire du glacier (Fig. 0-7). S'y ajoutent, le cas échéant, les apports issus des versants supra-glaciaires, par avalanche notamment. Ainsi, un glacier transporte de manière non sélective des sédiments à sa base, en son sein et à sa surface (Boulton and Deynoux, 1981).

Selon Bennett et Glasser (1996), cinq processus se distinguent dans la mise en place des sédiments glaciaires :

- la poussée des sédiments au front du glacier du fait de l'avancée glaciaire ;
- l'accumulation de sédiments, depuis les versants, contre le glacier ;
- le largage de sédiments ;
- la fonte de la glace à son front, libérant les sédiments qu'elle contient ;
- la fonte de la glace à la base, libérant les sédiments qu'elle contient.

La définition du dépôt glaciaire typique, ou *till*, est sujette à beaucoup de controverses en lien avec les nombreux processus et contextes impliqués dans sa mise en place (Menzies, 2003). La définition généraliste de Dreimanis et Schlüchter (1985) propose : « *a sediment that has been transported and is subsequently deposited by or from glacier ice, with little or no sorting by water* ». Cette définition met en avant l'importance de l'eau de fusion dans l'environnement glaciaire et dans les relais de processus pouvant affecter les *tills*.

En fonction des contextes morphostructuraux (rhéologie du lit rocheux, topographie), des conditions climatiques et des dynamiques glaciaires, les processus d'érosion, de transport et d'accumulation vont produire des formes glaciaires particulières. On en distingue généralement trois catégories : les formes d'érosion, les formations (accumulations sans morphologies particulières) et les formes d'accumulation construites (avec une morphologie particulière). La description, l'inventaire et la cartographie de ces formes fournissent la base des reconstructions des paléoglaciers (Chandler et al., 2018).

2.1.2. Reconstituer les fluctuations des paléoglaciers

La reconstitution des paléoenglacements repose principalement sur l'approche de l'inversion glaciaire formalisée par Kleman et Borgström (1996). A partir de la reconnaissance de l'ensemble des formes et formations glaciaires actuelles et de leur position, les emprises spatiales (extensions et épaisseurs) ainsi que les dynamiques (directions des écoulements notamment) des paléoglaciers peuvent être déterminées. Cette approche aboutit à la définition de *glacial landsystems*, décrivant un assemblage de formes et de formations glaciaires témoins de dynamiques glaciaires typiques (Fig. 0-8A) (Evans, 2003, 2011, Bickerdike et al., 2018).

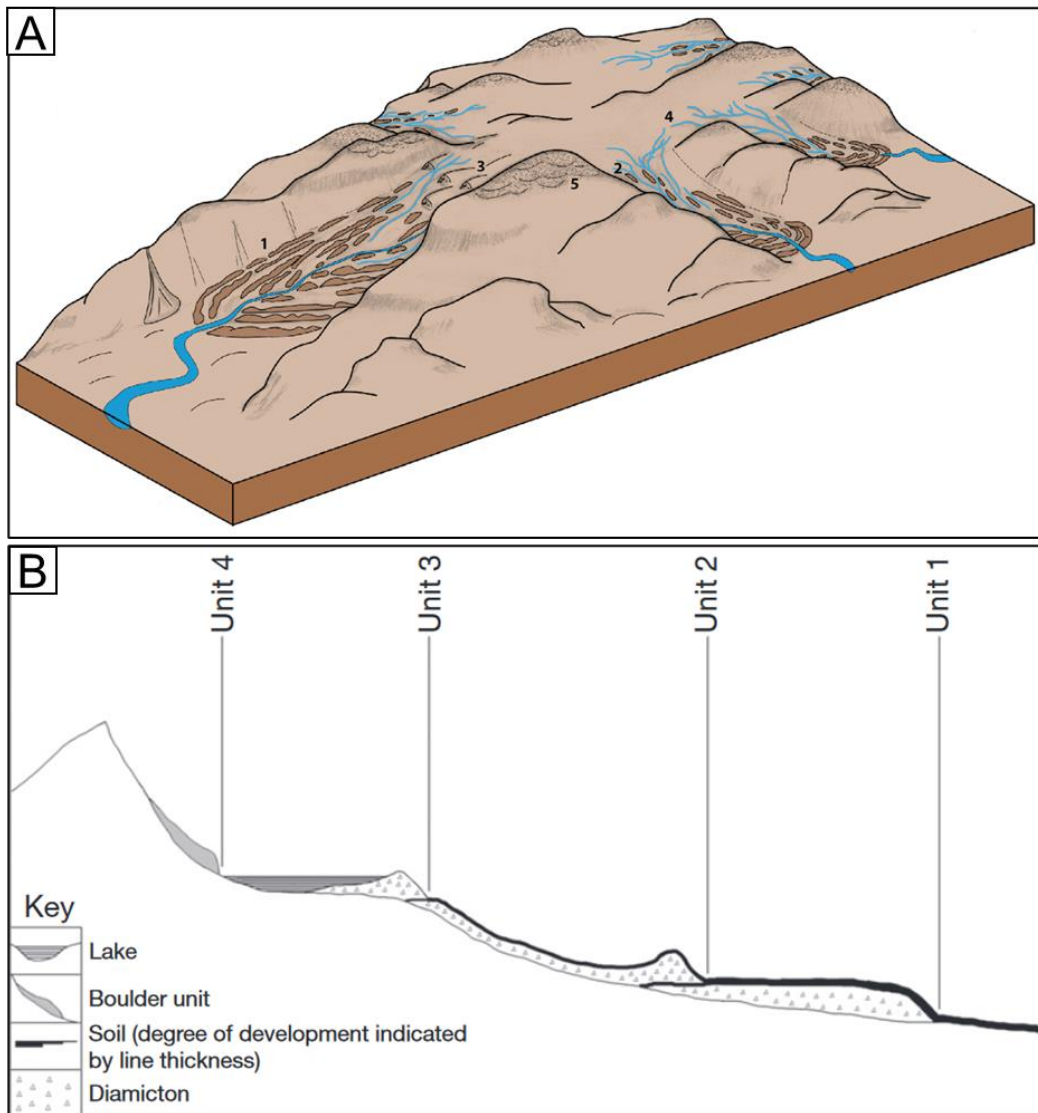


Figure 0-8. Modèle conceptuel de l'approche géomorphologique pour la reconstitution des fluctuations paléoglaciales. A) Modèle conceptuel du glacial landsystem reconstruit pour un paléo-glacier de plateau (plateau icefield) typique en Grande Bretagne lors du stade Loch Lomond (Dryas récent) (extrait de Bickerdike et al., 2018). 1) moraines de retrait localisées dans les vallées, 2) moraines de retrait dans les têtes de vallées, 3) roches décapées et moutonnées dans les têtes de vallées, 4) chenal proglaciaire, 5) champs de blocs périglaciaire de type felsenmeer. B) Profil longitudinal théorique d'une vallée déglacée (extrait de Hughes, 2013). L'assemblage sédiments-formes est subdivisé en unités attribuées à des stades d'englacement, de 1 (le plus ancien) à 4 (le plus récent).

Les reconstructions des fluctuations glaciaires reposent sur des formes clés, dont la position et/ou les caractéristiques permettent de jalonner l'histoire des avancées/retraits. En effet, ces dernières fournissent des jalons de l'extension du glacier à un moment donné. Benn et Evans (2010) proposent ainsi de classer les moraines frontales en trois grandes catégories reflétant la diversité des processus prenant place au front des glaciers :

- les moraines de poussées : elles sont issues de la poussée du glacier, qui produit une déformation de la glace et des sédiments, formant une crête perpendiculaire à son front.

- les *dump* moraines : elles s'édifient par accumulation de sédiments, relâchés au front du glacier. La morphologie des *dump* moraines dépend de plusieurs facteurs : la vitesse de la glace, la charge en sédiments ou encore la durée de stationnement du front.
- les moraines d'ablation : elles sont issues de l'accumulation, à la surface du glacier, de débris qui sont ensuite entraînés vers les marges et libérés lors de la fusion de la glace au front du glacier.

La cartographie des moraines frontales est à la base des reconstitutions des fluctuations des paléoglaciers. Les relations géométriques de ces moraines avec d'autres formes glaciaires ou autres (fluviales, périglaciaires, gravitaires) permettent de définir un cadre morphostratigraphique dans lequel l'ordre des retraits glaciaires est reconstitué (Hughes, 2013; Lukas, 2006). Le principe sous-jacent à cette approche repose sur le caractère érosif d'une avancée glaciaire. C'est-à-dire que l'ensemble des formations meubles rencontrées lors de l'avancée d'un glacier est remobilisé par ce dernier, transporté et re-déposé (Sugden, 1968). Ainsi, les moraines frontales d'un paysage déglacé jalonnent les différents stades glaciaires depuis la dernière extension maximale jusqu'aux dernières phases de l'englacement (Fig. 0-8B).

2.2. Du glacier au proxy climatique

Lorsque la géométrie 3D d'un glacier est connue (longueur et épaisseur), il est possible d'en déduire des paramètres glaciologiques directement contrôlés par les conditions climatiques locales. En effet, le système glaciaire est un système ouvert. C'est à dire qu'il est soumis aux interactions avec son environnement et principalement le climat, qui contrôle son alimentation en neige et l'ablation de la glace. D'autres paramètres sont essentiels et notamment le contexte topographique (exposition, ombrage). À cela s'ajoutent le contexte géologique générale, la géothermie, le volcanisme et l'instabilité des terrains (glissements de terrain).

2.2.1. Le bilan de masse et la Ligne d'Équilibre Glaciaire (LÉG)

Pour appréhender le lien entre glacier et climat, la notion de bilan de masse est centrale. Le bilan de masse d'un glacier correspond à la différence entre le volume de glace accumulé et le volume de glace fondu, au cours d'une période donnée (Fig. 0-9A) (Cogley et al., 2011). La production de glace provient de l'accumulation de neige à la surface puis de sa transformation en glace. L'accumulation de neige et sa transformation en glace sont un long processus contrôlé par les conditions topo-climatiques : précipitations neigeuses, avalanches, redistributions par le vent et regels de l'eau de fusion ou précipitations dans la couche de neige.

L'ablation fait référence au volume de glace perdu par le glacier *via* la fusion et la sublimation. Ainsi, l'ablation est conditionnée par la température de l'atmosphère au contact de la glace et par les radiations (Braithwaite, 1981). À cela s'ajoute la fusion à la base du glacier lorsque la température de celui-ci est proche du point de fusion (0°C à pression atmosphérique moyenne). Ainsi défini, le bilan de masse d'un glacier est dépendant des saisons avec, en hiver, une accumulation favorisée et une ablation limitée. En été, l'inverse se produit.

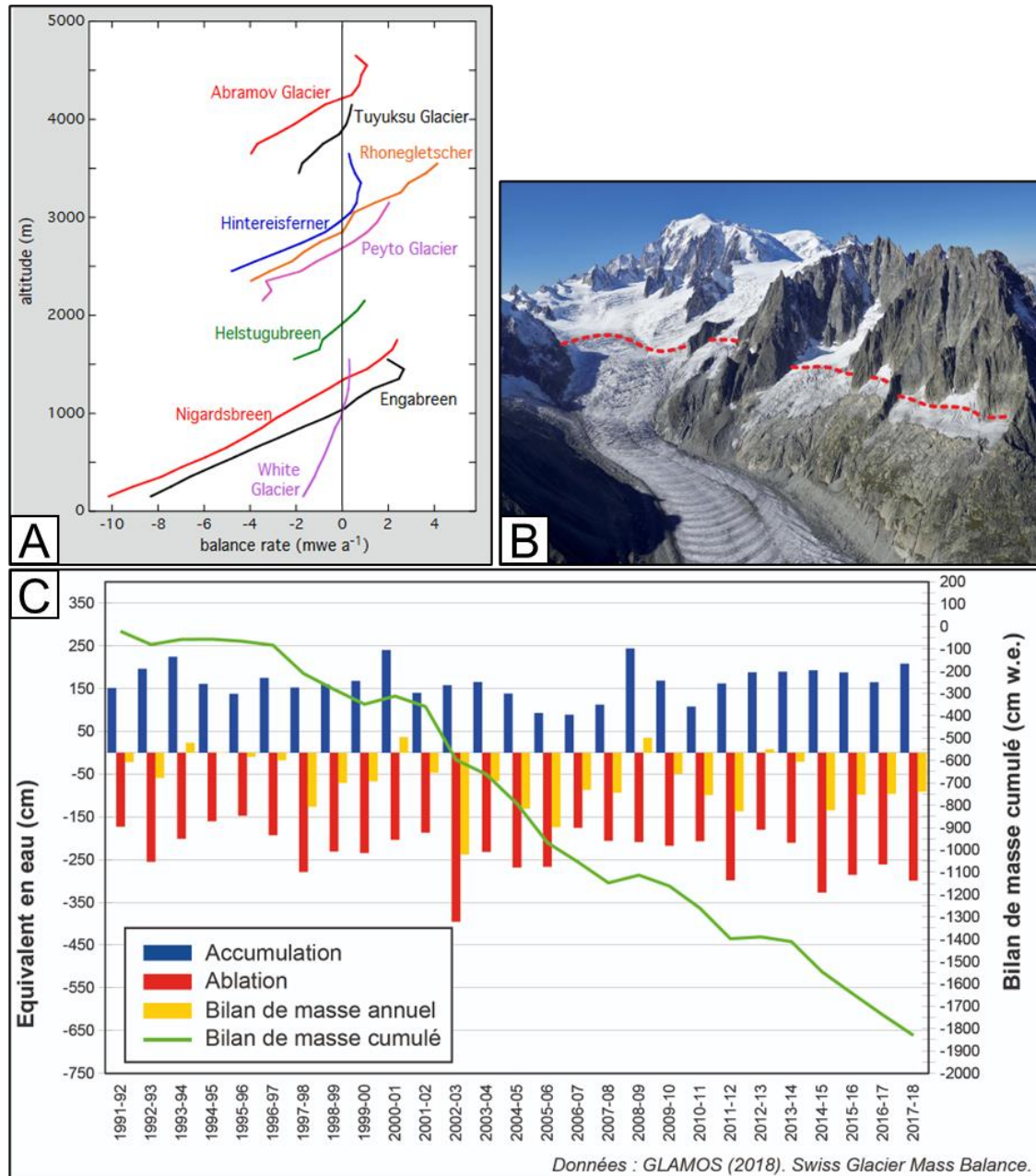


Figure 0-9. Bilan de masse d'un glacier. A) Bilan de masse mesuré en surface en fonction de l'altitude pour plusieurs glaciers, d'après les données du World Glacier Monitoring Service (Extrait de Oerlemans, 2010). B) Photographie annotée des glaciers du Géant et de Trélaporte (Massif du Mont Blanc), le tireté rouge délimite la zone d'ablation en aval de la zone d'accumulation en amont (source : S. Couterrand - <https://www.glaciers-climat.com>). Noter la différence de couleur : blanche en amont (neige pérenne), bleu-grise en aval où la neige hivernale fond en été, laissant apparaître la glace et les sédiments supraglaciaires. C) Bilan de masse annuel et cumulé, entre 1991 et 2018, du glacier Basodino (Suisse) (Glamos).

Cette notion, appliquée à la surface du glacier au cours d'une année (généralement septembre à août) permet de mettre en évidence deux zones bien distinctes :

- la zone d'accumulation, qui se caractérise par un bilan de masse net positif, généralement en amont ;
- la zone d'ablation, qui se caractérise par un bilan de masse net négatif, généralement à l'aval.

Le cumul des bilans de masse de surface annuels sur une période plus longue détermine la dynamique glaciaire (Fig. 0-9C). Pour un bilan de masse pluri-annuel en déficit, l'épaisseur du glacier s'amenuise et son front recule. Pour un bilan de masse pluri-annuel en excès, le glacier s'épaissit et son front avance.

Entre les zones d'accumulation et d'ablation se distingue une ligne théorique où le bilan de masse annuel en surface est nul. Il s'agit de la Ligne d'Équilibre Glaciaire (LÉG) (**Fig. 0-9B**). Elle constitue un paramètre glaciologique simple permettant d'appréhender la relation glacier/climat. En effet, de nombreuses relations empiriques sont proposées pour établir les conditions climatiques à son altitude (Ohmura et al., 1992 ; Braithwaite, 2008 ; Carr et al., 2010). Surtout la reconstitution de son évolution au cours du temps et à une échelle régionale fournit un marqueur des paléocirculations atmosphériques régionales (Kuhleman et al., 2008).

2.2.2. L'état d'équilibre et la sensibilité des glaciers

Un glacier à l'équilibre avec les conditions climatiques implique un bilan de masse constant pendant plusieurs années (Cogley et al., 2011). Cela se traduit par un volume de glace stable. Or, les conditions climatiques sont variables par nature. L'occurrence des précipitations neigeuses cumule ainsi variabilité des températures et variabilité des précipitations. Sur ces bases, on considère qu'un glacier s'ajuste continuellement aux conditions climatiques.

Tableau 0-1. Sensibilité des glaciers selon leur épaisseur et le contexte climatique régionale (modifié d'après Cuffey et Patterson, 2010).

	Épaisseur (en m)	Ablation aux marges (en m/an)	Temps de réponses (en années)
Glaciers tempérés et climats maritimes	150 – 300	5 – 10	15 – 60
Glaciers polaires	150 – 300	0,5 – 1	150 – 600
Inlandsis du Groenland	3000	1 – 2	1500 – 3000

Cette remarque conduit à s'interroger sur la notion de temps de réponse des systèmes glaciaires à un changement climatique donné. Or, ce temps de réponse, ou sensibilité, est largement contrôlé par le contexte climatique. De Woul et Hocke (2005) montrent que les glaciers des contextes tempérés maritimes réagissent vite aux modifications des apports neigeux. Cela s'explique (1) par l'impact des changements de température sur la répartition pluie/neige, (2) par la forte dépendance du bilan de masse aux précipitations neigeuses et (3) par la durée et l'intensité de la période de fonte (Tableau 0-1). La quantification de ces sensibilités, selon Cuffey et Patterson (2010), débouche sur un rapport de 1 à 10 entre la sensibilité des glaciers tempérés en contexte maritime (à forte accumulation et forte ablation ; Fig. 0-9A) et la sensibilité des glaciers polaires (à faible accumulation et faible ablation).

2.3. Apports des Nucléides Cosmogéniques Terrestres (NCT) produits *in situ* à la datation des formes et formations glaciaires

Un point essentiel dans les reconstitutions des paléoglaciers est le calage chronologique de leurs fluctuations. Deux grandes approches se distinguent :

- la morpho-stratigraphie, partie intégrante des approches de la géomorphologie glaciaire, qui permet (1) d'ordonner les phases d'avancée/retrait et (2) de proposer des corrélations avec des formes et formations non-glaciaires ;
- la datation directe des formes et formations glaciaires *via* des outils de géochronologie.

Les apports de la datation directe des formes et formations glaciaires aux reconstitutions des paléoglaciers sont importants. En comparaison des datations indirectes produites sur des séquences sédimentaires non-glaciaires (âges radiocarbone par exemple), elle permet d'établir des cadres chronologiques absolus plus robustes (1) en s'affranchissant de certaines hypothèses morpho-stratigraphiques comportant des biais (corrélation entre des formes issues de vallées distantes) (Lukas, 2006 ; Lüthgens et Böse, 2012 ; Barr et Lovell, 2014) et (2) en réduisant la période de latence entre le phénomène d'intérêt (déglaciation) et l'objet daté (moraines, surfaces d'érosion sous-glaciaire).

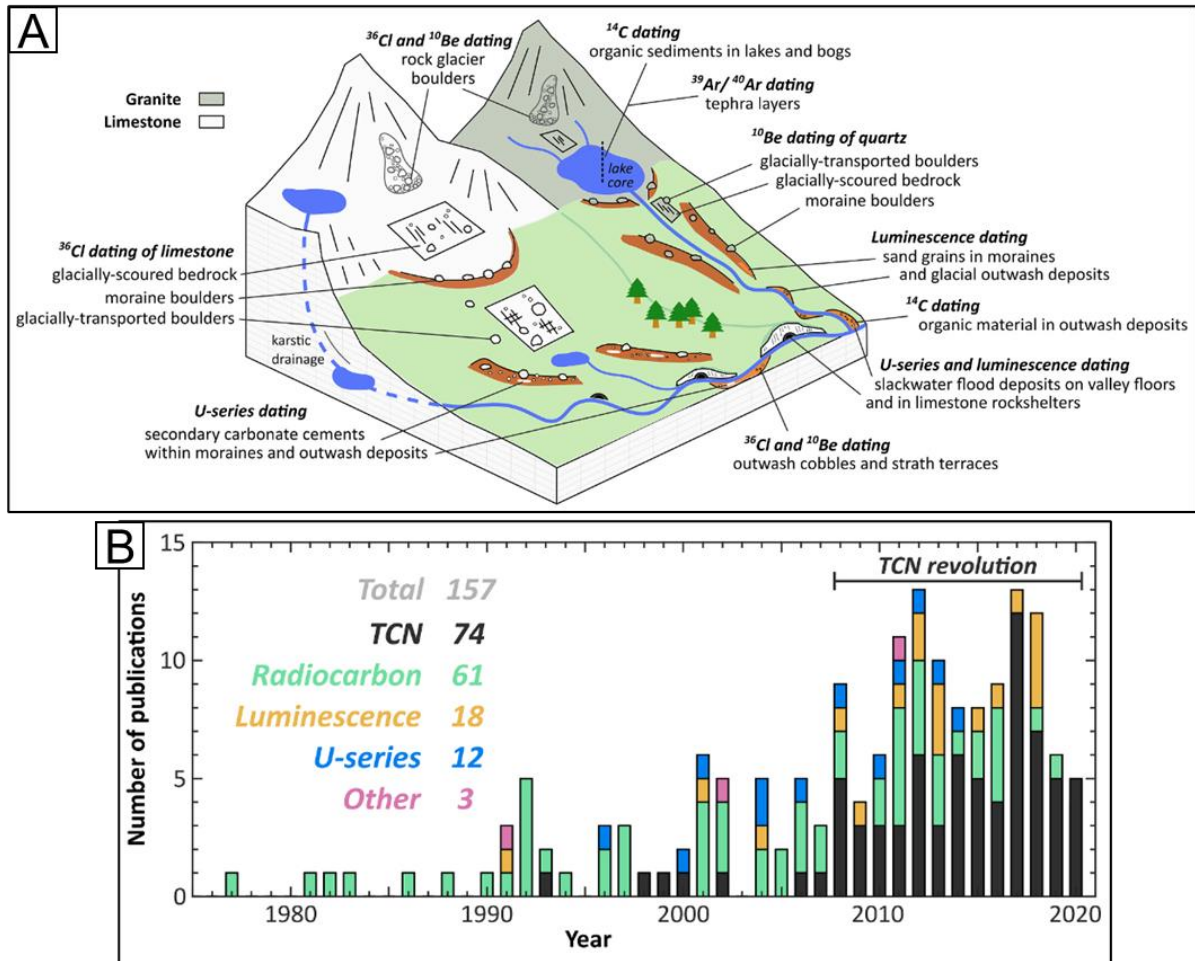


Figure 0-10. Synthèse de l'évolution des méthodes de datation radiométrique applicables aux paysages déglacés dans les montagnes du bassin méditerranéen (extrait de Allard et al., 2021b). **A)** Diagramme schématisant de l'application des différentes méthodes de datation radiométrique (TCN, radiocarbone, OSL, U-série et Ar) en fonction des contextes géologiques et géomorphologiques. **B)** Diagramme en barres montrant l'augmentation des publications ($n = 157$) présentant des datations directes dans les paysages déglacés. La catégorie 'Autre' correspond aux outils de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, electron spin resonance (ESR) et ^{210}Pb .

De nombreuses méthodes de datation directe sont disponibles pour dater les sédiments glaciaires et associés (Fig. 0-10A). Leur déploiement est dépendant de prérequis géologiques et géomorphologiques. Parmi ces méthodes, la datation par Nucléides Cosmogéniques Terrestres produits *in situ* (NCT) est la plus employée dans les contextes déglacés (Fig. 0-10B). En effet, l'emploi des NCT est particulièrement bien adapté aux sédiments glaciaires (Balco, 2011) car les glaciers érodent des surfaces rocheuses et produisent des sédiments frais (arrachés de leur lit) qu'ils libèrent à leur front ou durant leur retrait. Dès ce moment, les sédiments et les surfaces érodées sont exposés aux rayonnements cosmiques et le chronomètre des NCT produit *in situ* démarre. Les sous-sections suivantes s'intéressent d'abord aux principes généraux de la production de NCT produits *in situ*, puis à leurs applications aux sédiments glaciaires.

2.3.1. Rayonnement cosmique primaire et secondaire

Le rayonnement cosmique primaire est un flux de particules à haute énergie (de 10^3 à 10^{20} eV). Une faible fraction, très énergétique, de ce rayonnement (10^{20} eV) provient de l'extérieur de notre galaxie (Goss et Philipps, 2001). Les particules dont l'énergie est comprise entre 10^6 et 10^{20} eV sont émises par des supernovæ de la Voie lactée (notre galaxie). Enfin, une fraction de particules d'énergie plus faible (10^3 à 10^6 eV) est émise par le Soleil. Les particules de ce rayonnement sont chargées et, de ce fait, interagissent avec le champ magnétique terrestre. Ce dernier module la quantité de rayonnement cosmique primaire atteignant l'atmosphère, principalement selon l'énergie et l'angle d'incidence. Pour quantifier la capacité du champ magnétique terrestre à dévier une particule, on utilise le seuil de rigidité magnétique (unité de mesure de la déflexion d'une particule soumise à un champ magnétique en GeV). Fort à l'équateur (10 à 17 GeV), ce seuil diminue avec la latitude (0,3 à 1,2 GeV aux pôles) (Smart et al. 2005). Ainsi, seules les particules énergiques, dépassant ce seuil, peuvent traverser le champ magnétique et atteindre l'atmosphère terrestre. Il convient de noter que le seuil de rigidité magnétique, variable spatialement, l'est aussi temporellement en fonction des fluctuations d'intensité du champ magnétique et des cycles d'activité solaire.

L'interaction entre les particules les plus énergiques du rayonnement cosmique primaire et l'environnement terrestre se décompose en deux étapes : d'abord dans l'atmosphère, puis dans la croûte terrestre superficielle. Ces interactions produisent des réactions nucléaires, principalement la spallation, la capture neutronique et des réactions associées à l'impact des muons (lents ou rapides). Dans l'atmosphère, cet enchaînement de réactions, ou cascade hadronique, produit le rayonnement cosmique secondaire (Fig. 0-11A). Au cours de la cascade hadronique, l'énergie du rayonnement cosmique secondaire se dissipe dans l'atmosphère avec des longueurs d'atténuation variables en fonction des particules impliquées.

2.3.2. Production in situ des Nucléides Cosmogéniques Terrestres (NCT)

Finalement, les particules du rayonnement cosmique secondaire qui atteignent la surface terrestre réagissent avec les roches et sédiments qui la composent en produisant des NCT *in situ*. Les taux de production des NCT varient en fonction de trois paramètres :

- La latitude. Les taux de production augmentent avec la latitude en même temps que le seuil de rigidité magnétique décroît, jusqu'à atteindre un palier à 50-60° de latitude (Fig. 0-11B).
- L'altitude, à travers l'atténuation des particules de la cascade hadronique, proportionnelle à la quantité de matière traversée (Fig. 0-11B).
- La temporalité : si le rayonnement cosmique primaire est constant depuis 10 Ma (Leya, 2010), le rayonnement cosmique secondaire est quant à lui variable et dépendant des

variations d'intensité du champ magnétique, des cycles d'activité solaire et des variations de densité de l'atmosphère (Fig. 0-11B).

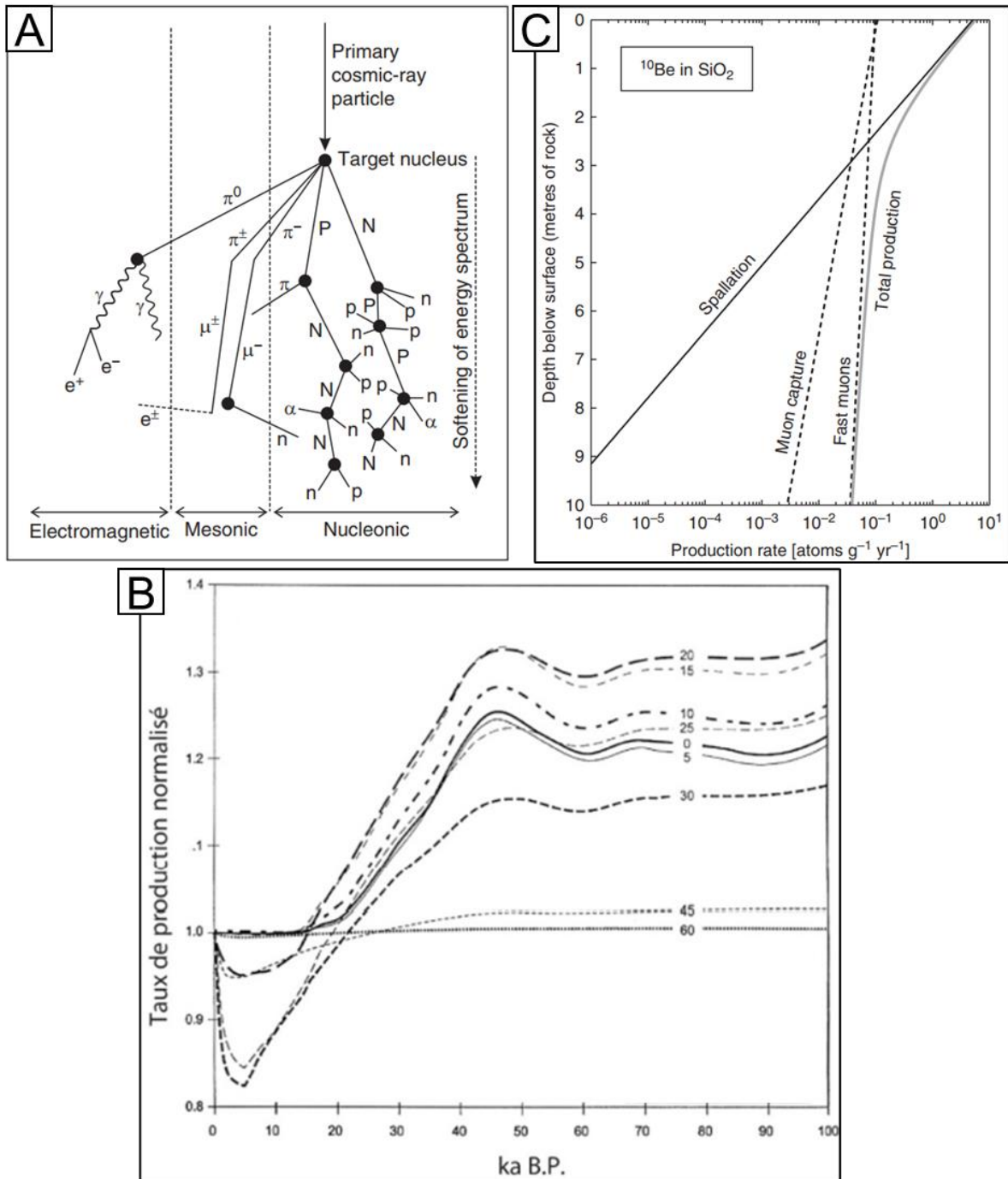


Figure 0-11. Généralités sur les TCN produits in situ : mise en évidence des variations des taux de production à différentes échelles spatio-temporelles. **A)** Cascade hadronique dans l'atmosphère (extrait de Dunai, 2010, modifié d'après Simpson et Fagot, 1953). Abréviations : n, neutron ; p, proton ; α , particule alpha ; e^\pm , électron ou positron, γ , rayon gamma ; π , pion ; μ , muon. Noter la diminution progressive, vers la surface, de l'énergie de la cascade hadronique. **B)** Variation temporelle du taux de production normalisé (indice 1 basé sur l'actuel) des TCN pour les 100 derniers millénaires (extrait de Goss et Phillips, 2001). Les courbes représentent différentes latitudes. **C)** Taux de production du ^{10}Be dans les quartz (SiO_2) en fonction des réactions impliquées (spallation, muons lents, muons rapides) et de la profondeur (extrait de Dunai, 2010).

Pour prendre en compte les variations spatio-temporelles du rayonnement cosmique secondaire à un endroit donné, plusieurs facteurs d'échelle sont proposés (Lal, 1991 ; Stone, 2000 ; Lifton et al., 2014). Ils permettent de convertir des taux de production normalisés au SLHL (*Sea Level High Latitude*) en taux de production pour une latitude et une altitude spécifique. Plusieurs types de facteurs d'échelle existent, notamment ceux dépendants du temps, c'est-à-dire prenant en compte les taux de production au cours du temps ou indépendants du temps. Les taux de production normalisés au SLHL sont obtenus à partir de mesures des concentrations du NCT d'intérêt à des sites pour lesquels il existe une chronologie indépendante.

Un dernier élément conduit à la modulation des taux de production de NCT dans la croûte : l'écrantage (Fig. 0-11C). Plusieurs sources d'écrantage sont identifiées : la topographie avec l'ombre portée des reliefs, la neige et les sédiments.

2.3.3. Convertir des concentrations de nucléides en durée d'exposition

Connaissant le taux de production des NCT produits *in situ*, la mesure de leur concentration dans les roches et les sédiments permet de quantifier la durée pendant laquelle ces derniers ont été exposés aux rayonnements cosmiques secondaires. Plusieurs paramètres sont à prendre en compte. La concentration (N en at.g^{-1}) à une profondeur (x en g.cm^{-2}), dépend ainsi du taux d'érosion à la surface (ε en $\text{cm.g}^{-1}.\text{an}^{-1}$) et de la durée d'exposition (t en an) . Elle s'exprime de la manière suivante (Éq. 0-2 ; Lal, 1991) :

$$N(x, t) = N_{inherited}(x, 0) \exp(-\lambda t) + \sum_i \frac{P(x)_i}{\lambda + p\varepsilon/\Lambda_i} e^{-p(x_0 + \varepsilon t)/\Lambda_i} (1 - e^{-(\lambda + p\varepsilon/\Lambda_i)t})$$

Éq. 0-2

Les autres paramètres sont :

- la concentration de NCT héritée d'une exposition précédente ($N_{inherited}$) ;
- la période de décroissance radioactive du NCT d'intérêt (λ en an^{-1}) ;
- la densité de la roche ou du sédiment (p en g.cm^{-3}) ;
- les taux de production mis à l'échelle (facteur d'échelle et écrantage) pour les réactions nucléaires produites par les particules de type i (P en $\text{at.g}^{-1}.\text{an}^{-1}$) ;
- les longueurs d'atténuation dans la roche pour les particules de type i (Λ en g.cm^{-2}).

D'après l'Éq. 0-2, la production de NCT *in situ* s'atténue rapidement avec la profondeur, d'autant plus rapidement que la densité du matériel est grande. La longueur d'atténuation est dépendante du type de particule. Ainsi, les réactions de spallation sont dominantes en surface (de 0 à 1 m) puis s'atténuent rapidement pour laisser les interactions muoniques dominer la production en profondeur (Fig. 0-11C).

2.3.4. Focus sur le Béryllium-10, l'Aluminium-26 et le Chlore-36

Il existe divers nucléides cosmogéniques terrestres produits *in situ* : ^3He , ^{21}Ne , ^{14}C , ^{36}Cl , ^{26}Al , ^{10}Be (Dunai, 2010). Le choix de celui à utiliser comme chronomètre dépend principalement de la composition chimique des roches/sédiments d'intérêt (en fonction du minéral cible pour la production de NCT) et de la durée des phénomènes observés. Ainsi dans les études s'intéressant aux fluctuations glaciaires pléistocènes, le Béryllium-10 (^{10}Be) est le plus utilisé, parfois en couple avec l'Aluminium-26 (^{26}Al). Ces deux NCT sont produits dans les quartz (SiO_2) principalement par spallation de l'oxygène et du silicium. La demi-vie du ^{10}Be est de 1,387 Ma, celle de ^{26}Al est de 0,705 Ma.

En parallèle, le Chlore-36 (^{36}Cl) est aussi largement utilisé car il permet de dater des roches et des sédiments au sein desquels le quartz est absent, notamment pour les terrains sédimentaires et volcaniques (Fig. 0-10A). Sa période radioactive (demi-vie) est de 0.301 Ma. Plusieurs sources de production sont à prendre en compte dans son utilisation et notamment :

- des sources de production multiples du ^{36}Cl via le potassium (K), le calcium (Ca), le titane (Ti) et le fer (Fe) notamment (Phillips et al., 2001 ; Masarik, 2002) ;
- une réaction nucléaire supplémentaire associée à la capture de neutrons par le chlore naturel (Phillips et al., 2001).

2.3.5. Application aux sédiments glaciaires

Trois types de formes et formations glaciaires peuvent être datés à partir des nucléides cosmogéniques terrestres : les blocs erratiques, les surfaces d'érosion et les moraines.

Dater un bloc erratique ou une surface d'érosion : un échantillon, un nucléide, trois inconnues

Dans le cas où l'échantillonnage concerne un bloc erratique ou une surface d'érosion (**Fig. 0-12A**), la conversion de la concentration en NCT en âge d'exposition repose sur trois inconnues (Éq. 0-2) : la durée d'exposition, l'érosion de la surface et la concentration de TCN héritée d'expositions antérieures.

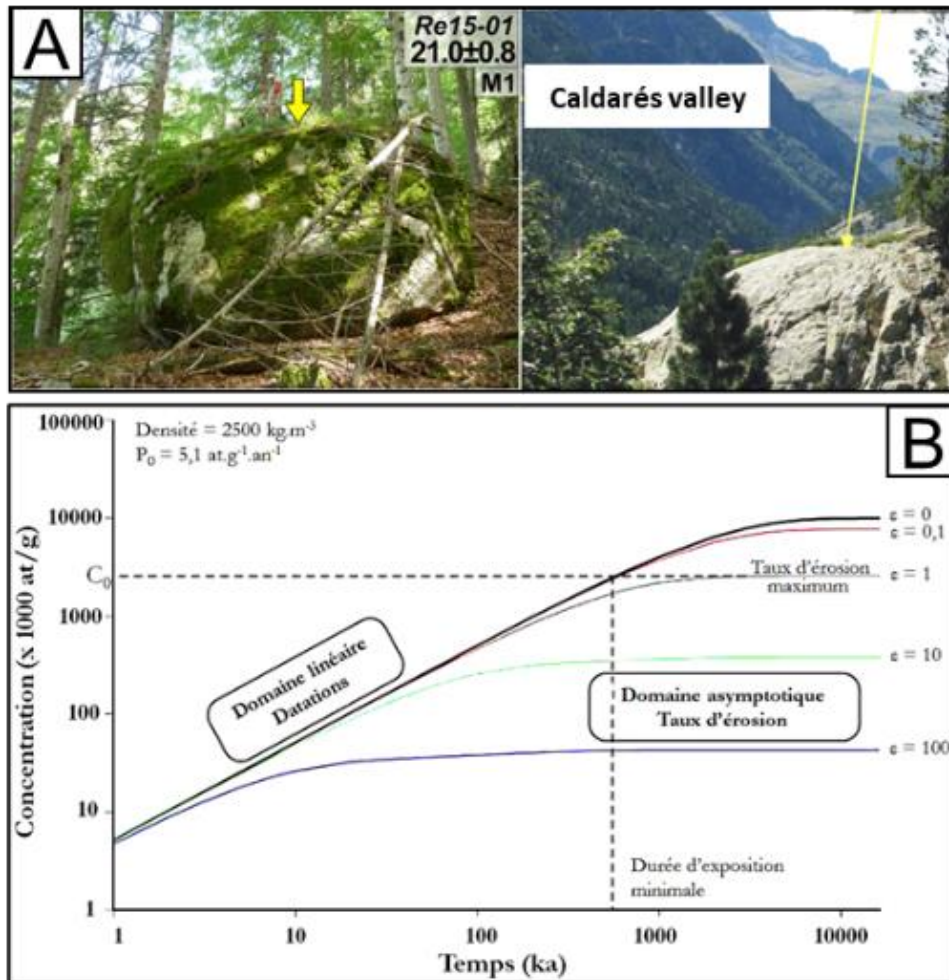


Figure 0-12. Application de la datation par TCN à des blocs erratiques ou des surfaces érodées. **A)** Photographie annotée d'héritages glaciaires échantillonnés pour datation par NCT, à gauche bloc erratique (les âges sont en ka ; Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2021) ; à droite verrou glaciaire (Palacios et al., 2015) **B)** Évolution temporelle de la concentration de ¹⁰Be produit in situ en fonction de différents taux d'érosion (Extrait de Regard, 2010). Le domaine asymptotique correspond à l'état d'équilibre. Le domaine linéaire correspond à l'accumulation de ¹⁰Be. P₀ désigne le taux de production en surface.

Dans le cas d'une exposition unique avec une érosion connue et continue, sans héritage, l'accumulation de TCN dans l'échantillon augmente linéairement avec la durée d'exposition jusqu'à atteindre un état stationnaire ou d'équilibre, pour lequel l'accumulation est compensée par les pertes (érosion et décroissance radioactive). La durée nécessaire pour atteindre cet état d'équilibre (T_{eff} en années) est dépendante du taux d'érosion en surface (Lal, 1991 ; Éq. 0-3) :

$$T_{eff} = \frac{1}{\lambda * \left(\frac{p}{\lambda} * \varepsilon\right)}$$

Éq. 0-3

Lorsque la concentration atteint l'état stationnaire, seule la durée d'exposition minimale (T_{eff}) peut être calculée et seul le taux d'érosion peut être déterminé avec précision (Fig. 0-12B).

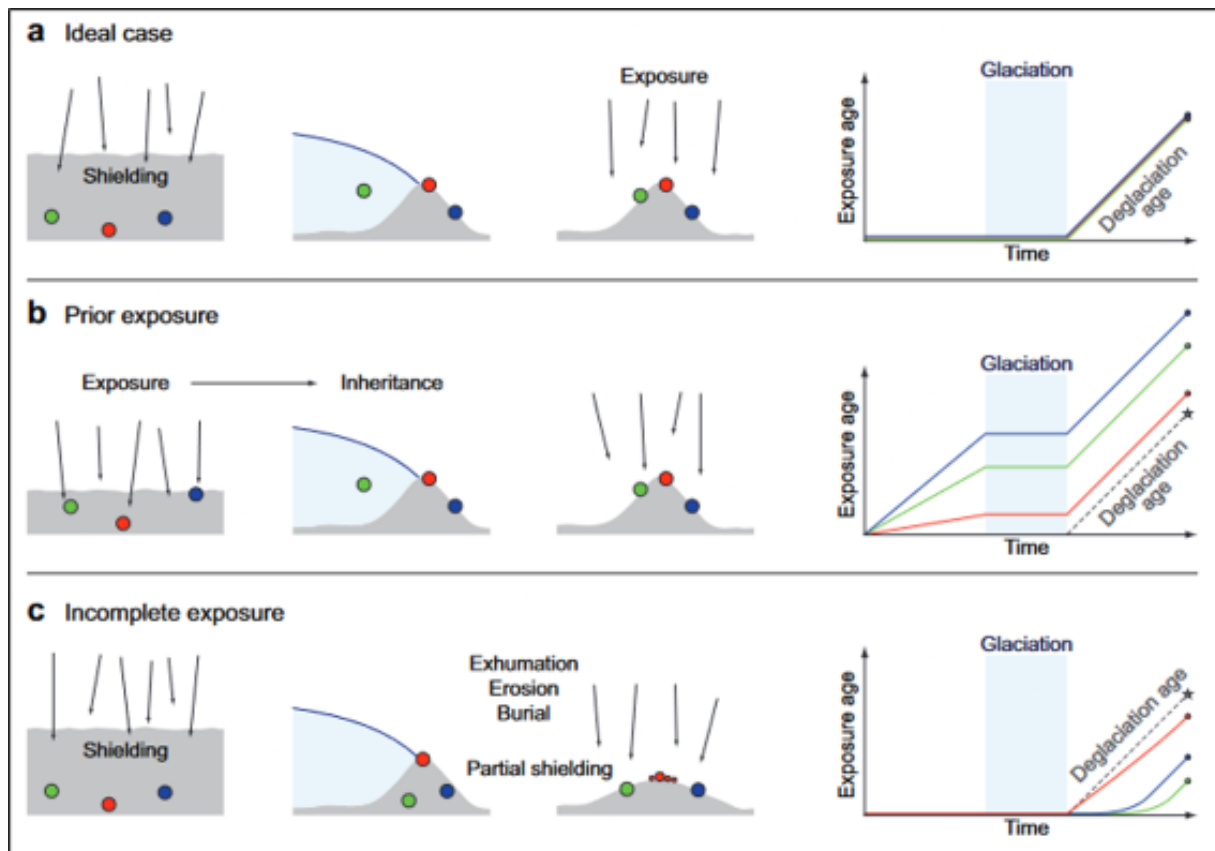


Figure 0-13. Les trois cas de figure théoriques illustrant les histoires d'exposition d'un bloc erratique d'après Heyman et al. (2011). **a)** le cas idéal ; **b)** le cas avec héritage d'exposition ; **c)** le cas avec exposition incomplète. Se référer au texte pour des explications.

Compte tenu de la demi-vie des TCN d'intérêt (^{10}Be , ^{26}Al et ^{36}Cl) et des durées d'exposition courtes depuis la déglaciation (>100 ka), l'état d'équilibre n'est pas atteint. Ainsi, le calcul de l'âge d'exposition repose sur une estimation (théorique ou empirique) des taux d'érosion et des concentrations héritées. Sans contrainte extérieure, ces dernières sont généralement considérées comme nulles.

La sélection des objets à échantillonner sur le terrain est donc une étape cruciale pendant laquelle l'expertise permet d'éviter l'échantillonnage de surfaces très érodées ou témoignant d'une remobilisation.

Heyman et al. (2011) synthétisent les différents biais géomorphologiques pouvant affecter l'histoire d'exposition d'un bloc erratique et donc l'âge d'exposition calculé, selon trois cas de figures (Fig. 0-13) :

- l'exposition idéale, pour laquelle le sédiment daté (ici un bloc erratique) est exposé au rayonnement cosmique dès le retrait du glacier sans qu'il n'ait avant cela connu d'exposition ;

- l'exposition avec héritage, pour laquelle le sédiment a connu une exposition avant sa mise en place ;
- enfin l'exposition incomplète, jugée la plus fréquente (Balco, 2011), survient quand le sédiment est enfoui lors de sa mise en place et exposé tardivement suite à la modification de la morphologie de la moraine par des processus d'érosion divers.

En prenant en compte ces éléments, l'interprétation d'un jeu de données d'âges d'exposition doit se faire en accord avec les contextes géologiques, géomorphologiques et climatiques locaux.

Profil de NCT avec un nucléide dans une moraine

Dans le cas où l'échantillonnage concerne un profil vertical dans une roche ou un sédiment (Fig. 0-14A), c'est-à-dire où plusieurs échantillons (un seul nucléide) sont pris à différentes profondeurs, il est possible de modéliser la concentration du NCT mesuré en fonction d'un couple durée d'exposition/taux d'érosion (Braucher et al., 2009 ; Hidy et al., 2010 ; Wüthrich et al., 2017 ; Delmas et al., 2018).

Cette approche repose sur les différents mécanismes de production de NCT et sur leur dépendance avec la profondeur (Figs. 0-11C et 0-14B), notamment dans les formations sédimentaires (terrasses alluviales, moraines). Les taux de production sont forts en surface et dominés par la spallation, qui s'atténue rapidement avec la profondeur pour disparaître à 4-5 m (selon la densité des matériaux rencontrés). En profondeur, les taux de production sont beaucoup plus faibles et d'origine muonique. Il en résulte une diminution exponentielle de la concentration de NCT avec la profondeur (Fig. 0-14B). Pour les cas où :

- à la surface, la concentration de NCT a atteint l'état d'équilibre du fait d'un taux d'érosion fort, il est possible de calculer ce dernier ;
- en profondeur, la concentration de NCT n'est pas à l'équilibre car le taux de production est faible, il est possible de calculer une durée d'exposition.

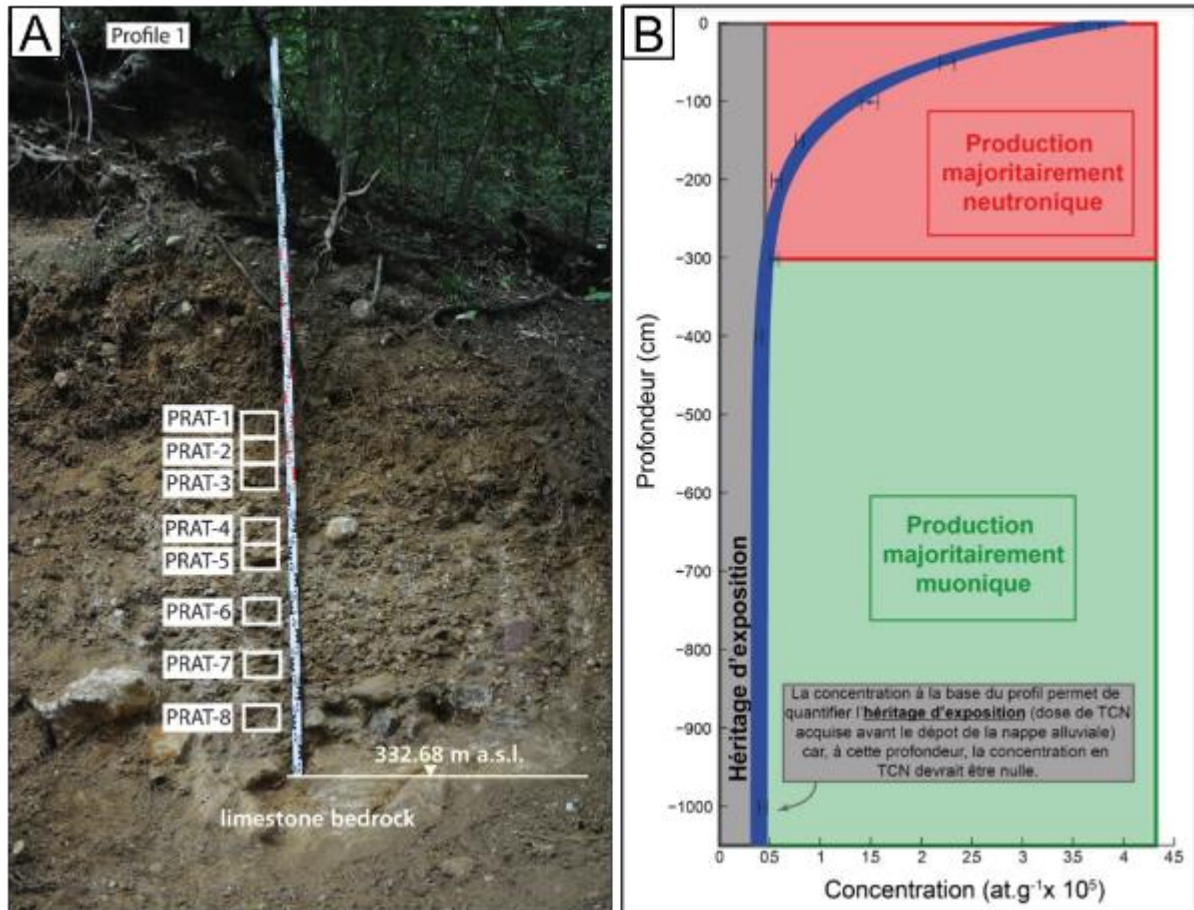


Figure 0-14. Application de la datation par profil de TCN à une moraine. **A)** Exemple d'échantillonnage dans une terrasse alluviale (Alpes suisses ; Claude et al., 2017. **B)** Mesure de la concentration de ^{10}Be en fonction de la profondeur et modélisation des courbes définissant la concentration de ^{10}Be en fonction de la profondeur (ligne bleue) (extrait de Delmas et al., 2019 ; données issues de Delmas et al., 2015). La modélisation repose sur une simulation Monte Carlo. La bande grise met en évidence la concentration de ^{10}Be héritée, identifiée à l'aide d'un échantillon prélevé suffisamment en profondeur pour s'attendre à obtenir une concentration nulle.

Plusieurs modèles existent pour simuler les profils de NCT et les couples durée d'exposition/taux d'érosion pour des histoires d'exposition unique et continue (Hidy et al., 2010 ; Wüthrich et al., 2017).

3. Le cas du Massif central au Pléistocène supérieur

Pour identifier et quantifier les fluctuations climatiques amples et variables qui caractérisent le dernier cycle glaciaire/interglaciaire, les paléoglaciers sont des indicateurs paléoclimatiques utiles. En Europe, la reconstitution de leurs fluctuations a mis en évidence l'évolution des paléocirculations atmosphériques, sous l'influence des épisodes de refroidissement de l'Atlantique nord et des diverses positions du front polaire. Ces connaissances ont été largement renouvelées par le développement des outils de datation directe, permettant l'établissement de chronologies glaciaires robustes. Or, jusqu'à aujourd'hui, le Massif central est resté l'une des rares régions à ne pas bénéficier de cet apport chronologique, alors même que les formes et formations des environnements froids de la dernière glaciation sont omniprésents sur ses hautes-terres. Notamment, cinq paléoglaciers étaient localisés sur les principaux massifs (Fig. 0-15) :

- l'ensemble Cantal-Cézallier-Monts Dore (CCMD),
- l'Aubrac,
- la Margeride,
- le Mont Lozère,
- le Forez.

À ces paléoglaciers s'ajoutent des héritages froids du domaine périglaciaire, tels les glaciers rocheux et névés localisés sur les bordures méridionales du Velay et du Tanargue. Ensemble, ces héritages des conditions paléoclimatiques froides sont des jalons dispersés autour de la position d'interface qu'occupe le Massif central, entre influences atlantiques, méditerranéennes et conditions plus continentales.

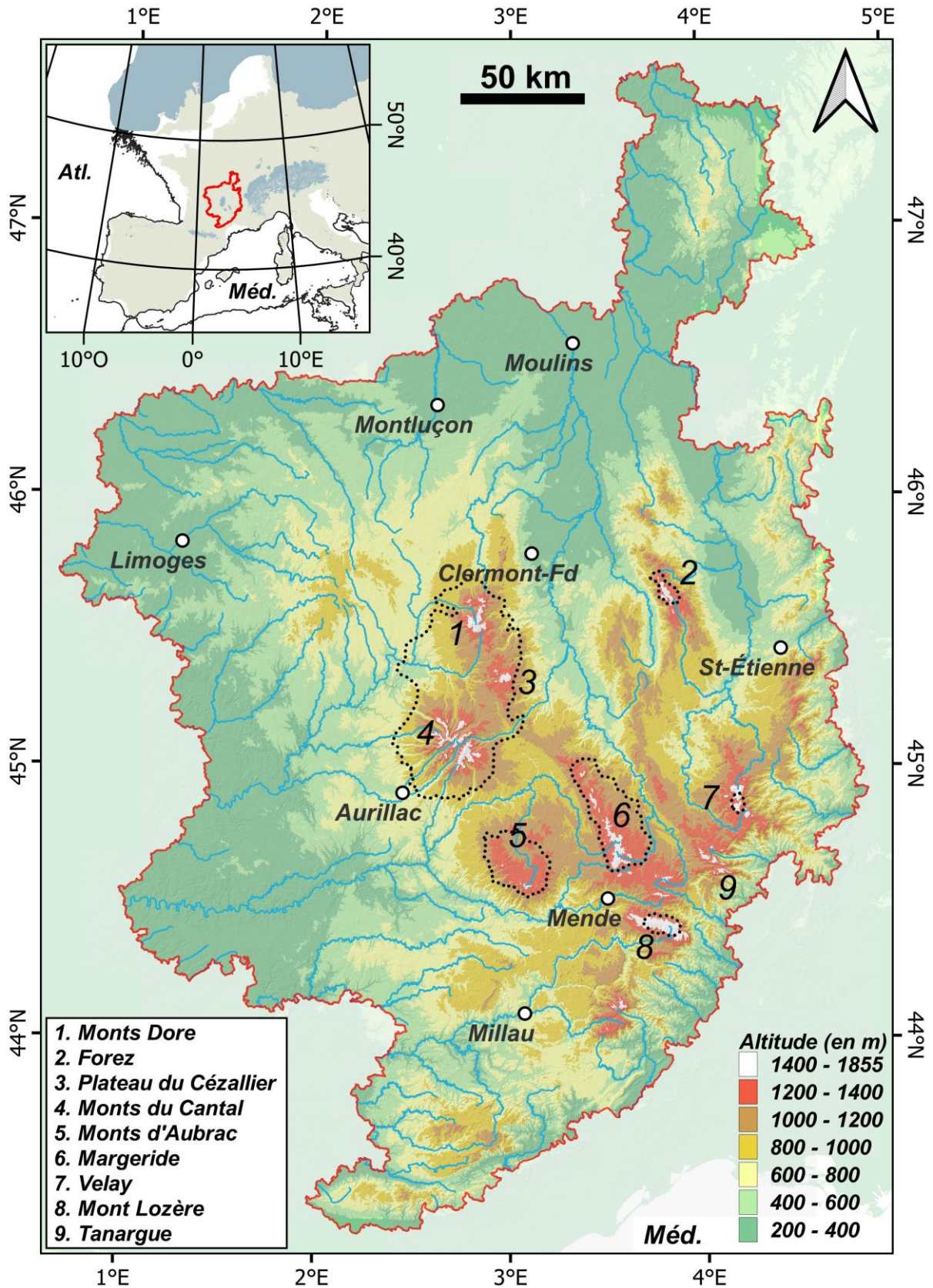


Figure 0-15. Carte des reliefs du Massif central et localisation des massifs englacés durant le Pléistocène supérieur. Les lignes pointillées noires délimitent l'emprise maximale des paléoglaciers au cours du LGM (Ehlers et al., 2011). Atl. Atlantique ; Méd. Méditerranée. Le Massif central est délimité en rouge sur la base des communes appartenant au périmètre du Massif central (lois montagne - 2004) selon l'Agence nationale de la cohésion des territoires.

3.1. Les précurseurs

Les premières observations de « terrains erratiques » dans le Massif central sont produites par Lecocq (1860). Il observe des surfaces d'érosion glaciaires sur le socle d'Artense accompagnées de blocs erratiques en provenance des hautes-terres volcaniques qui l'entourent (Cantal-Cézallier-Monts Dore ; CCMD). Ces éléments sont d'abord interprétés comme l'expression morphogénique des eaux de fusion issues de grands névés. En effet, il était convenu à cette époque que les montagnes d'altitude moyenne à des latitudes méridionales, comme celles du Massif central, ne pouvaient avoir accueilli d'anciens glaciers (Martin, 1867).



Figure 0-16. Dessin réalisé par Boule (1895) d'après une photographie et intitulé : 'Butte moutonnée et escarpée près du Peyroux (Cantal).

Le premier géographe à reconnaître l'action d'anciens glaciers dans les paysages du Massif central est Delanoüe (1868). Il décrit une moraine frontale dans la vallée de la Dordogne entre le Mont-Dore et la Bourboule. Cette découverte est suivie par d'autres observations, conduisant à un englacement au cœur du Massif central :

- Marcou (1870) décrit une moraine frontale entre Tauve et Bort (Artense) et ne reconnaît pas d'englacement entre le Mont Dore et Clermont-Ferrand ;
- Grüner (1871) propose une épaisseur de 100 à 150 m pour le glacier de vallée de la Dordogne ;

- Fabre (1873) propose l'existence d'un glacier épais de 100 m dans la vallée du Bès sur le massif de l'Aubrac.

Ce sont finalement les travaux de Rames (1873) puis de Boule (1895, 1896) qui ancrèrent solidement l'idée de l'englacement des hautes terres du Massif central dans l'histoire naturelle de la région (Fig. 0-16).

Il faut attendre les travaux de Glangeaud (1917, 1919, 1920) puis de Boisse de Black (1922, 1922, 1951) pour que les différents stades d'englacement repérés dans le Massif central soient corrélés à la chronostratigraphie alpine et notamment aux quatre dernières périodes glaciaires : Günz, Mindel, Riss et Würm. Si Glangeaud rapporte des observations disséminées dans tout le Massif central (Millevaches, Monts Dore, Margeride, Mont Lozère, Velay, Forez ou encore Cévennes), Boisse de Black concentre ses observations sur l'englacement du CCMD où elle propose une chronologie complète des glaciations :

- Une première glaciation (A), antérieure à l'épanchement des basaltes, et corrélée à la glaciation du Günz.
- Une seconde glaciation des plateaux (B), responsable des dépôts en position topographique haute, associée à la glaciation Mindel.
- Un interglaciaire (1), pendant lequel se creusent les vallées.
- Une troisième glaciation (C), ne concernant que les vallées et responsable d'un premier aménagement des vallées, associée au Riss.
- Un interglaciaire (2), avec recreusement des vallées.
- Enfin, une quatrième glaciation (D), toujours des vallées, responsable des dépôts dits des 'basses vallées' et associée au Würm.

À leur suite, Vuittenez (1964) et surtout De Goër (1974) font remarquer que cette chronologie est fragile à plusieurs égards. D'abord, l'évolution des connaissances de l'histoire éruptive des stratovolcans cantalien, montsdorien et du plateau du Cézallier invalide l'hypothèse de glaciations quaternaires concomitantes de la mise en place du stratovolcan cantalien, des épanchements du Cézallier et d'une bonne partie de la mise en place du stratovolcan d Monts Dore (principalement mio-pliocène).

3.2. Arguments morpho-stratigraphiques et reconstitutions glaciaires (XX^e siècle)

Les reconstitutions modernes des paléoglaciers pléistocènes dans le Massif central s'appuient sur une poignée de travaux. Les plus significatifs étant ceux de Goër de Hervé (1972), Veyret (1978), Valadas (1984) puis Etlicher (1986), et ce à plusieurs titres : (1) leurs apports dans la connaissance des formes et formations d'origine froide (caractères sédimentologiques et

morphologiques, inventaire et cartographie) ; (2) les propositions de reconstitution des paléoglaciers (étendue et chronologie) ; et enfin (3) l'intégration de leurs conclusions à l'échelle régionale. Ces travaux sont aujourd'hui ceux qui définissent nos connaissances à ce sujet, notamment la synthèse de Veyret (1978), augmentée par Etlicher et Goër de Hervé (1988), a produit les données reprises dans la synthèse fournie par Buoncristiani et Campy (2004) puis dans la compilation, à l'échelle du globe, des emprises glaciaires du LGM (Ehlers et al., 2011).

Les conclusions majeures de leurs travaux sont synthétisées ci-dessous. Des précisions quant aux observations, arguments et corrélations spécifiques aux Monts d'Aubrac et du Cantal pourront être trouvées dans l'introduction des chapitres 1, 2, 3 et 4.

3.2.1. Contrôles structuraux sur les paléoglaciers

La reconnaissance des formes et formations glaciaires, principalement réalisée dans les années 1970 et 1980, se répartie inégalement dans le Massif central et se réalise en parallèle de la reconnaissance des formes et formations périglaciaires. Les massifs les plus étudiés sont les Monts du Cantal (Varet, 1970 ; Goer de Hervé, 1972 ; Veyret, 1978 ; Van Dorsser, 1982, 1986 ; Valadas, 1984), le plateau de l'Artense (Veyret, 1978 ; Vergne, 1991), les Monts d'Aubrac (Poizat, 1973 ; Poizat and Rousset, 1975 ; Veyret, 1978), la Margeride (Valadas, 1984) et le Forez (Etlicher, 1986).

- Dans les régions de socle (Artense, Aubrac, Margeride, Mont Lozère, Forez), la reconnaissance du fait glaciaire met en évidence des modelés glaciaires similaires à ceux observés sur les îles britanniques (Godard, 1966; Sugden, 1968). Ils sont interprétés comme typiques des socles de moyenne latitude englacé avec par exemple les paysages de « *knobs and lochans* ». Par ailleurs, l'identification des limites des emprises des englacements bénéficie de la distinction entre héritages glaciaires et périglaciaires (tors, arènes granitiques et chaos de blocs notamment).
- En parallèle, Veyret (1978) met en évidence les difficultés plus fortes à reconnaître et caractériser le fait glaciaire dans les terrains volcaniques miocènes, pliocènes et pléistocènes (Cantal, Cézallier, Mont Dore, Aubrac). Plusieurs facteurs sont invoqués. D'abord, le manque de contrastes rhéologiques, défavorisant l'expression de l'érosion sous-glaciaire, associé à des lithologies tendres conservant peu ces marques. Ensuite la difficile reconnaissance des formations glaciaires, notamment liée à la difficulté de caractériser l'erratisme et/ou des faciès glaciaires typiques.

3.2.2. Synthèse paléogéographique : répartition des englacements et domaines climatiques associés

Sur la base des observations géomorphologiques précitées, la synthèse du fait glaciaire proposée par Veyret (1978) aboutit à la division du Massif central en trois grandes provinces morpho-climatiques pour le Pléistocène supérieur (Fig. 0-17) :

- les englacements occidentaux : l'ensemble Cantal-Cézallier-Monts Dore (CCMD) et les Monts d'Aubrac sont marqués par les influences maritimes d'ouest. Le CCMD constitue le domaine englacé le plus important du Massif central. Il se compose de trois petites calottes centrées sur les trois massifs montagneux et convergeant vers l'Artense, formant un lobe glaciaire à forte dynamique érosive. Son emprise est marquée par une forte dissymétrie ouest/est. L'Aubrac est recouvert par une petite calotte de glace marquée par une forte dissymétrie ouest/est. Sur sa façade sud-ouest, ses langues émissaires fluent dans les vallées raides et encaissées des boraldes.
- Les englacements orientaux de la Margeride et du Forez sont marqués par un climat plus continental. Il s'agit dans les deux cas de petites calottes glaciaires.
- Enfin, les englacements en position méridionale : Monts Lozère, Mézenc, Velay et Tanargue, sont en relation avec des influences méditerranéennes plus marquées. Pour le Mont Lozère, un petit glacier de calotte est décrit alors que l'identification des « objets glaciaires » des trois autres domaines reste floue entre glacier de cirque et névés plus ou moins pérennes. En effet, de petits appareils glaciaires ou des névés pérennes localisés dans les cirques et amphithéâtres de la bordure méridionale du Massif central sont reportés (Mézenc, Velay, Tanargue) (Veyret, 1972 ; Valadas, 1984), dont le caractère ponctuel et transitoire (entre domaine glaciaire et périglaciaire) est souligné (Defive et al., 2011).

Finalement, les provinces morpho-climatiques du Pléistocène supérieur, tels qu'elles sont proposées par Veyret (1978), reposent sur une hypothèse majeure : l'occurrence d'influences méditerranéennes, plus marquées qu'à l'actuel, et potentiellement jusqu'en Aubrac (Fig. 0-17). Cette hypothèse est invoquée pour expliquer l'importance de l'englacement des Monts d'Aubrac, de la Margeride et du Mont Lozère, malgré des altitudes et des latitudes basses (Veyret, 1978 ; Valadas et Veyret, 1981).

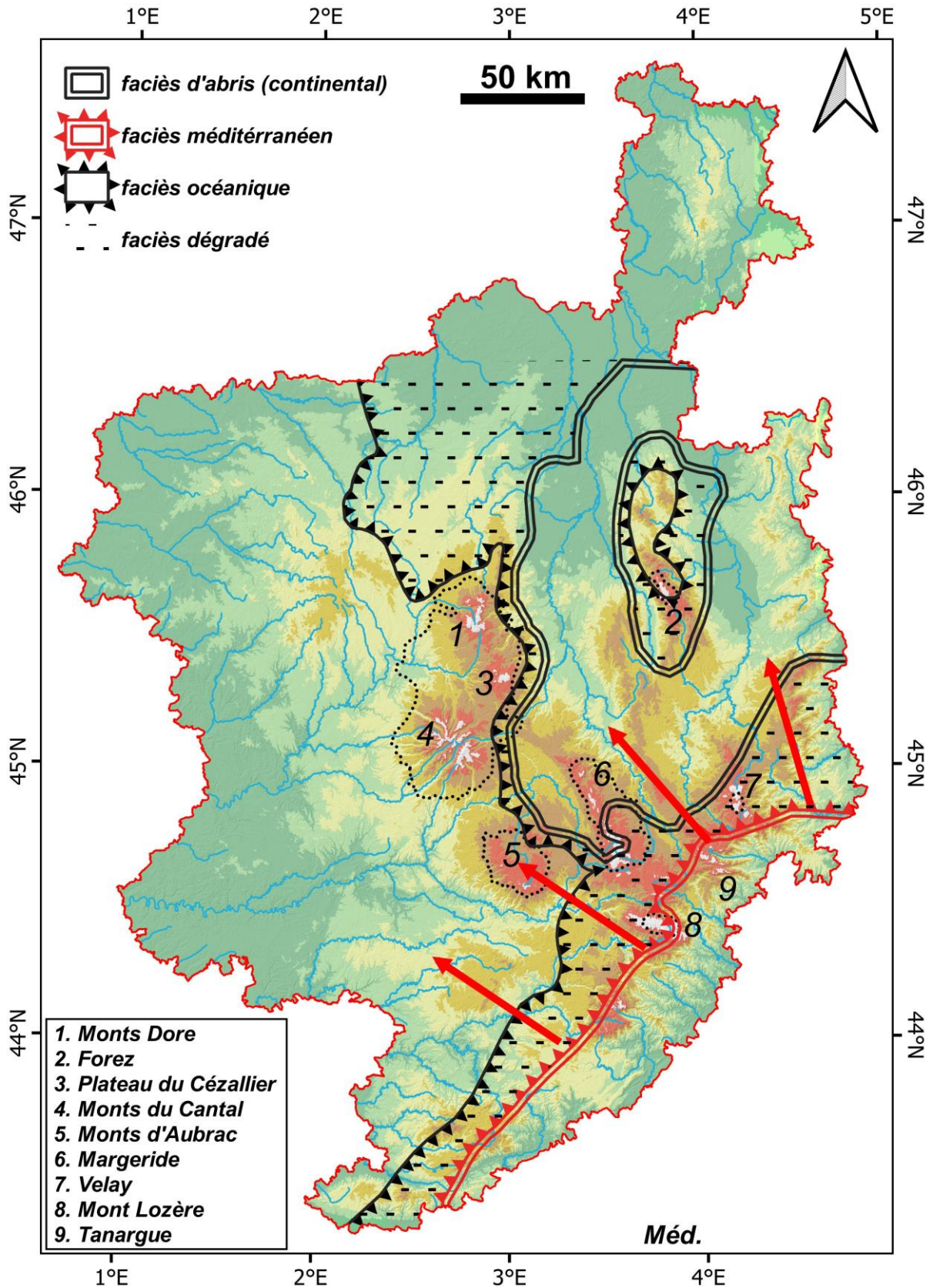


Figure 0-17. Carte de localisation des emprises LLGM des paléoglaciers du Massif central et du contexte climatique actuel (d'après Jubertie, 2006). Les remontées de flux Méditerranéens symbolisent l'extension du domaine climatique méditerranéen durant le LLGM, selon Veyret (1978). Même légende que la Figure 0-15.

3.2.3. Chronologie des fluctuations glaciaires : la diversité des propositions

Enfin, le point crucial des connaissances établies pour les englacements du Massif central concerne la chronologie de leurs fluctuations. Deux grandes propositions chronologiques retiennent notre attention. Elles se basent sur la combinaison de corrélations (1) avec la chrono-stratigraphie alpine et (2) avec des séquences sédimentaires locales datées par radiocarbone ou par stratigraphie pollinique et sur le cadre morpho-stratigraphique établi à partir des formes et formations glaciaires répertoriées sur le terrain.

- La chronologie glaciaire de Veyret (1978) est ancrée sur les arguments géomorphologiques définis pour l'ensemble CCMD et l'Aubrac, puis généralisée au Massif central (Fig. 0-18). Elle s'appuie sur quatre arguments principaux : les successions de moraines frontales identifiées dans les vallées du CCMD, les séquences glaciaires et proglaciaires conservées dans les dépressions du plateau d'Aubrac, l'étude par stratigraphie pollinique (Vergne, 1989, 1991) des séquences sédimentaires mises en place dans les paysages déglacés de l'Artense et enfin une datation radiocarbone sur un paléosol recouvert de moraine (Veyret-Mekdjian, 1978). Les principales conclusions de cette chronologie sont que la majorité des héritages glaciaires sont à rapporter à la dernière glaciation. Des dépôts pré-Würmiens sont préservés localement et reconnaissables par un degré d'altération avancé. Les fluctuations glaciaires de la dernière glaciation se divisent en trois grands stades : (1) le dernier maximum glaciaire attribué au LGM, (2) le stade de la Récurrence attribué au Dryas ancien et (3) le stade des Cirques attribué au Dryas récent. Cette chronologie a été reprise à la lumière de nouveaux éléments (Valadas, 1984 ; Etlicher et De Goër, 1988). Pour ces auteurs, l'occurrence de la Récurrence est associée à la fin du LGM et le stade des cirques plutôt au Dryas ancien.
- La chronologie glaciaire d'Etlicher (1986) pour l'englacement du Forez, s'appuie sur la reconstitution des fluctuations glaciaires et sur une séquence sédimentaire corrélée au Dryas ancien par stratigraphie pollinique (Etlicher et al., 1987). Ainsi, la ceinture morainique externe est associée à la glaciation du Riss et le dernier maximum glaciaire au MIS 4.

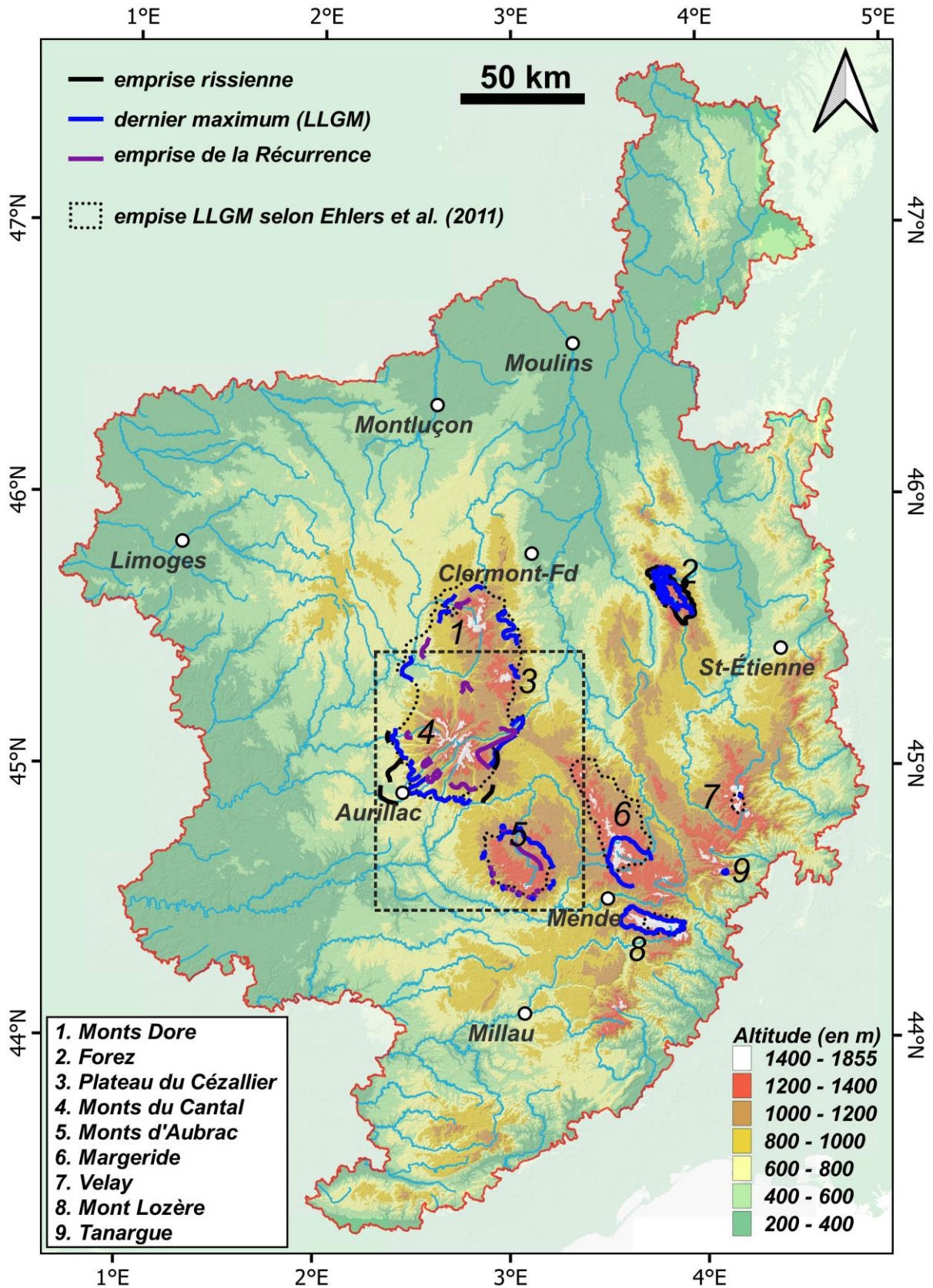


Figure 0-18. Carte de synthèse des fluctuations paléoglacières dans le Massif central d'après Veyret (1978) et Etlicher (1986). Le rectangle tireté délimite la zone d'étude de cette thèse. Même légende que la Figure 0-15.

3.3. Objectifs de la thèse

Les travaux précédents, autour des fluctuations glaciaires dans le Massif central, ont laissé en suspens plusieurs questions majeures, et notamment la question de la chronologie des avancées/retraits des paléoglaciers. En filigrane de cette question, se retrouvent les problématiques liées à (1) l'identification et l'interprétation des formes et formations glaciaires ; (2) la définition des dynamiques paléoglacières associées et (3) la reconstitution des emprises successives des paléoglaciers.

On citera en particulier l'absence de jalons chronologiques directs, hormis un âge ^{14}C , dont l'interprétation initiale de Veyret (1978) est discutée de manière critique par Etlicher et Goër de Hervé (1988), pour contraindre l'âge des fluctuations glaciaires. Ce manque de données est d'autant plus criant que l'intérêt des dépôts de marge glaciaire des moyennes latitudes s'est fortement renouvelé via le développement des outils de datation directe comme les Nucléides Cosmogéniques Terrestre (NCT) au cours des trois dernières décennies. À cela s'ajoute le potentiel paléoclimatique que portent les formes et formations glaciaires du Massif central, en lien avec une organisation des circulations atmosphériques différentes de l'actuel, notamment dans l'ouest du Massif central (Veyret, 1978 ; Valadas et Veyret, 1981).

La thèse a pour objectif de produire une chronologie glaciaire directe des fluctuations glaciaires dans l'ouest du Massif central en ciblant les Monts d'Aubrac et du Cantal. Trois piliers sont développés :

- revisiter la définition des emprises des paléoglaciers et de leurs cadres morpho-stratigraphiques ;
- produire une chronologie glaciaire absolue à l'aide de datations directes par TCN ;
- identifier et quantifier l'ampleur des évolutions paléoclimatiques qui ont déterminé ces englacements.

Au cours de la rédaction des différents articles et parties qui composent cette thèse, la dénomination des stades d'englacements a évolué. On trouvera dans le Tableau 0-2 la correspondance entre ces dénominations, pour guider la lecture tout au long de la thèse.

Tableau 0-2. Correspondance des dénominations des stades d'englacement pour les Monts d'Aubrac et du Cantal tout au long de la thèse.

	Monts d'Aubrac		Monts du Cantal	Monts d'Aubrac et du Cantal (O. du Massif central)
	Ancrenaz et al., 2020 (Chapitre 1)	Ancrenaz et al., 2022 (Chapitre 2)	Ancrenaz et al., 2023 (soumis) (Chapitre 4)	Partie 3 Discussion générale
Age (ka)	Stade	Stade	Stade	Stade
29 - 23	Extension Glaciaire Maximale (EGM)	<i>Local Last Glacial Maximum (LLGM)</i>	Early-LLGM	LLGM-précoce
23 - 19	Réurrence	Réurrence <i>stadial</i>	Late-LLGM	LLGM-tardif
19 - 16	stade de Bouquincan	Bouquincan <i>stadial</i>	Laygo <i>stadial</i>	stade de Bouquincan
<17		-	Cirque <i>stadial</i>	stade des Cirques

PARTIE 1

L'englacement pléistocène dans les Monts d'Aubrac : reconstitution géomorphologique et chronologique



Réinvestir les connaissances de l'englacement pléistocène des Monts d'Aubrac passe par le déploiement des outils de la géomorphologie glaciaire moderne :

- la télédétection haute résolution pour préparer les campagnes de terrain ;
- la compilation, sous-forme de base de données, des observations et la production de cartographie sous Système d'Information Géographique ;
- la simulation de la géométrie 3D des paléoglaciers, à partir des formes et formations glaciaires ;
- la datation directe des formations glaciaires (blocs erratiques) via Nucléides Cosmogéniques Terrestres produits *in situ*.

Ainsi, les Monts d'Aubrac et particulièrement son plateau oriental, constituent une montagne clé pour réinvestir l'histoire glaciaire à l'échelle du Massif central. Cela tient notamment à :

- la qualité des séquences sédimentaires enregistreuses des fluctuations glaciaires (**Chap. 1**) ;
- l'englacement de type plateau connue pour être un système sensible aux changements climatiques associés à sa position d'interface selon les domaines paléoclimatiques de Veyret (1978) (**Chap. 1 & 2**) ;
- l'omniprésence de granite, dont la composition chimique favorise la datation par ^{10}Be et ^{26}Al produits *in situ*, dans les quartz (**Chap. 2**).

Boule de granite sur roche moutonnée dans les Monts d'Aubrac, vue vers le nord-ouest (plateau oriental), été 2021.

SOMMAIRE DE LA PARTIE 1

CHAPITRE 1

Fluctuations glaciaires au Pléistocène supérieur dans les Monts d'Aubrac (Massif central, France) : nouvelles données.....56

1. Introduction.....57
2. État des connaissances sur l'englacement des Monts d'Aubrac.....58
3. Méthodes d'étude59
4. Observations géomorphologiques sur le plateau granitique d'Aubrac61
5. Relecture des fluctuations glaciaires à partir des héritages géomorphologiques conservés sur le plateau granitique.....65
6. Perspectives68

CHAPITRE 2

Last glacial fluctuations in the southwestern Massif Central, Aubrac (France): First direct chronology from cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al exposure dating.....72

1. Introduction.....73
2. Study area75
3. The Late Pleistocene Aubrac glaciation75
4. Be-10 and Al-26 exposure dating.....77
5. Results and interpretations82
6. Chronological update of the southwestern Massif Central chronostratigraphy: correlations and climatic inferences85
7. Conclusion.....86

CHAPITRE 1

Fluctuations glaciaires au Pléistocène supérieur dans les Monts d'Aubrac (Massif central, France) : nouvelles données*

**Ce chapitre correspond à la version publiée de l'article de même nom, dans Géomorphologie : relief, processus, environnement ; Ancrenaz et al. (2020) - DOI : 10.4000/geomorphologie.1451*



Fluctuations glaciaires au Pléistocène supérieur dans les Monts d'Aubrac (Massif central, France) : nouvelles données

New data for Upper Pleistocene Glacial Fluctuations in the Aubrac Mountains (Massif Central, France)

Arthur Ancrenaz*, Emmanuelle Defive, Alexandre Poiraud

* Université Clermont-Auvergne, CNRS, Université de Limoges, GEOLAB – F-63000 Clermont-Ferrand, France.

RÉSUMÉ

Sans jalons chronologiques numériques, les reconstitutions des fluctuations glaciaires et des évolutions paléoclimatiques dans le Massif central proposées jusqu'à aujourd'hui restent soumises à de nombreuses incertitudes. Afin de mieux comprendre les dynamiques spatio-temporelles des englacements du Massif central, la frange nord-orientale des Monts d'Aubrac a été choisie comme premier site d'étude, car les héritages glaciaires y sont nombreux et bien conservés. Deux secteurs clés ont été identifiés grâce au couplage des approches de photo-interprétation et de prospection géomorphologique sur le terrain. La cartographie des formes et formations glaciaires et proglaciaires et l'analyse litho-stratigraphique des dépôts associés nous ont permis d'y redéfinir l'extension de trois stades d'englacement : l'extension glaciaire maximale, une récurrence affectant une large partie du massif et un stade de retrait. Ces résultats ont débouché sur une campagne de datations numériques par nucléides cosmogéniques terrestres et luminescence optiquement stimulée des sédiments glaciaires et proglaciaires. Actuellement en cours, cette campagne devra permettre d'établir le cadre chronologique absolu des fluctuations glaciaires dans les Monts d'Aubrac, à confronter aux fluctuations environnementales reconnues par ailleurs. La démarche sera alors étendue à toute la façade montagneuse occidentale du Massif central et notamment à l'ensemble Cantal-Cézallier-Monts Dore-Artense.

Mots clés : glacier de plateau, Extension Glaciaire Maximale, déglaciation wurmienne, géomorphologie, Aubrac, Massif central.

ABSTRACT

Reconstructions of glacial variations and palaeoclimatic records in the Massif Central remain ambiguous because of a lack of clear chronological milestones. In order to clarify glacial fluctuation dynamics in the Massif Central, we focus our study on the eastern flank of the Aubrac massif where numerous glacial landforms and sediments are well preserved. Two key areas have been identified using a combination of remote sensing and field investigations of the geomorphology. Subsequently, precise analysis of sedimentological cross-sections in valleys and surveys of glacial landforms and sediments have allowed us to highlight three glacial stages: the maximum ice extent, a significant recurrence and a final stage. These results enabled us to define a calibrated sequence of dates using terrestrial cosmogenic nuclides on glacial and proglacial sediments. In an ongoing project, this strategy will produce an absolute chronological framework of glacial fluctuations in the Aubrac, before this methodological approach is extended to the entire western flank of the Massif Central, and especially to the Cantal-Cézallier-Monts Dore-Artense group.

Keywords: icefield, Maximal Ice Extent, glacial retreat, geomorphology, Aubrac, Massif Central.

INFORMATION SUR L'ARTICLE

Reçu le 18 novembre 2019.
Reçu sous sa forme révisée le 04 mai 2020.
Définitivement accepté le 11 mai 2020.

* Auteur correspondant. Tél : +33 (0)4 73 34 68 18 ;
Courriels : arthur.ancrenaz@uca.fr (A. Ancrenaz)
emmanuelle.defive@uca.fr (E. Defive)
alexandre.poiraud@uca.fr (A. Poiraud)

1. Introduction

La géomorphologie glaciaire bénéficie depuis le début des années 2000 d'un renouvellement important des connaissances sur les fluctuations des englacements du Pléistocène supérieur en Europe. L'amélioration de la résolution des données en télédétection ainsi que le développement d'outils géochronologiques comme les Nucléides Cosmogéniques Terrestres (NCT), mis au service des reconstitutions paléo-glaciaires, permettent de cartographier de vastes régions (Chandler et al., 2018) et de dater directement les sédiments glaciaires (Dunai, 2010). Ces avancées méthodologiques ont considérablement amélioré la connaissance de l'évolution spatiale et temporelle des paléo-englacements (Ehlers et al., 2011),

permettant désormais d'alimenter des modèles numériques d'englacement et des transferts vers la paléo-climatologie (Stokes et al., 2015).

Malgré ces avancées, l'histoire des fluctuations d'englacement, depuis l'Extension Glaciaire Maximale (EGM) jusqu'au désenglacement complet, n'a pas bénéficié d'une mise à jour des connaissances dans le Massif central. Que ce soit pour l'englacement des volcans du Cantal, du Cézallier et des Mont-Dore (Goër de Hervé, 1972 ; Veyret, 1978), de l'Aubrac (Poizat et Rousset, 1975), ou de certaines montagnes de la bordure orientale du Massif central : monts du Forez (Etlicher, 1986), Margeride ou Mont Lozère (Veyret, 1978 ; Valadas, 1984), l'âge des deux ceintures morainiques décrites reste sujet à débat. Certains auteurs « polyglacialistes » les ont

associées à deux périodes glaciaires distinctes : Würm et Riss (Boisse de Black, 1951 ; Poizat et Rousset, 1975 ; Etlicher, 1986). D'autres, « monoglacialisistes », sur la base de la fraîcheur des dépôts et des relations morpho-stratigraphiques, ont attribué la quasi-totalité des dépôts glaciaires connus au dernier cycle glaciaire : le Würm (Goër de Hervé, 1972 ; Veyret, 1978).

En ce qui concerne le désenglacement, là encore, deux visions s'opposent : celle d'une déglaciation tardive (De Goer, 1972 ; Veyret, 1978 ; Valadas, 1984) et celle d'une déglaciation précoce (Etlicher, 1986). La thèse de la déglaciation tardive situe le désenglacement complet des massifs à la fin du Tardiglaciaire. Elle s'appuie sur l'âge d'un dépôt de pente recouvert par de la moraine à Lugarde (Cantal), dont la matière organique (humine) est datée au ¹⁴C à 13 580 ans (± 250) BP non-calibré (Veyret-Mekdjian et al., 1978). La thèse de la déglaciation précoce envisage un désenglacement avant le Tardiglaciaire, sur la base d'une séquence palynologique située dans l'enceinte de l'aire englacée du Forez et corrélée au Dryas ancien (Etlicher, 1986).

Aujourd'hui, il reste donc de nombreuses incertitudes sur l'évolution des paléo-glaciers centraliens, notamment du point de vue des extensions et des chronologies (Etlicher et Goër de Hervé, 1988), et cela malgré un grand nombre d'héritages glaciaires exploitables par les méthodes géochronologiques actuelles. Dans ce contexte, nous avons repris l'étude des Monts d'Aubrac, avec l'objectif de reconstituer l'extension des stades d'englacement par une approche géomorphologique, en préalable à une campagne de datation numérique visant à préciser la chronologie des fluctuations

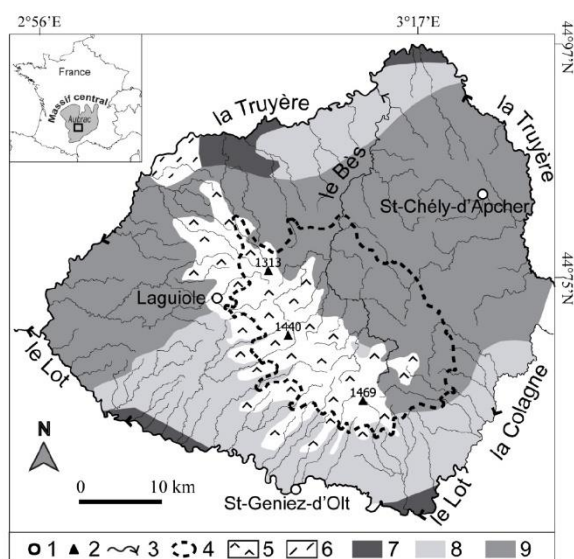


Fig. 1 – Carte géologique simplifiée des Monts d'Aubrac et extension maximale de l'englacement.

1. Ville ; 2. Summit ; 3. Cours d'eau ; 4. Extension maximum de l'englacement (Poizat et Rousset, 1974 ; Goër de Hervé, 1994) ; 5. Volcanisme miocène d'Aubrac ; 6. Volcanisme miocène du Cantal ; 7. Couverture sédimentaire tertiaire ; 8. Socle métamorphique ; 9. Socle granitique.

Fig. 1 – Simplified geological map of Aubrac's Mounts and maximum glacial extent.

1. City ; 2. Summit ; 3. River ; 4. Maximum Ice Extent (MIE) ; 5. Aubrac's miocene volcanism ; 6. Cantal's miocene volcanism ; 7. Tertiary sediments ; 8. Metamorphic basement ; 9. Granitic basement.

glaciaires et à les replacer dans le cadre chrono-climatique des fluctuations environnementales reconnues pour l'Europe de l'ouest.

2. État des connaissances sur l'englacement des Monts d'Aubrac

Le choix des Monts d'Aubrac pour la reconstitution des paléo-englacements se justifie par la bonne conservation des dépôts glaciaires (Goër de Hervé et al., 1994), mais aussi par un contexte lithologique et géomorphologique favorable à l'omniprésence de roches riches en quartz, minéral cible pour la datation par la méthode des NCT (Lebatard et Bourlès, 2015).

La dynamique d'englacement, son empreinte géomorphologique ainsi que la nature et la conservation des dépôts glaciaires ont été conditionnés par les contextes morphostructuraux du massif (Poizat et Rousset, 1975 ; Veyret, 1978 ; Goër de Hervé et al., 1994). L'axe faitier NE-SO des hautes terres volcaniques du massif a déterminé la localisation de la zone d'accumulation d'une calotte de glace biconvexe (Poizat et Rousset, 1975). Depuis les sommets, les glaces fluaient faiblement vers le nord-est en formant un glacier de fjell sur le plateau granitique alors que vers le sud-ouest, les glaces

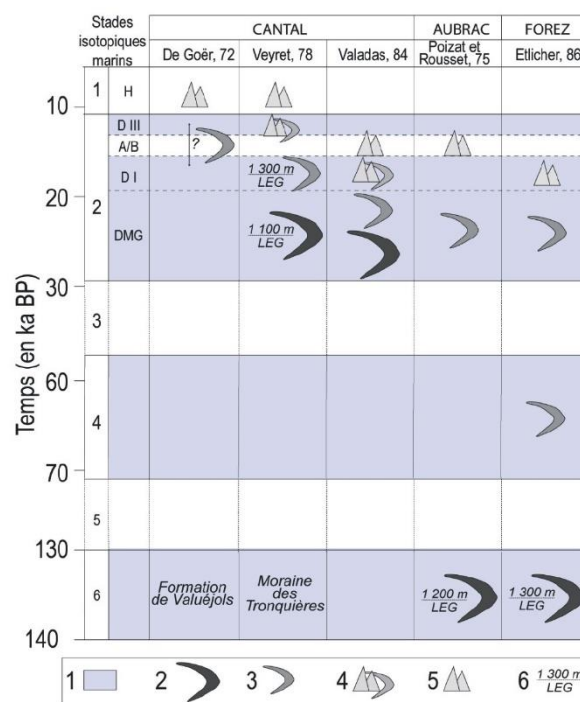


Fig. 2 – Tableau chronologique synthétique des fluctuations glaciaires des principaux englacements du Massif central (modifié d'après Dèfve et al., 2019).

1. Cold period favoring glacial advance (DMG : Last Glacial Maximum, D I : Dryas ancien, D III : Dryas récent) ; 2. External moraines ; 3. Internal moraines ; 4. Cirque glaciers ; 5. Deglaciation ; 6. Equilibrium Line Altitude according to Veyret (1978).

Fig. 2 – Chronological table of glacial fluctuations on Massif central main glacierized areas (modified from Dèfve et al., 2019).

1. Cold period favoring glacial advance (DMG: Last Glacial Maximum, D I: Dryas ancien, D III: Dryas récent); 2. External moraines; 3. Internal moraines; 4. Cirque glaciers; 5. Deglaciation; 6. Equilibrium Line Altitude according to Veyret (1978).

étaient canalisées dans des vallées encaissées (localement appelées « boraldes ») en formant des langues glaciaires de vallée (fig. 1).

Comme pour les autres ensembles englacés du Massif central, l'attribution de l'EGM dans les Monts d'Aubrac diffère suivant l'adhésion des auteurs au polyglacialisme (Poizat et Rousset, 1975b) ou au monoglacialisme (Goër de Hervé et al., 1994 ; Veyret, 1978). Il en est de même au sujet du désenglacement complet qui est encore mal contraint (fig. 2). Dans les Monts d'Aubrac, l'EGM est défini sur le plateau granitique par l'extension des erratiques volcaniques, dont la limite coïncide avec la réapparition des tors et chaos de boules granitiques associés (Goër de Hervé et al., 1994), et dans les « boraldes » par des successions d'ombilics et de verrous (Poizat et Rousset, 1975). Une récurrence a par ailleurs été observée dans les sédiments piégés dans les dépressions, affectant une large surface du plateau granitique, en amont de l'EGM (Poizat, 1973 ; Poizat et Rousset, 1975 ; Veyret, 1978). Cependant, il n'existe aucun consensus sur les limites des extensions glaciaires post-EGM. Cela tient au caractère peu différencié de la topographie du plateau et à l'omniprésence de dépôts fluvio-glaciaires, qui gênent la bonne lecture des stades d'englacement successifs. En effet, ces dépôts constituent des épandages proglaciaires, des terrasses de kame et des remplissages glacio-lacustres, qui se superposent au modelé d'érosion sous-glaciaire en *knobs and bassins*, courant sur les socles englacés. Ils sont interprétés par Poizat et Rousset (1975), Veyret (1978) puis Goër de Hervé et al. (1994) comme les témoins et le résultat de la fonte sur place du glacier de fjell.

3. Méthodes d'étude

Au regard de l'état des connaissances sur l'histoire de l'englacement des Monts d'Aubrac et des méthodes chronologiques nouvelles, une lecture affinée du nombre et de l'extension des stades d'englacement est conduite, base de l'élaboration d'un cadre chronologique absolu des fluctuations glaciaires. Pour cela, un travail aussi exhaustif que possible d'identification, d'inventaire et de cartographie des héritages glaciaires est réalisé. Un intérêt

particulier est porté aux formes construites des marges glaciaires (Kleman et Borgström, 1996) comme les cordons morainiques et les épandages proglaciaires, héritages glaciaires les plus significatifs pour la détermination de stades d'englacement. En parallèle, la géométrie du paléo-glacier du Dernier Maximum Glaciaire (DMG) est modélisée et l'Altitude de la Ligne d'Équilibre Glaciaire (ALÉG) est estimée, premier pas vers une quantification paléo-climatique (Dahl et Nesje, 1992).

3.1. Approche combinée par photo-interprétation et prospection géomorphologique

Le travail de photo-interprétation s'appuie sur l'utilisation de données photographiques (BD ORTHO[®] – résolution 50 cm) et altimétriques : RGE Alti[®] (résolution 5 m en plan et infra-métrique en altitude) et BD Alti[®] (résolution 25 m en plan) de l'IGN. L'extraction de courbes de niveau (1 à 2 m d'équidistance), à partir des modèles numériques de terrains RGE Alti[®], permet d'affiner la photo-interprétation (fig. 3A-B). L'ensemble des observations issues de la photo-interprétation est regroupé dans une base de données vectorielle dans un Système d'Information Géographique (SIG) : QGIS v.2.18. Chaque observation est répartie selon une des trois classes d'entités géographiques : polygone, ligne ou point (fig. 3C).

Le plan de prospection géomorphologique a été préparé sur la base de ces observations et en tenant compte des grands axes du réseau hydrographique actuel, à même d'avoir canalisé les flux de glace principaux et donc susceptibles de conserver les héritages glaciaires les plus significatifs. Les observations réalisées sur le terrain consistent en données ponctuelles dont la position géographique est relevée par GPS. Chaque forme ou formation corrélative de l'englacement (formes et formations liées à l'érosion sous-glaciaire : surfaces raclées et ombilics ; *tills* d'ablation et *tills* de fond ; formes et formations juxta-glaciaires et proglaciaires : terrasses et buttes de kame, sandurs) (fig. 4), utile à la compréhension du mode d'occupation et des dynamiques de retrait du glacier, est identifiée par un point géoréférencé et fait l'objet d'une description : disposition,

	Forme	Description	Bibliographie	Identification
Système de marge Glaciaire	Alvéole	Cuvette évasée à fond plat.	Valadas, 1984	Photo-interprétation
	Tor	Volume rocheux enraciné dans le substrat, constitué d'un empilement de boules granitiques accompagné de chaos de boules.	Godard et al., 1977	Photo-interprétation
			Phillips et al., 2006	Terrain
Chaos de boules	Boules de granite dispersées, issues de l'altération du granite en place. Le chaos se développe en suivant la pente la plus importante.	Godard et al., 1977	Photo-interprétation Terrain	
Système Glaciaire	Cordon morainique	Accumulation de till formant une butte allongée surmontée d'une crête, barrant l'axe d'écoulement du glacier.	Benn et Evans, 2010	Photo-interprétation Terrain
	Surface raclée	Affleurements rocheux raclés et décapés par l'action de la glace. Présence de fractures d'arrachement métriques vers l'aval.	Phillips et al., 2006	Photo-interprétation

Fig. 3 – Typologie et critères associés pour la dénomination d'une forme et sources de son identification.

A : Photographie d'un tor sur le terrain ; B : Exemple d'identification par photo-interprétation d'un cordon morainique sur la base de la topographie (courbe de niveaux d'équidistance 1 m) ; C : Exemple de repérage de placage morainique par photo-interprétation.

Fig. 3 – Typology and criteria used for landform designation and identification sources.

A : Tor photography on field; B: Identification from remote sensing of a terminal moraine; C: Example of detection of till deposit by remote sensing.



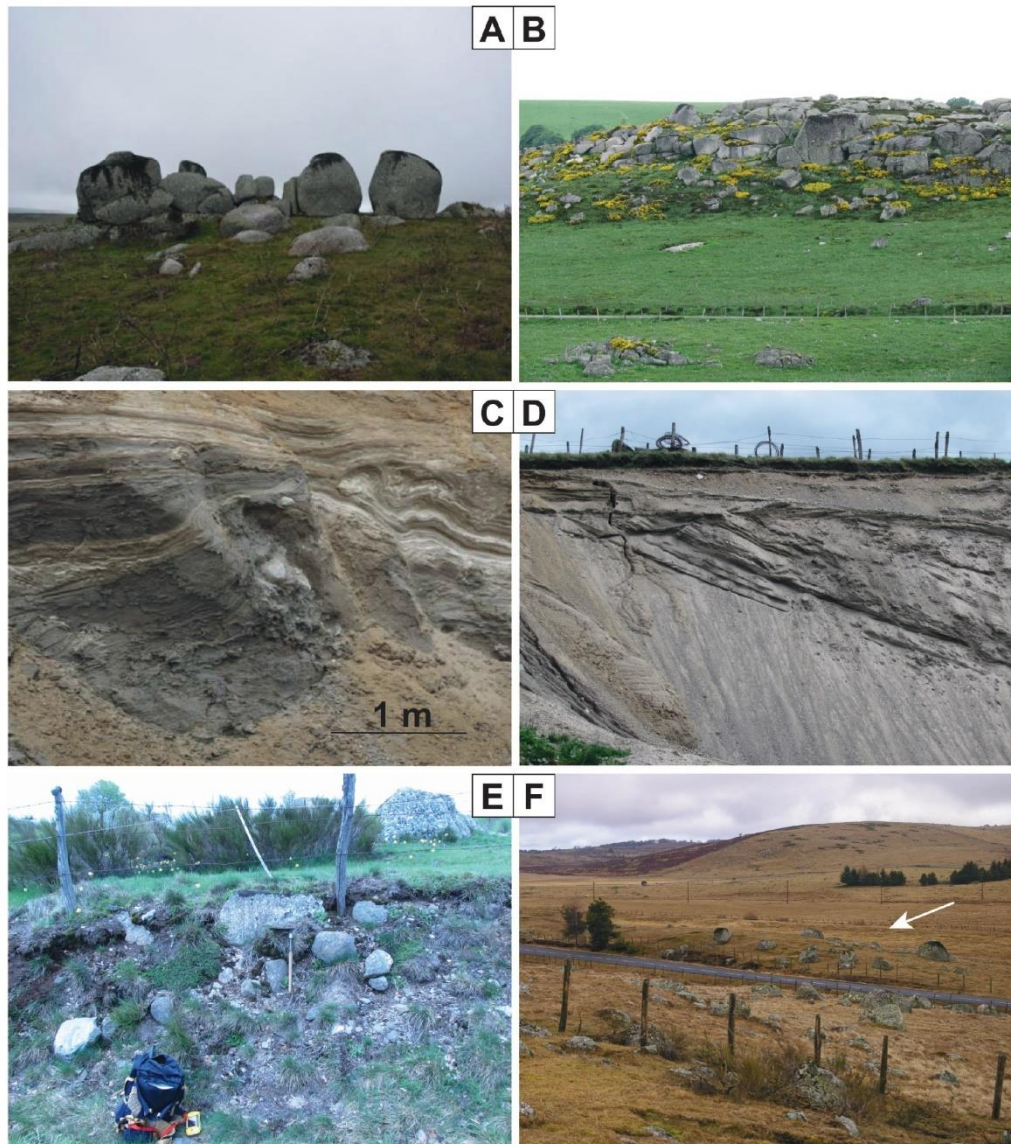


Fig. 4 – Exemples de modelés et de formations glaciaires et proglaciaires d'Aubrac.

A : Tor glacialement déstabilisé, près des Levades ; B : Surfaces granitiques raclées au Clapas de la Tioule ; C : Sandur avec lits de sables fins et de limons déformés et blocs glaciels, alvéole de Rieurtort ; D : Talus deltaïque d'un lac proglaciaire, alvéole de Rieurtort ; E : Placage morainique riche en boules granitiques ; F : Cordon morainique de Rieulet.

Fig. 4 – Example of erosional landforms and glacial or proglacial deposits in the Aubrac.

A : Tor glacially destabilized, near Levades; B : Scoured granitic bedrock at Clapas de la Tioule; C : Sandur with deformed beds of fine sands and silts and drop stones, Rieurtort depression; D : Deltaic talus of a proglacial lake, Rieurtort depression; E : Till mantle rich in granitic boulders; F : Terminal moraine of Rieulet.

caractères morphométriques et/ou litho-stratigraphiques. Ces données sont intégrées sous SIG sous forme de données ponctuelles.

3.2. Typologie des formes du relief et élaboration des cartes géomorphologiques

La réalisation des cartes géomorphologiques s'effectue en deux temps. D'abord les données issues de la photo-interprétation et du terrain sont combinées pour former une seule base de données. Les

données ponctuelles de terrain permettent de préciser notablement celles issues de la photo-interprétation. Les contours des entités géographiques (ex : terrasses fluviales, alvéoles) sont dessinés sur SIG en suivant les courbes de niveau extraites des MNT et qui délimitent la forme (Clark et al., 2004). Ensuite, un ensemble de critères, décrivant une forme d'érosion ou d'accumulation, est relevé dans la littérature régionale et internationale consacrée aux reconstructions glaciaires dans des contextes géomorphologiques similaires à ceux de l'Aubrac (fig. 3). Cette étape conduit à nommer

les entités géomorphologiques identifiées d'après leurs caractères morphométriques, stratigraphiques et topographiques. Ainsi les formes (d'érosion et d'accumulation) sont associées à des processus géomorphologiques particuliers.

3.3. Reconstruction de la géométrie de la calotte

Afin d'estimer l'ALÉG, il est nécessaire de connaître le volume et l'épaisseur du glacier. En Aubrac il est difficile d'estimer l'épaisseur de glace sur la seule base des observations géomorphologiques. En effet, l'englacement a submergé la topographie du plateau à l'est et a laissé peu d'héritages glaciaires (surfaces d'érosion ou placages morainiques) dans les vallées à l'ouest. La modélisation permet de pallier ce manque de données de terrain et de reconstruire la géométrie 3D du glacier.

Le modèle utilisé repose sur l'équation parabolique décrivant la surface d'équilibre d'un glacier en fonction du fluage de la glace selon la généralisation de la loi de Glen par Nye (Schilling et Hollin, 1981 ; Van der Veen, 2013) (fig. 5). L'épaisseur du glacier est modélisée le long de profils théoriques de surface depuis le terminus du glacier identifié sur le terrain et grâce à la bibliographie (Ballantyne, 1989). La variable d'ajustement du modèle - la contrainte de cisaillement basale - correspond à la contrainte sous laquelle la glace flue. Cette

valeur est généralement comprise entre 50 et 150 kPa (Bennett et Glasser, 2009). Pour des glaciers de plateau en domaine tempéré, il est admis une valeur de 50 kPa (Cowton et al., 2009). Cette méthode simple permet de reconstruire la géométrie des paléo-glaciers suffisamment précisément pour que l'erreur d'estimation de l'ALÉG soit de l'ordre de 10 à 20 m d'altitude (Pellitero et al., 2016).

Une fois le volume de glace modélisé, les ALÉG sont estimées selon les méthodes de l'AAR et de l'AABR. L'Accumulation-Area Ratio (AAR) considère que la répartition des zones d'accumulation et d'ablation au sein d'un glacier est régie par un ratio spécifique, en lien avec les conditions climatiques, topographiques et glaciologiques (Benn et Evans, 2010). Un ratio de 0,559 correspond à des glaciers de vallée (Kern et László, 2010) et un ratio de 0,8 correspond à des glaciers de calotte (Hughes et al., 2010). Les deux ratios sont utilisés. L'Area-Altitude Balance Ratio (AABR) repose elle aussi sur la répartition des zones d'accumulation et d'ablation. Contrairement à la méthode AAR, elle prend en compte l'hypsométrie du glacier et son bilan de masse sous la forme d'un gradient (Osmaston, 2005). Le ratio utilisé est égal à 2, il représente le ratio moyen des glaciers à l'échelle globale (Rea, 2009). La reconstruction de l'épaisseur du glacier et la détermination des ALÉG sont déterminées sur SIG, à l'aide des outils développés par Pellitero et al. (2015, 2016).

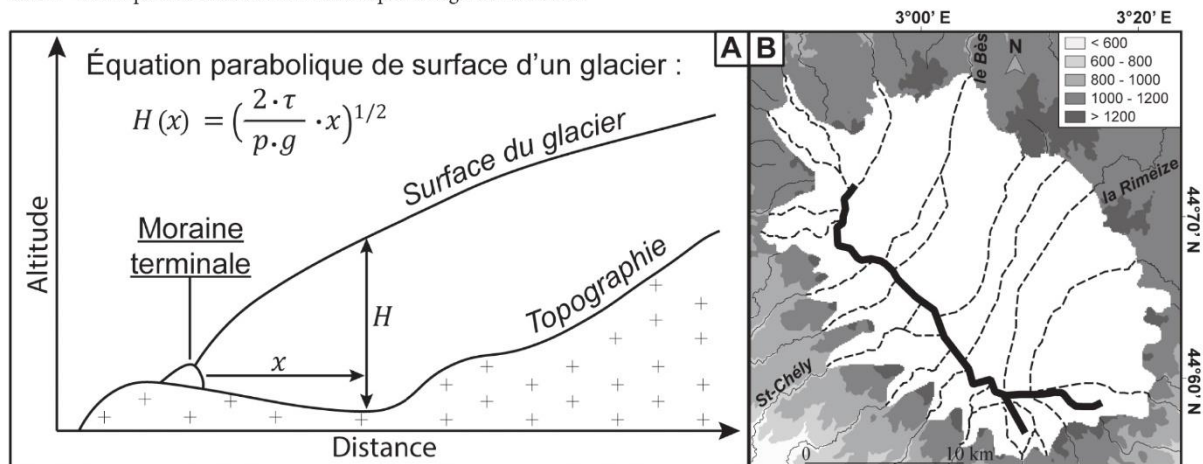


Fig. 5 – Schéma de la reconstruction 3D du glacier un utilisant la méthode des profils de surface d'équilibre.

A : Paramètres du modèle (τ : contrainte de cisaillement basale, ρ : densité de la glace, g : accélération de la gravité) ; B : Localisation des profils théoriques de surface (en blanc : l'extension du glacier au DMG, tirets : profils théoriques de surface, trait noir épais : interfluve du massif).

Fig. 5 – Diagram of the glacier 3D reconstruction from steady-state surface profiles.

A: Model parameters (τ : basal shear stress, ρ : ice density, g : acceleration of gravity); B: Theoretical surface profile localisation (white: glacier extension during LGM, dotted line: theoretical surface profile, black line: mountain summit).

4. Observations géomorphologiques sur le plateau granitique d'Aubrac

Sur le plateau d'Aubrac, au nord-est du massif, les observations ont été nombreuses, d'une part en raison de la précision des données altimétriques disponibles pour ce secteur (RGE Alti®), facilitant la photo-interprétation, d'autre part du fait de l'importance et de la bonne conservation des formes glaciaires d'érosion et d'accumulation.

4.1. L'empreinte de l'érosion glaciaire

Sur la partie amont du plateau granitique d'Aubrac, en aval des vallées débouchant des hautes terres volcaniques (fig. 6), les versants sont raclés et modelés en roches moutonnées pluri-hectométriques à kilométriques. La direction des flux de glace, déduite de l'orientation des fractures de *quarrying*, est en accord avec les grands traits de la topographie : les glaces fluaient vers l'est depuis les hautes-terres. Dans le bassin du Bès au nord-est du plateau, les glaces captées fluaient en direction du nord-est.

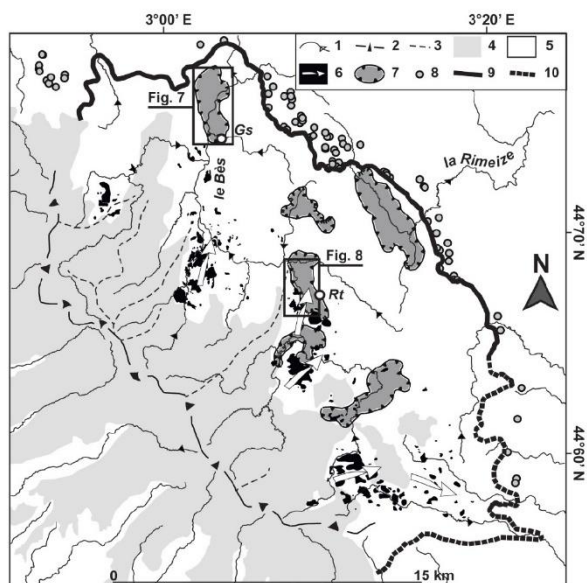


Fig. 6 – Carte de localisation des surfaces granitiques raclées et des principaux flux de glace associés sur le plateau d'Aubrac.

1. Réseau hydrographique ; 2. Sommet ; 3. Interfluve majeur du plateau ; 4. Volcanisme miocène d'Aubrac ; 5. Socle cristallin et métamorphique ; 6. Surface raclée par les glaces et direction des flux associés ; 7. Principales alvéoles du plateau ; 8. Tor ; 9. Extension des erratiques volcaniques sur le plateau granitique, marquant l'EGM (Goër de Hervé et al., 1994) ; 10. EGM incertaine. Gs: Grandvals. Rt: Rieutort.

Fig. 6 – Localisation map of granitic surfaces glacially eroded and main glacier ice flux.

1. River; 2. Summits; 3. Main interfluve on plateau area; 4. Miocene volcanism of Aubrac; 5. Granitic and metamorphic basement; 6. Scoured bedrock and ice flow direction; 7. Main depression on the plateau; 8. Tor; 9. Extension of erratic volcanic boulder on the plateau, associated to the MIE (Goër de Hervé et al., 1994); 10. Uncertain MIE. Gs: Grandvals. Rt: Rieutort.

À partir de la photo-interprétation et de relevés de terrain, nous avons identifié des tors présents sur le pourtour de l'EGM. Des racines de tors, correspondant à des dalles de granite plurimétriques, sont observées dans l'enceinte englacée. Les boules et chaos de boules associés ont tous été remobilisés par la glace dans ce secteur et aucun empilement, caractéristique essentielle des tors, n'est relevé dans l'enceinte délimitée par l'EGM.

Des alvéoles granitiques de taille, de forme et d'orientation variables sont présents sur le plateau granitique d'Aubrac (fig. 6). Ces alvéoles présentent tous des fonds plus ou moins plats, sur lesquels est réalisée la majorité des observations géomorphologiques relatives à l'englacement. Ceci vaut particulièrement le long de la vallée du Bès (drain principal du plateau granitique) où une succession de cordons morainiques et de constructions proglaciaires a été identifiée. Nous présentons ici les résultats obtenus dans deux secteurs-clé le long de cette vallée (fig. 7-9) : l'alvéole de la Chaldette (fig. 7, 9) et l'alvéole de Rieutort (fig. 8-9).

4.2. L'alvéole de la Chaldette

L'alvéole de la Chaldette est situé dans la vallée du Bès en amont des moraines les plus externes (fig. 7). Cet alvéole se développe du sud vers le nord sur environ 3 km de long. Sur les versants granitiques,

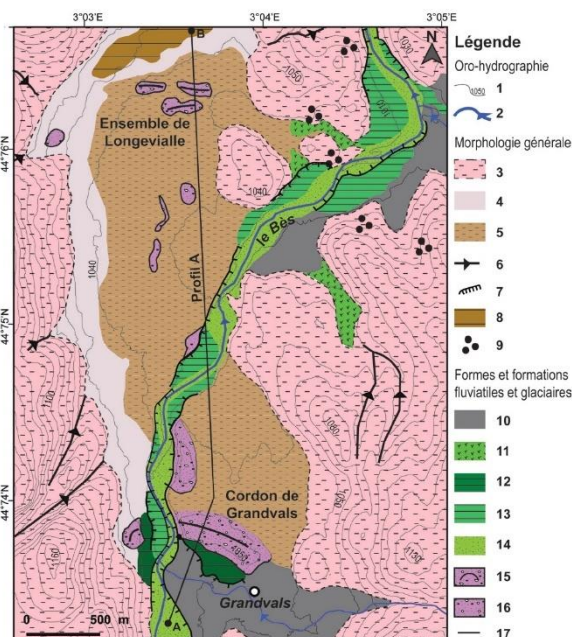


Fig. 7 – Croquis géomorphologique de l'alvéole de la Chaldette.

1. Courbes de niveau (équidistance 10 m) ; 2. Cours d'eau ; 3. Versant granitique avec blocs erratiques volcaniques ; 4. Bas de versant à topographie irrégulière ; 5. Plancher d'alvéole ; 6. Ravin ; 7. Talus topographique ; 8. Replat perché (1 055 m a.s.l.) ; 9. Chaos de boules granitiques ; 10. Cône de déjection ; 11. Dépression humide ; 12. Terrasse alluviale à +15 m ; 13. Terrasse alluviale à +5 m ; 14. Plaine alluviale ; 15. Cordon morainique ; 16. Dépôt glaciaire indéterminé ; 17. Localisation du Profil A (fig. 9).

Fig. 7 – Geomorphological map of la Chaldette depression.

1. Elevation line (10 m); 2. River; 3. Granitic slope with erratic volcanic block; 4. Slope lower-part with irregular topography; 5. Depression floor; 6. Ravine; 7. Topographic talus; 8. Perched flat (1,055 m a.s.l.); 9. Granitic chaos; 10. Alluvial fan; 11. Humid hollow; 12. Alluvial terrace +15 m; 13. Alluvial terrace +5 m; 14. Alluvial plain; 15. Terminal moraine; 16. Undetermined glacial deposit; 17. Profil A localisation (fig. 9).

des blocs erratiques volcaniques épars se mêlent à une couverture *in situ* d'arène et de blocs granitiques (chaos de boules). L'alvéole de la Chaldette se caractérise par un fond relativement plat dans lequel le talweg actuel est encaissé (fig. 7). Son profil transversal est marqué par une rupture de pente nette au contact entre les versants granitiques et le fond de l'alvéole, hormis pour le versant ouest où domine une topographie de raccordement irrégulière.

Des dépôts glaciaires sont présents sur le fond de l'alvéole (fig. 7, 9). Au nord, à la partie aval de l'alvéole, l'ensemble de Longevialle montre les restes émoussés de deux cordons morainiques d'où émergent de nombreux blocs granitiques et volcaniques métriques à décimétriques. Leur hauteur est de 5 m maximum pour une longueur de 200 m et une largeur de 60 m maximum. Au sud (amont de l'alvéole), le cordon de Grandvals, qui forme une accumulation d'environ 7 m d'épaisseur, est divisé en deux parties par le Bès, encaissé d'une vingtaine de mètres en contrebas de la crête morainique. En rive droite, le cordon s'étend sur 400 m de long et 200 m de large. En rive gauche, le cordon ne s'étend que sur 70 m de long et sa forme est peu émoussée. Comme pour l'ensemble de Longevialle, une forte densité de blocs erratiques granitiques et volcaniques métriques à pluri-métriques est observée.

En dehors de ces cordons morainiques, le fond de l'alvéole est nappé de formations superficielles indifférenciées (absence de coupe

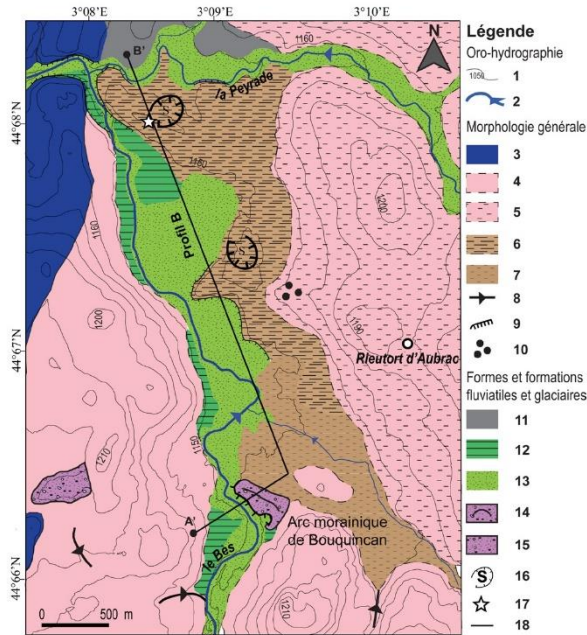


Fig. 8 – Croquis géomorphologique de l'alméole de Rieurtort.

1. Courbes de niveau (équidistance 10 m) ; 2. Cours d'eau ; 3. Coulee de lave miocène ; 4. Versants granitiques raclés ; 5. Versants granitiques avec blocs erratiques volcaniques ; 6. Plancher d'alméole à +20 m ; 7. Plancher d'alméole à +8 m ; 8. Ravin ; 9. Talus topographique ; 10. Chaos de boules granitiques ; 11. Cône de déjection ; 12. Terrasse alluviale à +5 m ; 13. Plaine alluviale ; 14. Cordon morainique ; 15. Dépôt glaciaire ; 16. Sablière en activité ; 17. Localisation de la coupe du Moulin de Sarrat (fig. 10) ; 18. Localisation du Profil B (fig. 6).

Fig. 8 – Geomorphological map of Rieurtort depression.

1. Altitude line (10 m); 2. River; 3. Miocene lava flow; 4. Granitic slope moulded by glacier erosion; 5. Granitic slope with erratic volcanic bloc; 6. Depression floor +20 m; 7. Depression floor +8 m; 8. Ravine; 9. Topographic talus; 10. Granitic chaos; 11. Alluvial fan; 11. Humid hollow; 12. Alluvial terrace +15 m; 12. Alluvial terrace +5 m; 13. Alluvial plain; 14. Terminal moraine; 15. Glacial deposit; 16. Sand quarry; 17. Moulin de Sarrat section (fig. 10); 18. Localisation of the profile B (fig. 6).

permettant une observation directe) d'une quinzaine de mètres d'épaisseur minimum. Le Bès s'encaisse d'environ 15 m dans ces formations, accompagné de deux générations de terrasses alluviales. La première (+15 m) ne se retrouve qu'en amont de Grandvals. La seconde (+5 m), emboîtée dans la première, s'étend sur l'ensemble du cours du Bès en amont de la Chaldette. Enfin, la plaine alluviale actuelle à sub-actuelle, étroite, accompagne le cours du Bès.

4.3. L'alméole de Rieurtort

L'alméole de Rieurtort est situé dans la vallée du Bès, au cœur de la zone de plateau englacée (fig. 6, 8-9). Cet alméole présente une morphologie similaire à celui de la Chaldette. Il se développe sur environ 3 km de long, du sud vers le nord. Une coulee volcanique le domine à l'ouest. À l'ouest et au sud, le granite affleure directement sur les versants par suite du décapage glaciaire (morphologie en roches moutonnées). Au nord et à l'est, les versants sont couverts

de dépôts morainiques et, ponctuellement, de chaos granitiques résiduels. Le plancher de l'alméole de Rieurtort, dans lequel le réseau hydrographique actuel est encaissé, présente plusieurs paliers. Le plus élevé (+20 m) subsiste au travers d'une série de replats et de buttes constitués de dépôts fluviaux et morainiques. Le second (+8 m), au sud-ouest, se caractérise par la présence de formations superficielles indifférenciées. Il se raccorde, au sud, à des ravins qui entaillent les versants granitiques raclés. Comme pour l'alméole de la Chaldette, le profil transversal de l'alméole de Rieurtort est marqué par une rupture de pente nette à la base des versants granitiques.

Un dépôt glaciaire, entaillé par le Bès, est présent au sud de l'alméole, à l'aval direct d'une section en gorge longue de près de 1 km (fig. 8-9). L'accumulation, d'une dizaine de mètres de hauteur, est constituée de moraine d'ablation et de dépôts fluvio-glaciaires ancrés dans les dépôts de la plaine alluviale. Sa morphologie se caractérise par une crête barrant l'axe de la vallée. Il s'agit d'un arc morainique (arc de Bouquincan), ne présentant que quelques blocs

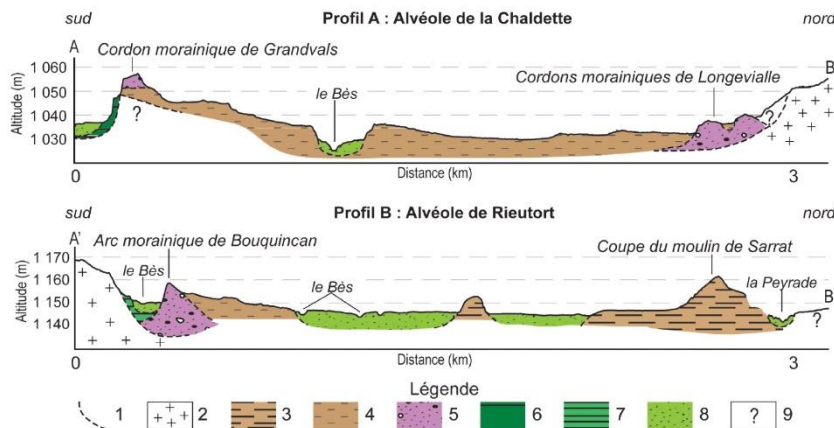


Fig. 9 – Profils transversaux des alméoles de la Chaldette (A) et de Rieurtort (B) présentant le dispositif morpho-stratigraphique.

1. Limite stratigraphique ; 2. Granite ; 3. Proglacial and glacial sediments of the depression floor +20 m ; 4. Matériel indéterminé formant les planchers d'alméoles +15 m (Profil A) et +8 m (Profil B) ; 5. Cordon morainique ; 6. Terrasse alluviale à +15 m ; 7. Terrasse alluviale à +5 m ; 8. Alluvions indéterminées ; 9. Formation indéterminée.

Fig. 9 – La Chaldette depression transversal profile and stratigraphic relations between landforms.

1. Stratigraphic limit; 2. Granit; 3. Proglacial and glacial sediments of the depression floor +20 m; 4. Undetermined sediments of the depression floor +20 m (Profil A) and +8 m (Profil B); 5. Terminal moraine; 6. Alluvial terrace +15 m; 7. Alluvial terrace +5 m; 8. Alluvial plain; 9. Undetermined deposit.



granitiques métriques émergeants et se raccordant vers l'aval au plancher à +8 m.

Le Bès, encaissé en contrebas des planchers à +20 m et +8 m, longe le versant ouest de l'alcôve au sein d'une large plaine alluviale encadrée par un niveau de terrasse à +5 m.

4.4. La coupe du Moulin de Sarrat

Une sablière ouverte dans l'alcôve de Rieurtort au lieu-dit du « Moulin de Sarrat » permet l'observation des formations constituant le plancher de l'alcôve à +20 m (fig. 6, 8-10). Haute d'une dizaine de mètres, la coupe du Moulin de Sarrat révèle quatre membres principaux représentant quatre phases d'aggradation distinctes.

Le contact avec le substrat n'est pas visible. La base de la coupe, de l'US 1 à l'US 11 (phase A), se développe sur 6 m d'épaisseur et présente

une alternance d'unités stratifiées obliquement et d'unités stratifiées en lits subhorizontaux. Les unités à stratifications obliques en chenaux entrecroisés sont constituées d'un matériel grossier sableux à sablo-graveleux (cailloux et galets) peu émoussé. Les lits subhorizontaux sont constitués de sédiments fins alternativement limoneux et sableux plus ou moins homométriques. La particularité de la base de la coupe est la présence de figures de déformation marquées du sédiment, essentiellement compressives. Ce sont des figures de glaci-tectoniques (circonvolutions et « faillettes » centimétriques inverses et normales), qui affectent les unités sableuses et limoneuses. Les US 4 et 6, en particulier, sont fortement déformées par des injections depuis les unités inférieures, témoignant d'une forte déformation du dépôt postérieurement à sa mise en place. La phase A correspond à des dépôts fluvio-glaciaires.

La phase B est formée par l'US 12, épaisse d'environ 1 m. Elle marque

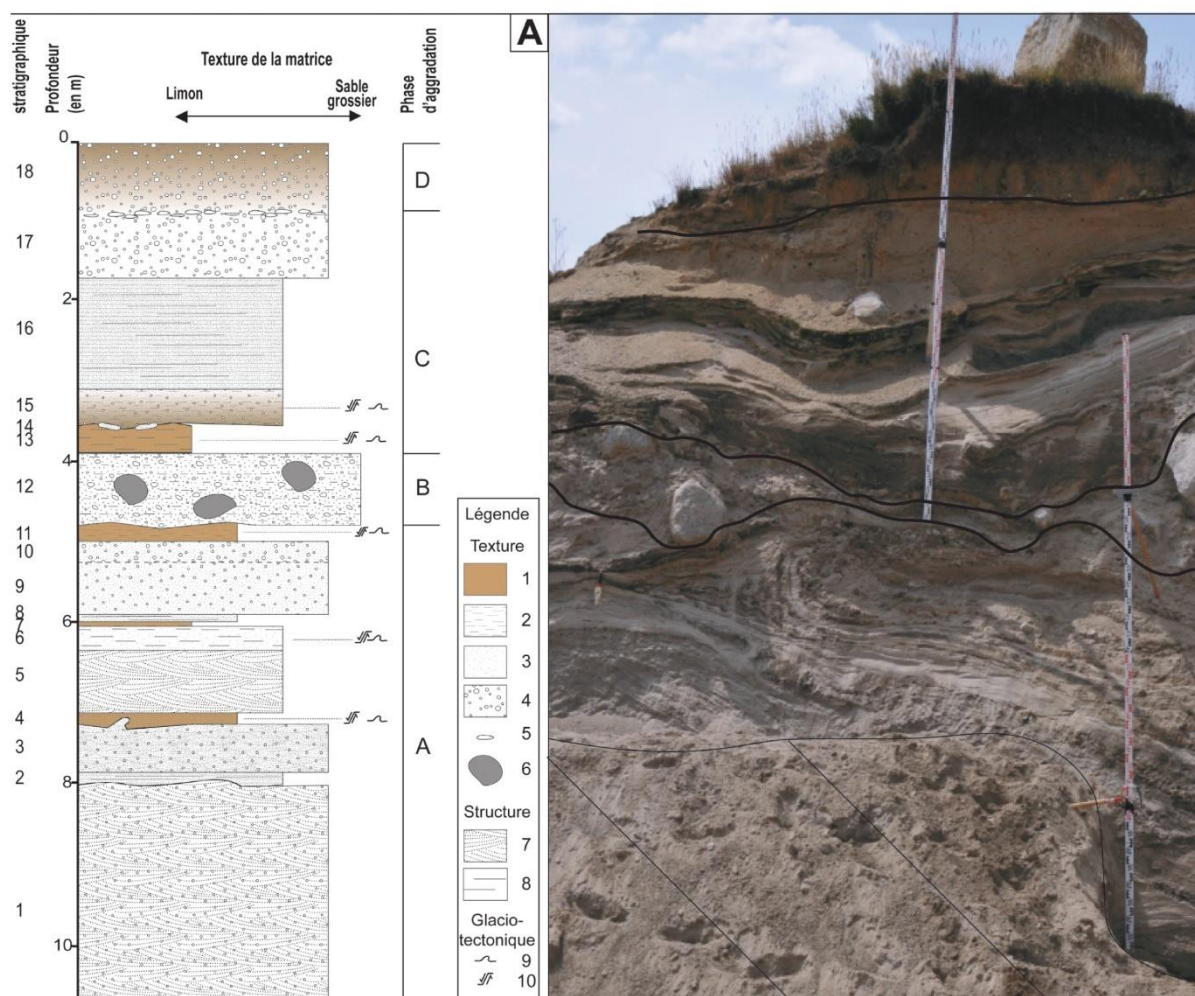


Fig. 10 – Coupe du Moulin de Sarrat : description litho-stratigraphique.

A : Log litho-stratigraphique de la coupe du Moulin de Sarrat. 1. Limons brun et/ou formation organo-détritique fine ; 2. Limons ; 3. Sables ; 4. Graviers ; 5. Galets ; 6. Cailloux ; 7. Stratifications obliques ; 8. Stratification en lits successifs ; 9. Circonvolutions ; 10. Faillettes inverses ; B : Photographie de la coupe du Moulin de Sarrat avec identification des grandes phases d'aggradation.

Fig. 10 – Litho-stratigraphic sequence of Moulin de Sarrat.

A: Stratigraphic log of Moulin de Sarrat sequence. 1. Brown silt and/or fine organo-detritic formation; 2. Silt; 3. Sand; 4. Gravel; 5. Pebble; 6. Stones; 7. Cross-bedding stratification; 8. Bedding stratification; 9. Convolution; 10. Fault; B: Photography of Moulin de Sarrat sequence annotated with aggradations phases.

une rupture importante dans l'histoire de l'accumulation, soulignée par le net ravinement de l'US 11 sous-jacente. L'US 12 est formée de « paquets » d'un sédiment non-lavé très hétérométrique. Les plus gros blocs, environ 80 cm de grand axe, sont granitiques et accompagnés de blocs volcaniques émoussés portant des stries glaciaires. Ces éléments grossiers sont pris dans une matrice sablo-limoneuse, mélangeant éléments volcaniques et granitiques. Ces paquets diamictiques sont d'origine morainique. Une reprise partielle par l'eau de fusion est intervenue entre les paquets de moraine où des lentilles graveleuses mal lavées, issues du lessivage de la moraine, sont observées. Ces caractéristiques sont celles d'un till d'ablation (Benn et Evans, 2010).

Au-dessus de l'US 12, l'ensemble formé par les US 13 à 17 (phase C) marque un retour à une sédimentation proglaciaire similaire à celle de la base de la coupe (phase A). Les unités stratifiées en lits subhorizontaux dominant et sont composées de limon, de sable fin à grossier et de graviers. Des déformations glaci-tectoniques (circonvolutions, « faillettes » de compression) affectent l'accumulation. Elles sont cependant moins importantes qu'à la base de la coupe (phase A).

Enfin, la partie supérieure de la coupe (phase D), correspondant à l'US 18, est constituée de colluvions sablo-gravelo-limoneuses incorporant des cailloux et petits blocs volcaniques et granitiques. Ces derniers tendent à se concentrer vers la base de l'accumulation, y formant une ligne de cailloux et blocs emballés dans une matrice fine qui suggère une mise en place par des processus de solifluxion. Le sommet de l'accumulation est affecté par la pédogenèse.

4.5. Reconstruction du glacier

L'épaisseur de glace sur le plateau est reconstruite en premier avec une valeur de contrainte de cisaillement basale de 50 kPa. Les valeurs de contrainte de cisaillement basale sont ensuite ajustées dans les vallées, à l'ouest et au sud du massif, pour que les épaisseurs de glace se rencontrent au niveau de l'interfluve qui les sépare (fig. 11A). Le résultat forme une calotte de glace dont l'épaisseur dépasse 300 m dans les dépressions du plateau. Au niveau de l'interfluve principal du massif, le glacier possède une épaisseur comprise entre 200 et 250 m. A partir du volume de glace, les ALÉG sont reconstruites pour l'ensemble du massif, selon les méthodes AAR et AABR (fig. 11B).

Les résultats obtenus montrent une épaisseur de glace plus importante que celles précédemment estimées entre environ 200 et 250 m (Poizat et Rousset, 1975) et donc une ALÉG plus élevée (fig. 11B-C). Compte tenu des différentes méthodes employées, notre première estimation de l'ALÉG avoisine les 1 300 m lors du DMG. Ce résultat constitue une approche préliminaire devant être approfondie compte tenu de son intérêt paléo-climatique. Cependant elle dépasse largement l'estimation proposée par Veyret (1978) d'environ 1 100 m et se rapproche de celle estimée par Kuhleman et al. (2008) à 1 300 m (± 150).

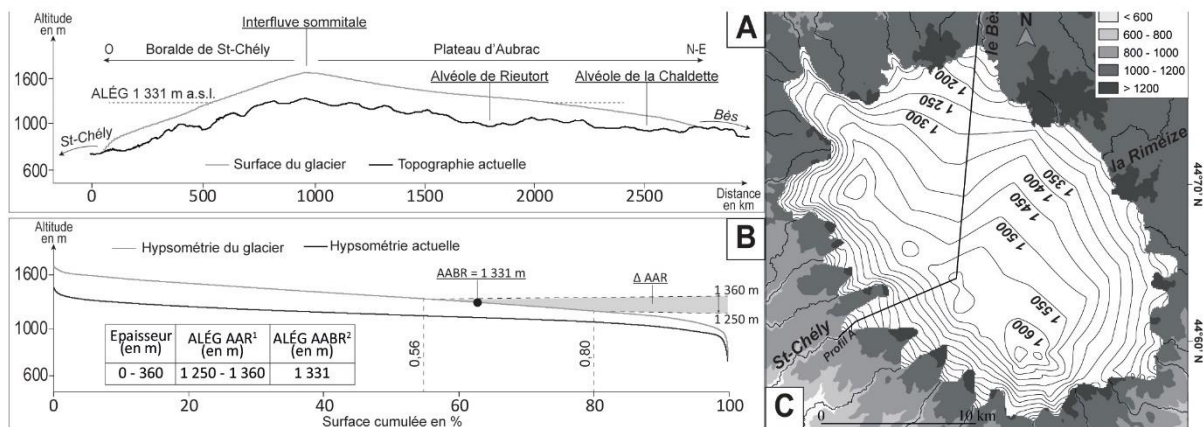


Fig. 11 – Modélisation 3D du glacier au DMG et reconstruction des ALÉG.

A : Profil en long de la surface du glacier depuis la Boralde de St-Chély jusqu'à la vallée du Bès ; B : Reconstruction des ALÉG selon les méthodes de l'AAR et de l'AABR ; C : Modélisation 3-D de la surface du glacier.

Fig. 11 – 3D glacier modelling and Equilibrium Line Altitude (ELA) estimation.

A: Glacier surface longitudinal profile from St-Chély valley to Bès valley; B: ELA reconstruction using AAR and AABR methods; C: 3D glacier surface modelling.

5. Relecture des fluctuations glaciaires à partir des héritages géomorphologiques conservés sur le plateau granitique

Les observations géomorphologiques, sédimentologiques et litho-stratigraphiques présentées nous permettent de renforcer les interprétations des modes d'englacement et des dynamiques

de retrait déjà proposées pour l'englacement des Monts d'Aubrac. L'association de trois extensions glaciaires marquées par des cordons morainiques (fig. 12) et de trois phases d'aggradation proglaciaire enregistrées dans les alvéoles (fig. 9, 13), nous permet aujourd'hui de proposer une lecture spatialisée plus fine des dynamiques d'englacement correspondant aux différentes extensions glaciaires repérées.

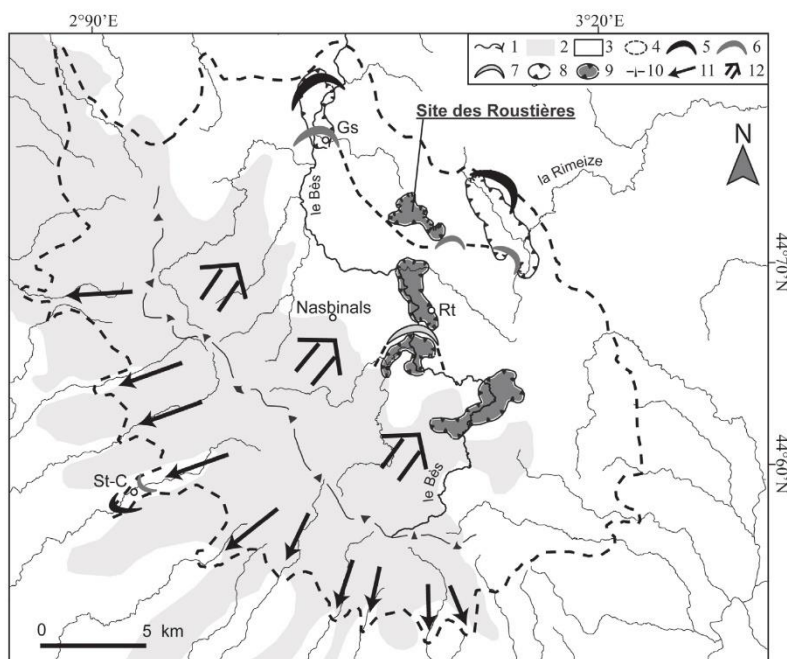


Fig. 12 - Extensions des stades d'englacement des Monts d'Aubrac.

1. Cours d'eau ; 2. Volcanisme miocène d'Aubrac ; 3. Socle cristallin et métamorphique ; 4. EGM ; 5. Cordon morainique de l'EGM ; 6. Cordon morainique de la récurrence ; 7. Cordon morainique de Bouquincan ; 8. Alvéole ; 9. Alvéole avec un remplissage par des sédiments issus de la récurrence (sandur, lac proglaciaire) ; 10. Interfluve du massif ; 11. Glacier de vallée ; 12. Glacier de plateau. Gs : Grandvals. Rt : Rieurtort. St-C : Saint-Chély.

Fig. 12 - Extension of glacial stages in Aubrac's Mountains.

1. River ; 2. Miocene volcanism ; 3. Granitic or metamorphic basement ; 4. Maximum Ice Extent (MIE) ; 5. MIE terminal moraine ; 6. Recurrence terminal moraine ; 7. Bouquincan terminal moraine ; 8. Depression ; 9. Depression infilled with sediment associated to the recurrence (sandur, proglacial lake) ; 10. Mountain summit ; 11. Valley glacier ; 12. Plateau icefield. Gs : Grandvals. Rt : Rieurtort. St-C : Saint-Chély.

5.1. L'EGM et son retrait

Les cordons morainiques de l'EGM forment la ceinture externe du plateau. Ils sont proches de l'extension glaciaire proposée par Goër de Hervé et al. (1994) sur la base de la dispersion des blocs erratiques (fig. 12-13). À l'amont du plateau, au niveau du contact entre hautes terres volcanisées et socle cristallin, la dynamique des glaces correspond à celle d'un glacier de plateau (ou glacier de fjell), raclant son lit rocheux et le nettoyant de sa couverture de formations superficielles. En témoigne la grande extension des surfaces granitiques raclées (fig. 6), modelées en *knobs and bassins*. Ce paysage résulte de l'action de processus de *quarrying* et de regel des eaux de fusion à la base du glacier. Les flux de glace, d'abord drainés par les vallées peu profondes des hautes-terres volcaniques, s'étalent ensuite sur le plateau granitique où aucun interfluve important ne les contraint. Vers l'aval, le glacier perd rapidement sa capacité érosive. En témoignent l'évolution des formes d'érosion sous-glaciaire, de roches moutonnées vers tors décoiffés (André, 2001), ainsi que le maintien de l'arène granitique et les blocs associés vers les marges (fig. 7-9). Ces caractères dynamiques sont le résultat de la combinaison de conditions glaciologiques et surtout topographiques. Tout d'abord, les vitesses d'écoulement du glacier, et ainsi l'efficacité érosive, sont réduites par les séries de contre-pentes franchies par le glacier vers l'aval. Ensuite, la topographie contraint les conditions thermiques à la base du glacier, participant aussi à l'éventail des morphologies rencontrées. Un glacier tempéré, dont la température à la base peut dépasser le point de fusion de la glace, favorise les modelés en *knobs and bassins* au niveau des vallées, là où les flux de glaces se concentrent, et retouche peu les grands interfluves et les marges (Hambrey et Glasser, 2012 ; Kleman et Glasser, 2007). Dans ce contexte, le surcreusement des alvéoles par l'action du glacier semble marginal et lié à un ensemble de

paramètres, au premier rang desquels l'évolution pré-glaciaire (degré d'évolution de l'alvéole et de préparation du matériel) qui conditionne la topographie et l'intensité de l'érosion glaciaire.

Ce contexte topographique a pu favoriser la stagnation du glacier lors de son retrait (Small, 1995). D'autant que les évolutions climatiques, même de faible amplitude, provoquent des réajustements forts et rapides des glaciers de plateau (Rea et Evans, 2003). Durant cette période, les alvéoles ont été des secteurs de stockage privilégiés de la grande quantité de matériel libérée lors de la fusion de la glace, menant à la première phase d'aggradation qui a largement ennoyé les alvéoles de la Chaldette et de Rieurtort, en arrière des cordons morainiques de l'EGM (fig. 12-13). En plus de ce remplissage sédimentaire important, des kames et des lacs d'obturation sont identifiés sur le plateau (Poizat, 1973 ; Veyret, 1978 ; Goër de Hervé et al., 1994). Ces formes construites et ces dépôts sont associés à la fonte sur place du glacier de plateau avec dislocation probable de la masse de glace dans les petites vallées et les alvéoles (Rea et Evans, 2003 ; Livingstone et al., 2010 ; Bickerdike et al., 2018).

5.2. La récurrence et son retrait

Les dépôts proglaciaires qui ennoient les alvéoles en lien avec le retrait post-EGM ont subi de fortes déformations glaci-tectoniques compressives que nous mettons en relation avec une ré-avancée des glaces (fig. 10, 12). Ils sont largement recoupés par un till d'ablation qui témoigne d'une avancée et d'un retrait glaciaire. La phase d'avancée conduit à la déformation des sédiments stockés et au déblaiement partiel de l'alvéole par érosion sous-glaciaire. Son retrait est à l'origine d'un dépôt de *till* d'ablation (fig. 9-11, 13). Plusieurs alvéoles, tous situés en amont des cordons morainiques que nous associons à la récurrence (fig. 12), présentent ce type de

séquence (Poizat, 1973 ; Veyret, 1978). L'extension de la récurrence, telle que nous la proposons, est contrainte par les contre-pentes importantes présentes en rive droite du Bès à l'aval de Rieutort. La nouvelle phase d'aggradation qui surmonte le *till* d'ablation (fig. 10) débute dès le retrait de la récurrence et est associée à la mise en place de nouveaux épandages proglaciaires qui se superposent à ceux du retrait post-EGM. Le fond de l'alvéole se comble alors jusqu'au niveau du plancher à +20 m (fig. 9-10, 13).

Des déformations glaci-tectoniques post-dépôt affectent ce second *sandur*. Dans d'autres alvéoles du plateau, de telles figures de déformation sont associées à la fonte de culots de glace et à la déstabilisation consécutive des sédiments fluvio-glaciaires (Poizat, 1973). Ici, la dynamique compressive semble invalider cette hypothèse. Il est aussi courant que les avancées glaciaires déforment les sédiments proglaciaires (fins et peu compacts) jusqu'à une

distance de plusieurs centaines de mètres en aval du front du glacier (Bennett, 2001). La présence d'un front glaciaire (arc morainique de Bouquincan) à 2 km en amont permet d'envisager ici un tel mécanisme.

5.3. Le stade de Bouquincan et le désenglacement

L'arc morainique de Bouquincan et le plancher à +8 m auquel il se raccorde (fig. 8-9, 12-13) matérialisent un front glaciaire encaissé dans les épisodes d'aggradation précédents (aggradations post-EGM et post-récurrence). Si la taille de l'arc morainique ne peut être corrélée à la durée de stagnation du front, sa morphologie et ses caractéristiques sédimentologiques permettent cependant de préciser les dynamiques glaciaires initiant sa mise en place (Benn et Evans, 2010). Ici, l'arc morainique de Bouquincan est épais (environ

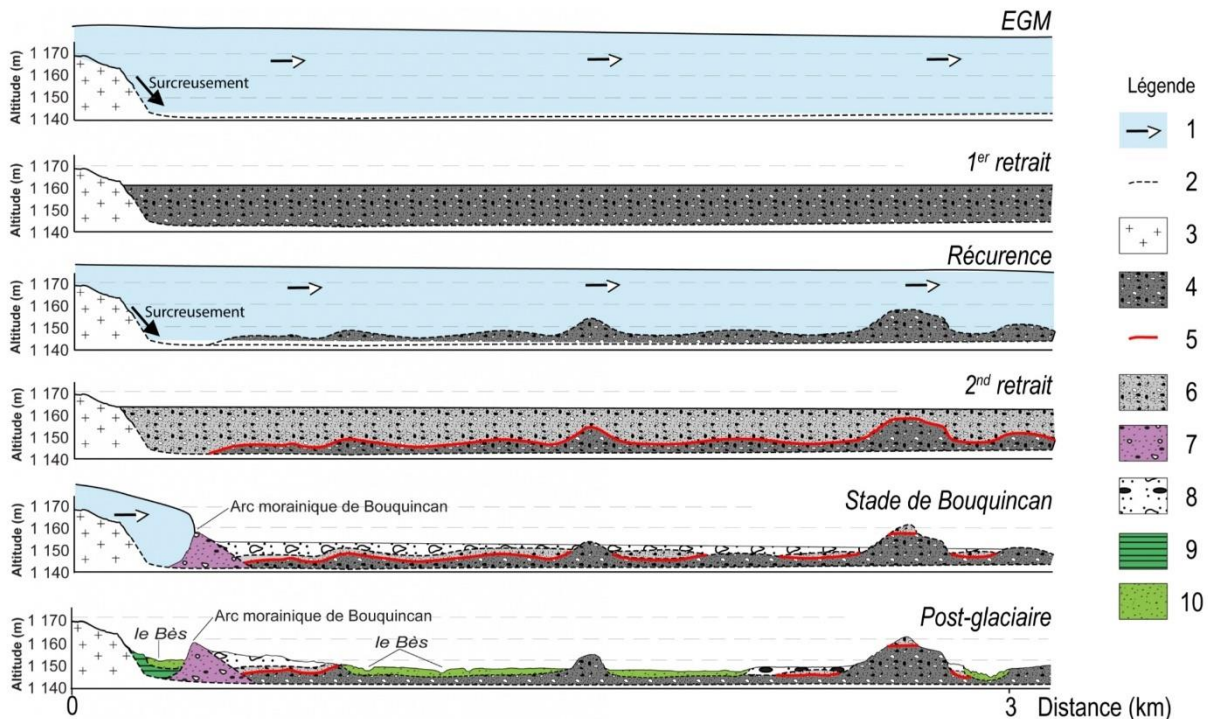


Fig. 13 - L'évolution de l'alvéole de Rieutort en relation avec les fluctuations glaciaires.

1. Glacier et direction d'écoulement ; 2. Relation stratigraphique supposée ; 3. Granite en place ; 4. Sandur ancien ; 5. US 12 (*till* d'ablation) ; 6. Sandur moyen ; 7. Arc morainique de Bouquincan ; 8. Sandur du stade de Bouquincan ; 9. Terrasse alluviale +5 m ; 10. Plaine alluviale.

Fig. 13 - Schematic steps of the Rieutort depression filling up.

1. Glacier and ice flux direction ; 2. Stratigraphic limit ; 3. Granite ; 4. Old sandur ; 5. US 12 (ablation till) ; 6. Middle sandur ; 7. Bouquincan terminal moraine ; 8. Sandur from Bouquincan Stage ; 9. Alluvial Terrace +5 m ; 10. Alluvial plain.

9 m), large et irrégulier (fig. 8-9). Il est constitué de *till*, observé à l'affleurement sur les pentes amont, dont les blocs pluri-métriques, courants dans les autres cordons morainiques du plateau, sont rares. Un affleurement sur ses pentes aval montre des sédiments fins et lités, affectés de déformations glaci-tectoniques. Ils sont incorporés à la forme construite, renforçant le caractère marginal de cet arc morainique. Les sédiments qui le constituent semblent indiquer une érosion et un prélèvement dominant aux dépens des épandages

fluvio-glaciaires, qui ont joué le rôle de source sédimentaire. Ces caractéristiques impliquent une dynamique glaciaire différente de celles prévalant lors de l'EGM et de la récurrence. Elles témoigneraient d'une dynamique de poussée, localisée dans les talwegs du plateau où les sédiments proglaciaires sont stockés.

Enfin, la topographie actuelle de l'alvéole est le résultat de l'encaissement du réseau hydrographique dans les formations glaciaires et proglaciaires associées au stade de Bouquincan.

5.4. Un cadre chronologique relatif renforcé par de nouvelles données paléo-environnementales

Les fluctuations glaciaires en Aubrac ont probablement été nombreuses avec des variations de volume de glace très importantes au cours du dernier cycle glaciaire. En considérant que l'ALÉG reconstruite en Aubrac (fig. 11) est proche de l'altitude du sommet du massif et de la calotte, le paléo-glacier était très sensible à l'évolution de l'ALÉG et donc aux améliorations climatiques (Manley, 1955 ; Rea et al., 1999). Dans ce contexte, l'EGM, la récurrence et le stade de Bouquincan sont associés à des périodes climatiques particulièrement favorables à l'englacement.

En Aubrac, seule les relations morpho-stratigraphiques et des données paléo-environnementales locales, permettent de proposer un cadre chronologique relatif large des fluctuations glaciaires reconnues. La datation ^{14}C entre 17,7 et 16,6 ka cal BP (Gandouin et al., 2016 ; Ponel et al., 2016 ; De Beaulieu et al., 1985) de sédiments argileux lités situés dans l'enceinte englacée lors de l'EGM et à l'aval de l'extension de la récurrence, au site des Roustières (fig. 12), fournit un jalon indirect pour estimer le retrait des glaces. L'étude multi-proxy associée à ce dépôt témoigne de dynamiques périglaciaires intenses et d'un englacement du massif lors de la péjoration du Dryas ancien. Sur la base de ces données, la récurrence ou le stade de Bouquincan peuvent être tous deux contemporains du Dryas ancien.

D'après les chronologies établies sur les massifs englacés voisins (Alpes et Pyrénées), le début de la déglaciation semble s'enclencher autour de 20 ka BP et s'interrompt au cours du Dryas ancien puis du Dryas récent (Cossart et al., 2011 ; Delmas et al., 2011, 2008 ; Ivy-Ochs et al., 2008). Par comparaison, l'englacement au cours du Dryas récent dans les Alpes et les Pyrénées est cantonné aux hautes vallées et aux cirques, indiquant une remontée de l'ALÉG importante après le DMG. En considérant que le glacier de plateau d'Aubrac ne peut supporter une élévation importante de l'ALÉG, les conditions climatiques du Dryas récent semblent probablement insuffisante pour soutenir son englacement. D'autant que cette période est sensiblement moins froide (de 2 à 3°C) que le Dryas ancien sur le plateau, même si des dynamiques périglaciaires sont identifiées (Gandouin et al., 2016 ; Ponel et al., 2016). L'hypothèse d'un désenglacement précoce du massif dès la fin du Dryas ancien est favorisée, avec le stade de Bouquincan comme dernier épisode glaciaire identifié.

Cependant, nos observations ne nous permettent pas de corréliser précisément les stades glaciaires d'Aubrac à la chronologie de la déglaciation pyrénéenne et alpine. Le recours à la datation numérique des formations reconnues dans ce travail apparaît donc à ce stade de nos recherches comme un objectif prioritaire pour contraindre le désenglacement du massif mais aussi l'âge de l'EGM. L'âge - principalement fourni à l'aide des NCT - des fluctuations glaciaires permet de mettre en évidence les influences climatiques régionales (Gillespie et Molnar, 1995 ; Luetscher et al., 2015). Les englacements de moyenne montagne du Massif central, entre circulation atmosphérique d'ouest et influences méditerranéennes, sont très sensibles aux évolutions climatiques d'Europe de l'ouest et ont le potentiel de préciser les modalités climatiques lors du DMG.

6. Perspectives

Notre étude géomorphologique des Monts d'Aubrac a mis en évidence trois stades d'englacement distincts associés à trois générations de cordons morainiques. Il s'agit de l'EGM, d'une récurrence importante et d'un stade intermédiaire entre la récurrence et le désenglacement complet du massif. Associés aux marges de ces trois stades d'englacement, de grands épandages proglaciaires, responsables du colmatage des alvéoles du plateau, sont identifiés et renferment des accumulations précisant notre connaissance des fluctuations de l'englacement. Sur la base de nos observations et des données paléo-environnementales relatives au plateau de l'Aubrac, nous proposons un désenglacement complet du massif à la suite du Dryas ancien.

Les cordons morainiques présentés dans cet article contiennent des blocs granitiques émergents à même de faire l'objet d'une campagne de datation par NCT (^{10}Be et ^{26}Al). La production de ces premiers jalons chronologiques numériques pour le massif de l'Aubrac permettra de contraindre la chronologie des fluctuations glaciaires. Les formations proglaciaires identifiées, riches en sables fluvio-glaciaires bien triés, fourniront des jalons chronologiques complémentaires par le biais de datations OSL.

Remerciements

Les auteurs remercient les deux relecteurs de ce manuscrit, dont les remarques ont permis d'améliorer le contenu et la lisibilité de l'article, ainsi que Peter Bindon pour la vérification de l'anglais.

Références

- André M.-F. (2001)** – Tors et roches moutonnées en Laponie suédoise : antagonisme ou filiation ? *Geographie Physique et Quaternaire*, 55 (3), 229-242.
DOI : 10.7202/006852ar
- Ballantyne C.K. (1989)** – The Loch Lomond Readvance on the Isle of Skye, Scotland : Glacier reconstruction and palaeoclimatic implications. *Journal of Quaternary Science*, 4, 95-108.
DOI : 10.1002/jqs.3390040201
- Benn D.I., Evans D.J.A. (2010)** – *Glaciers and Glaciation*, Second ed. Hodder Education, London. 802 p.
- Bennett M.R. (2001)** – The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth-Science Reviews*, 53, 197-236.
DOI : 10.1016/S0012-8252(00)00039-8
- Bennett M.R., Glasser N.F. (2009)** – *Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms*, Second ed. Wiley-Blackwell. 385 p.
- Bickerdike H.L., Cofaigh C.Ó., Evans D.J.A., Stokes C.R. (2018)** – Glacial landforms, retreat dynamics and controls on Loch Lomond Stadial (Younger Dryas) glaciation in Britain. *Boreas*, 47, 202-224.
DOI : 10.1111/bor.12259
- Boisse de Black Y. (1951)** – Les glaciations de l'Auvergne : massif du Cantal, Cézaillier, Monts-Dore, étude géographique et géologique. Impr. Moderne, Aurillac, 135 p.
- 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.D. (Eds): *Developments in Quaternary Sciences*, volume 15, Elsevier, pp. 127–139.
DOI : 10.1016/B978-0-444-53447-7.00011-8
- 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.
DOI : 10.1016/j.earscirev.2018.07.015
- Clark C.D., Evans D.J.A., Khatwa A., Bradwell T., Jordan C.J., Marsh S.H., Mitchell W.A., Bateman M.D. (2004)** – Map and GIS database of glacial landforms and features related to the last British Ice Sheet. *Boreas*, 33, 359–375.
DOI : 10.1111/j.1502-3885.2004.tb01246.x
- De Beaulieu J.L., Pons A., Reille M. (1985)** – Recherches pollenanalytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocene de la vegetation des Monts d'Aubrac (Massif Central, France). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 44, 37–80.
DOI : 10.1016/0034-6667(85)90028-4
- Cossart E., Bourlès D., Braucher R., Carcaillet J., Fort M., Siame L. (2011)** – L'englacement du haut bassin durancien (Alpes françaises du sud) du Dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène : synthèse chronologique. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 17, 123–142.
DOI : 10.4000/geomorphologie.9336
- Cowton T., Hughes P.D., Gibbard P.L. (2009)** – Palaeoglaciation of Parque Natural Lago de Sanabria, northwest Spain. *Geomorphology*, 108, 282–291.
DOI : 10.1016/j.geomorph.2009.02.007
- 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.
DOI : 10.1016/0031-0182(92)90114-K
- Defive E., Raynal J.P., Ancrenaz A., Poiraud A. (2019)** – L'englacement quaternaire du Massif central, in : *Histoire de la découverte géologique du Massif central français*, Mémoire n° 8. Société d'Histoire Naturelle d'Auvergne, p. 267.
- 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. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 305, 109–122.
DOI : 10.1016/j.palaeo.2011.02.025
- Delmas M., Gunnell Y., Braucher R., Calvet M., Bourlès D. (2008)** – Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research*, 69, 231–241.
DOI : 10.1016/j.yqres.2007.11.004
- Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D. (2011)** – *Quaternary Glaciations: Extent and Chronology*. Elsevier, 1126 p.
- Etllicher B. (1986)** – Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais : régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline. Thèse d'état, Université Saint-Etienne Jean Monnet, 681 p.
- Etllicher B., Goër de Hervé A. (1988)** – La déglaciation würmienne dans le Massif Central français, le point des travaux récents / The Würmian déglaciation in the French Massif-Central, review of recent works. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 25, 103–110.
DOI : 10.3406/quate.1988.1871
- Godard A., Birot P., Mottet G., Lageat Y., Grelou C., Coutard J.P. (1977)** – Géomorphologie des socles. *Revue Géographique de l'Est* 17, n° 3-4, 145–189.
DOI : 10.3406/rgest.1977.1365
- Gillespie A., Molnar, P. (1995)** – Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. *Reviews of Geophysics* 33, 311.
DOI : 10.1029/95RG00995.
- Goër de Hervé A. (1972)** – La Planète de Saint-Flour : structure et géomorphologie glaciaire. Thèse de doctorat, Université Clermont II, 456 p.
- Goër de Hervé A., Briand B., Couturié J.-P., Delpuech A., Doche B., Makhoul, J., Mercier-Batard F., Michaëly B. (1994)** – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Nasbinals (837).
- Gosse J.C., Phillips F.M. (2001)** – Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1475–1560.
DOI : 10.1016/S0277-3791(00)00171-2
- Hall A.M., Phillips W.M. (2006)** – Glacial modification of granitoid tors in the Cairngorms, Scotland. *Journal of Quaternary Science*, 21, 811–830.
DOI : 10.1002/jqs.1003
- Hughes P.D., Gibbard P.L., Ehlers J. (2013)** – Timing of glaciation during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global 'Last Glacial Maximum' (LGM). *Earth-Science Reviews*, 125, 171–198.
DOI : 10.1016/j.earscirev.2013.07.003
- Hughes P.D., Woodward J.C., van Calsteren P.C., Thomas L.E., Adamson K.R. (2010)** – Pleistocene ice caps on the coastal mountains of the Adriatic Sea. *Quaternary Science Reviews*, 29, 3690–3708.
DOI : 10.1016/j.quascirev.2010.06.032
- 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. *Journal of Quaternary Science*, 23, 559–573.
DOI : 10.1002/jqs.1202
- Kern Z., László P. (2010)** – Size specific steady-state accumulation-area ratio: an improvement for equilibrium-line estimation of small palaeoglacières. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2781–2787.
DOI : 10.1016/j.quascirev.2010.06.033
- Kleman J., Borgström I. (1996)** – Reconstruction of paleo-ice sheets: the use of geomorphological data. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, 893–909.
DOI : 10.1002/(SICI)1096-9837(199610)21:10<893::AID-ESP620>3.0.CO;2-U
- Klok E.J., Oerlemans J. (2003)** – Deriving historical equilibrium-line altitudes from a glacier length record by linear inverse modelling. *The Holocene*, 13, 343–351.

- DOI : 10.1191/0959683603hl627rp
- 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.
DOI : 10.1126/science.1157638
- Lebatard A.-E., Bourlès D. (2015)** – Quantification des processus superficiels et datation par les radionucléides cosmogéniques ^{10}Be , ^{26}Al et ^{36}Cl . *Quaternaire*, 26 (3), 193–213.
DOI: 10.4000/quaternaire.7339
- Livingstone S.J., Evans D.J.A., Ó Cofaigh C., Hopkins J. (2010)** – The Brampton kame belt and Pennine escarpment meltwater channel system (Cumbria, UK): Morphology, sedimentology and formation. *Proceedings of the Geologists Association*, 121 (4), 423–443.
DOI : 10.1016/j.pgeola.2009.10.005
- 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.
DOI : 10.1038/ncomms7344
- Manley G. (1955)** – On the Occurrence of Ice Domes and Permanently Snow-Covered Summits. *Journal of Glaciology*, 2, 453–456.
DOI : 10.3189/002214355793702244
- Osmaston H. (2005)** – Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area \times Altitude, the Area \times Altitude Balance Ratio and the Area \times Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138–139, 22–31.
DOI : 10.1016/j.quaint.2005.02.004
- Pellitero R., Rea B.R., Spagnolo M., Bakke J., Hughes P., Ivy-Ochs S., Lukas S., Ribolini A. (2015)** – A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers & Geosciences*, 82, 55–62.
DOI : 10.1016/j.cageo.2015.05.005
- Pellitero R., Rea B.R., Spagnolo M., Bakke J., Ivy-Ochs S., Frew C.R., Hughes P., Ribolini A., Lukas S., Renssen H. (2016)** – GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciérs. *Computers & Geosciences*, 94, 77–85.
DOI : 10.1016/j.cageo.2016.06.008
- Phillips W.M., Hall A.M., Mottram R., Fifield L.K., Sugden D.E. (2006)** – Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al exposure ages of tors and erratics, Cairngorm Mountains, Scotland: Timescales for the development of a classic landscape of selective linear glacial erosion. *Geomorphology*, 73, 222–245.
DOI : 10.1016/j.geomorph.2005.06.009
- Poizat M. (1973)** – Sédimentation et phénomènes glaciaires et fluvio-glaciaires en Aubrac. Thèse de doctorat, Université de Provence, 99 p.
- Poizat M., Rousset C. (1975)** – Les calottes de glace quaternaires des Monts d'Aubrac (Massif central, France) : caractéristiques, contexte paléoclimatique. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 17, 171–190.
- Rea B.R., Whalley W.B., Dixon T.S., Gordon J.E. (1999)** – Plateau icefields as contributing areas to valley glaciers and the potential impact on reconstructed ELAs: a case study from the Lyngen Alps, North Norway. *Annals of Glaciology*, 28, 97–102.
DOI : 10.3189/172756499781822020
- Rea B.R., Evans D.J.A. (2003)** – Plateau Icefields Land systems. In Evans D.J.A. (Ed.): *Glacial Land systems*. Arnold, London, 407–431.
- Schilling D.H., Hollin J. (1981)** – Numerical reconstructions of valley glaciers and small ice caps. In *The Last Great Ice Sheets*, Wiley, New York (1981), 207–220.
- Small E. (1995)** – Hypsometric forcing of stagnant ice margins: Pleistocene valley glaciers, San Juan Mountains, Colorado. *Geomorphology*, 14, 109–121.
DOI : 10.1016/0169-555X(95)00052-3
- Stokes C.R., Tarasov L., Blomdin R., Cronin T.M., Fisher T.G., Gyllencreutz R., Hättestrand C., Heyman J., Hindmarsh R.C.A., Hughes A.L.C., Jakobsson M., Kirchner N., Livingstone S.J., Margold M., Murton J.B., Noormets R., Peltier W.R., Peteet D.M., Piper D.J.W., Preusser F., Renssen H., Roberts D.H., Roche D.M., Saint-Ange F., Stroeve A.P., Teller J.T. (2015)** – On the reconstruction of palaeo-ice sheets: Recent advances and future challenges. *Quaternary Science Reviews*, 125, 15–49.
DOI : 10.1016/j.quascirev.2015.07.016
- Valadas B. (1984)** – Les hautes terres du Massif central français : contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. Thèse d'état, Université Panthéon-Sorbonne (Paris I), 927 p.
- Van der Veen C.J. (2013)** – *Fundamentals of Glacier Dynamics*, Second ed. CRC Press. 403 p.
- Veyret Y. (1978)** – Les modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français : problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne. Thèse d'état, Université Panthéon-Sorbonne (Paris I), 783 p.
- Veyret-Mekdjian Y., Brousse P., Delibrias G. (1978)** – Première datation d'un épisode glaciaire récent dans le Massif central français. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences*, 286, 1089–1092.

Abridged English version

We present new geomorphological observations of the glacial history on the Aubrac's eastern flank (Massif Central, France) during the Upper Pleistocene (fig. 1). The objectives of this work were to identify the main glacial stages and especially their spatial extent and relative chronology. During the upper Pleistocene, small independent icecaps and icefields occupied the main mountainous areas of the Massif Central. Most glacial landforms and deposits identified in the region have been associated with the last glacial cycle. Correlations made between terminal moraine groups identified on distant massifs resulted in the conclusion that the Maximum Ice Extent (MIE) occurred during MIS 2. Following these early hypotheses, it was thought that complete deglaciation occurred, at the latest, after the youngest Dryas cold event (Ellicher and Goër de Hervé, 1988). This hypothesis remains under discussion and the relative chronology of glacial advances and retreats needs to be ascertained (fig. 2). New geomorphological field investigations are essential to define the extent and chronology of the final glaciation in the Massif Central (fig. 3). In this context, the Aubrac, and especially its eastern plateau, is of special interest (fig. 4). There, a small ice sheet developed on the low

Aubrac summit. Gentle slopes drove an ice flow eastward forming a plateau icefield. To the west, steep and deep valleys provided drainage outlets for the valley glaciers (Poizat and Rousset, 1975). Most glacial sediments and landforms on which we focussed our geomorphological survey are conserved on the eastern plateau. The field survey identified significant landforms for individual glacial examples targeting particularly, terminal moraines and proglacial deposits. Field work was supported by remote sensing using high resolution aerial photographs and a Digital Elevation Model (DEM). In a first approximation, the Equilibrium Line Altitude (ELA) was reconstructed using 3-D glacier modelling (fig. 5) (Pellitero et al., 2016, 2015). The principal field geomorphological observations allowed us to identify plateau depressions as sites holding records of glacial deposits (fig. 6). Two depressions were of special interest : the Chaldette (fig. 7) and Rieutort depressions (fig. 8), both situated in the glaciated area. Stratigraphic observations showed that important aggradation periods were responsible for thick accumulations of mainly proglacial sediments (fig. 9). In the Rieutort depression, an 8-meter-deep section showed that the aggradation period was neither unique nor continuous (fig. 10). A first aggradation period, marked by glacio-tectonic structures, was truncated by a till deposit associated with a glacial advance. A second aggradation period followed during which brittle glacio-tectonic deformations occurred. Further glaciation produced terminal moraines that were identified on the plateau. They consist of discontinuous ridges hundreds of meters long, tens of meters wide and a few meters high. In them are strong concentrations of large boulders derived from granitic saprolite. Two groups of moraines can be identified : MIE terminal moraines and Grandvals terminal moraines. Close to the heart of the massif in the Rieutort depression, a terminal moraine occurs made from proglacial deposits from the second aggradation period. A section shows that deformed glaci-fluvial sediments were integrated into this landform which is associated with uplift dynamics. Based on the maximal extension of the glacier, a 3-D model was used to reconstruct glacier thickness. Results showed that at its maximum, the glacier was around 300 m thick. From this reconstruction, the ELA is estimated to have been between 1,250 and 1,360 m a.s.l. (AAR method) and 1,331 (± 10) m a.s.l (AABR method) (fig. 11). During maximum glacier extent, the ELA is close to the mean altitude of the plateau. This indicates that the plateau icefield is significantly sensitive to evolutionary climatic conditions (Rea and Evans, 2003). From our geomorphological observations, we suggest that three glacial events can be identified : firstly, the MIE on the eastern plateau corresponds to an icefield, the ice mass being drained northward by the Bès Valley. Subglacial erosion is weak near the glacier margins. A retreat post-MIE was rapid and characterised by ice stagnation, favouring depression infill. A glacial re-advancement having similar dynamics to that during the MIE affected a major area of the plateau (fig. 12-13). The maximum extent of this advance is associated with the Grandvals terminal moraines. The Grandvals Stage is followed by an important retreat, similar to the post-MIE retreat. Finally, a last glacial stage associated with a topographically constrained outlet glacier is identified as the Bouquinan Stage with a terminal moraine situated in the Rieutort depression. From a palaeoenvironmental study of proglacial lake infilling and glacial conditions prevailing during the Oldest Dryas (Gandouin et al., 2016; Ponel et al., 2016), we estimate that the Bouquinan Stage is coeval with the Oldest Dryas or

older. Neighbouring glaciated areas in Western Europe experienced a similar pattern of deglaciation. In the Alps and Pyrenes, deglaciation began around 20 Kya, when Alpine and Pyrenean forelands were abandoned (Delmas et al., 2011 ; Ivy-Ochs et al., 2008). A similar deglaciation scheme can be hypothesized for the Aubrac. Here, glaciation advanced and retreated during the last glacial cycle following climatic oscillations. Only the principal glacial advances and retreats were observed in our geomorphological investigations. To better define the chronology of these events in the Aubrac, numerical dating on glaci-genic sediments is necessary. Such future study has the potential to clarify the history of glacial fluctuations in the Massif Central, demonstrating synchronicity with the climatic evolution of western Europe.



CHAPITRE 2

Last glacial fluctuations in the southwestern Massif Central, Aubrac (France): First direct chronology from cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al exposure dating*

**Ce chapitre correspond à la version publiée de l'article de même nom, dans Quaternary Science Reviews ; Ancrenaz et al. (2022) - DOI : 10.1016/j.quascirev.2022.107500.*



Last glacial fluctuations in the southwestern Massif Central, Aubrac (France): First direct chronology from cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al exposure dating

Arthur Ancrenaz^{a,*}, Régis Braucher^b, Emmanuelle Defive^a, Alexandre Poiraud^a, Johannes Steiger^a

^a Université Clermont Auvergne, CNRS, GEOLAB, F-63000, Clermont-Ferrand, France

^b Aix-Marseille Université, CNRS-IRD UM34, INRAE, CEREGE BP 80, 13545, Aix-en-Provence, Cedex 4, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 22 November 2021

Received in revised form

21 March 2022

Accepted 29 March 2022

Available online xxx

Handling Editor: Dr C. O'Coifagh

Keywords:

Late Pleistocene

Glacial geochronology

Cosmogenic exposure dating

Moraine

Plateau icefield

Massif Central

Aubrac

ABSTRACT

The chronology of the late Pleistocene glaciation in the Massif Central, France, is not well documented and there are divergent hypotheses regarding the timing of glacial events in this area. This study aims at reconstructing the chronology of late Pleistocene glacial fluctuations in the Aubrac Mountains. We present a new set of Be-10 and Al-26 exposure ages from twenty erratic boulders embedded in six glacial landforms. Glacial landforms were sampled to determine the timing of three glacial stades and the deglaciation of the Aubrac Mountains. These new data allowed us to constrain the timing of: (i) the Local Last Glacial Maximum, which is coeval with the early Marine Isotopic Stage 2 (MIS 2) (28–24 ka), and (ii) the Grandvals and Bouquincan stades, which are both coeval with the late MIS 2 (24–16 ka). Deglaciation occurred during Heinrich Stadial 1 (18–15.6 ka). This new direct glacial chronology is supported by regional paleoenvironmental proxies and it updates the chronostratigraphic framework available for the southwestern Massif Central. Western European atmospheric circulation changes (i.e., a southward shift in North Atlantic storm tracks and Mediterranean influences) during MIS 2 were identified as significant factors controlling glacier growth in the Aubrac Mountains as well as other glaciated mountains within the southwestern Massif Central, such as the Cantal, Margeride and Lozère mountains.

© 2022 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Recent advances in glacial chronology highlight that glaciated areas in Europe did not experience their Local Last Glacial Maximums (LLGMs) synchronously during the late Pleistocene (129–11.7 ka) (Gillespie and Molnar, 1995; Hughes et al., 2013). In the western Alps (Gribenski et al., 2021) and in the eastern Pyrenees (Calvet et al., 2011) for example, the LLGM was probably not coeval with the global Last Glacial Maximum (LGM) between 27.5 and 23.3 ka, *sensu* Hughes and Gibbard (2015). LLGMs in Europe were controlled by both the North Atlantic and Mediterranean atmospheric circulation patterns, which evolve during the late Pleistocene (Domínguez-Villar et al., 2013; Delmas, 2015; Hughes and Woodward, 2017; Monegato et al., 2017; Gribenski et al., 2021; Reixach et al., 2021). This evolution is controlled by the

southward displacement of the Polar Jet Front that induced reorganization of atmospheric circulations (Florineth and Schlüchter, 2000; Kuhlemann et al., 2008; Luetscher et al., 2015). In the Massif Central, France, the timing of LLGMs differed from one area to another, according to available relative and indirect chronologies, and thus it provides a key area to identify changes in atmospheric circulation patterns.

Veyret (1978) first proposed a regional and comprehensive synthesis of late Pleistocene glacier fluctuations in the Massif Central based on geomorphological criteria, comprising delimitation of glacier extensions, the prominence of glacial features, the degree of the alteration of moraines and morphostratigraphy. The author thus identified three glaciated areas (Fig. 1), each controlled by topographic and climatic influences. The western glacier group is composed of the Cantal, Monts Dore and Cézallier coalescent glacier systems (Fig. 1). Its LLGM was in MIS 2 based on the limited weathering of glacial deposits (Goër de Hervé, 1972; Veyret, 1978). A large glacier advance following the LLGM, locally named the

* Corresponding author.

E-mail address: arthur.ancrenaz@doctorant.uca.fr (A. Ancrenaz).

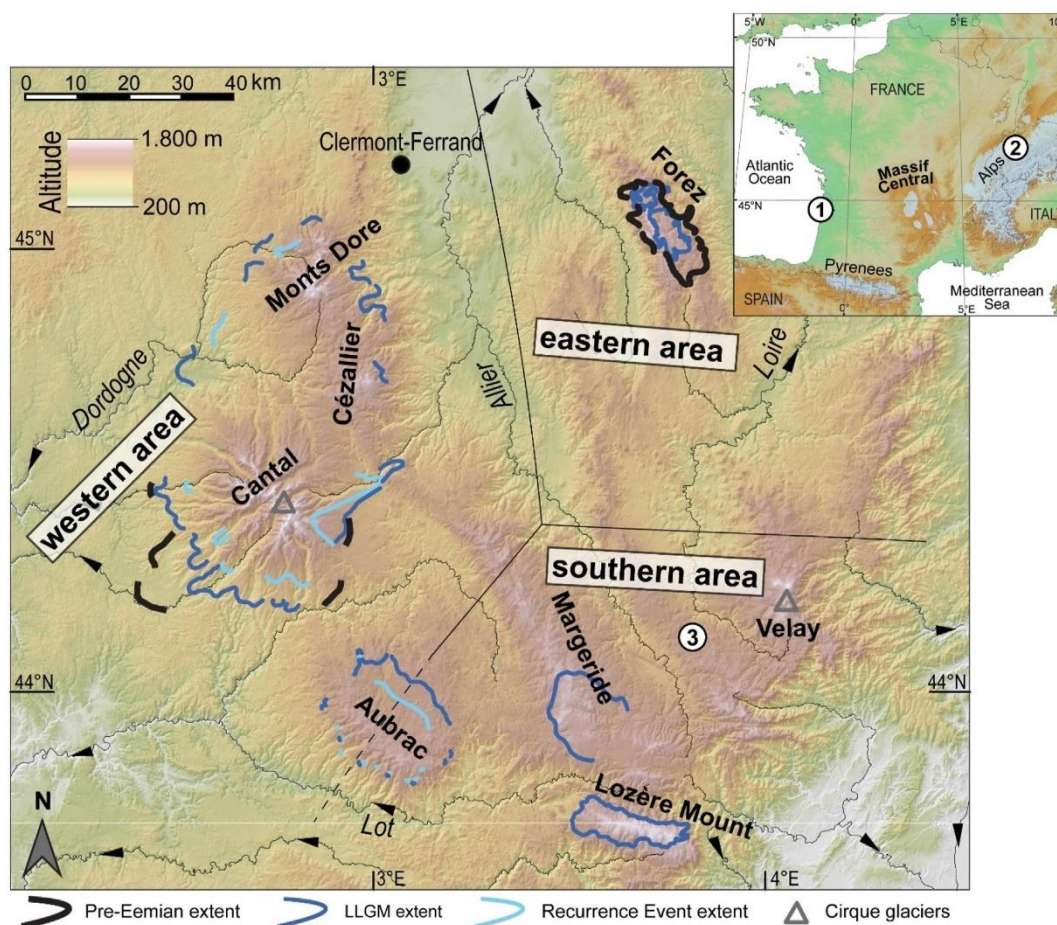


Fig. 1. Extent and chronology of late Pleistocene glaciation in the Massif Central (Etlicher et al., 1988) and the three groups of glaciated areas according to Veyret (1978). Localities cited in the main text are as follows: 1, the Aquitaine Basin; 2, the Sieben Hengste Cave 7H speleothem record (Luetscher et al., 2015); and 3, the Lake Bouchet pollen sequence (Reille et al., 1988).

Recurrence Event (Veyret, 1978), deposited end moraines within the main valleys of the Massif Central, followed by a phase of cirque glaciation that is only represented within the Cantal (Valadas, 1984). The timing of full deglaciation is not well known, but it is associated with the Last Glacial-to-Interglacial Transition (LGIT) (Veyret, 1978; Valadas, 1984; Vergne, 1991). The southern glacier group was composed of the Margeride and Lozère Mount plateau icefields and by the Velay cirque glacier, that reached its LLGM extent during the MIS 2 (Veyret, 1978). The Aubrac Mountains are located at the margins of the western and southern glacier groups (Fig. 1) (Veyret, 1978). The eastern glacier group corresponds to the small icecap of the Forez. It reached its LLGM extent during the MIS 4 (Etlicher, 1986).

Inferences of climate change from deglacial sequences rely on direct dating tools applied to ice-marginal landforms that provide robust glacial chronology (Kleman and Borgström, 1996; Stokes et al., 2015). In particular, terrestrial cosmogenic nuclides (TCNs) have been widely applied to glacial landforms, such as end moraines, glacial deposits or subglacially eroded bedrock. Resultant exposure ages constrain the timing of the advance and decay of late Pleistocene glaciers (Balco, 2011; Stokes et al., 2015; Allard et al., 2021). Previous reconstruction of the late Pleistocene glaciation of

the Massif Central was based on morphostratigraphic evidence and relative correlations with local and regional paleoenvironmental proxies (Goër de Hervé, 1972; Poizat and Rousset, 1975; Veyret, 1978; Valadas, 1984; Etlicher, 1986; Ancrenaz et al., 2020). Indirect paleoenvironmental proxies, such as pollen sequences (Etlicher et al., 1987; Reille et al., 1988; Ponel and Russell Coope, 1990; Vergne, 1991; Gandouin et al., 2016; Ponel et al., 2016) or sedimentological stratigraphies (Valadas, 1984; Laville et al., 1986; Van Vliet-Lanoë et al., 1991), are available and provide indirect chronological boundaries for glacier fluctuations. However, resulting chronologies differ for the various glaciated areas of the Massif Central (cf. Etlicher and Goër de Hervé, 1988; Defive et al., 2019). Hence, without direct dating of glacial deposits, important uncertainties and inconsistencies remain, especially concerning the timing of both the LLGM and full deglaciation. During the last glacial cycle, two periods, locally named the Early and Late Pleniglacial (*sensu* Laville et al., 1986; Van Vliet-Lanoë et al., 1991), that correlate with Marine Isotopic Stage 4 (MIS 4; 71–57 ka; Lisiecki and Raymo, 2005) and MIS 2 (29–11.7 ka; Lisiecki and Raymo, 2005), respectively, were recognised as two major phases of glacier growth in the Massif Central (Etlicher and Goër de Hervé, 1988; Defive et al., 2019). In general, in the literature and

according to the considered glaciated area, the LLGM is attributed to one of these two periods.

The objectives of the present study were to assess the existing relative glacial chronologies (Poizat and Rousset, 1975; Veyret, 1978; Goër de Hervé et al., 1994; Ancrenaz et al., 2020) and to provide the first direct dating chronology for fluctuations of the Aubrac plateau icefield. In that respect, key glacial landforms identified by the morphostratigraphy are targeted. In combination with an extensive literature review on glacier fluctuations within the Massif Central, a revised and comprehensive chronostratigraphic framework is proposed that focuses on the southwestern Massif Central. Furthermore, inferences of glacier fluctuations from regional paleoclimates, especially favourable glacier-growth phases, are proposed.

2. Study area

The Aubrac Mountains, in the south western Massif Central, extend over 1300 km² and culminate at the Signal de Mailhebau at 1467 m above sea level (a.s.l.) (Fig. 1). Three geomorphological subareas divide the Aubrac Mountains (Fig. 2). The Aubrac Highlands are composed of a SSE to NNW alignment of rounded summits composed of Miocene volcanic rocks (Goër de Hervé et al., 1991; Leibrandt, 2011). This topographic ridge extends along 25 km with an elevation decrease from 1400 m in the SSE to 1200 m

in the NNW. The Aubrac Highlands separate the two following subareas: the Aubrac Plateau to the northeast and Aubrac Valleys to the southwest (Fig. 2). The Aubrac Plateau, with elevations between 1000 and 1200 m, formed within granitic Carboniferous rocks (Couturié, 1977). The Bès valley oriented from SSW to NNE represents the major hydrographic basin that drains this subarea. In addition, the Aubrac Valleys, incised into the margins of the highlands, are deep and steep valleys that are 10–20 km long and cut in metamorphic rocks.

The Aubrac Mountains constitute the first orogenic obstacle that is encountered by atmospheric low-pressure systems pushed by the westerlies from the North Atlantic into the European continent. Current precipitation is characterised by a maximum during winter and a minimum during summer (Jubertie, 2006). Precipitation of more than 1500 mm.y⁻¹ was recorded (1980–2010) for the Aubrac Highlands at Nasbinals, 1284 m a.s.l. (ID station: 48104002; <https://donneespubliques.meteofrance.fr>). Snowfall and snow cover during winter highlights the role of the Aubrac Highlands as a preferential area for snow accumulation (Valadas and Veyret, 1981).

3. The late Pleistocene Aubrac glaciation

3.1. Evidence for a plateau icefield glaciation

The topographic setting of the Aubrac Mountains exert a strong

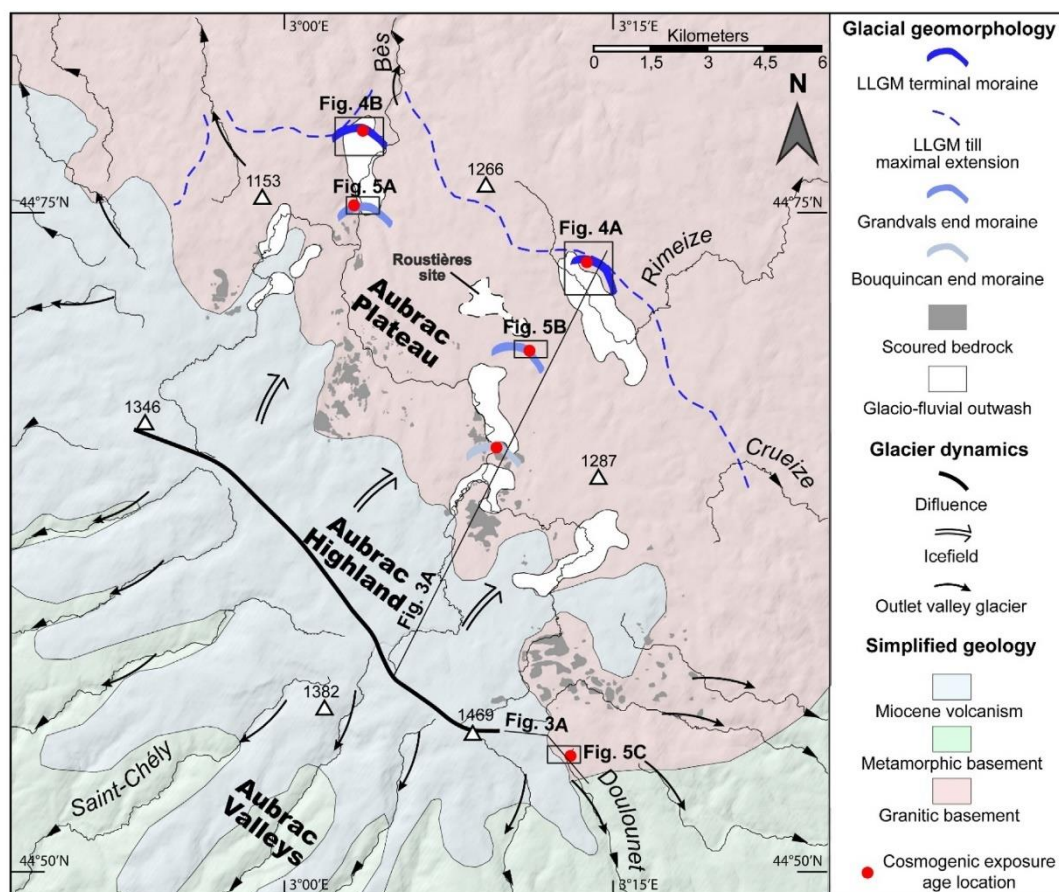


Fig. 2. Aubrac Mountains lithostructural context and glacial geomorphology, with the location of sample sites for cosmogenic exposure age dating.

control on the spatial extension and dynamics of the former plateau icefield. The plateau icefield accumulation zone was centred on the Aubrac Highlands (Fig. 2), with an estimated thickness between 200 and 300 m (Poizat and Rousset, 1975; Ancrenaz et al., 2020). The ice divide of the plateau icefield followed the SSE–NNW orientated Aubrac Highlands and separated two distinct zones of glacial dynamics. The Aubrac Plateau that was situated to the east of the ice divide and was predisposed to the establishment of a plateau glacier because of its relatively low-lying topography (Figs. 2 and 3). This plateau glacier is recorded by ice-scoured knock and lochan topography, with bedrock forming *roches moutonnées* and rock basins partly infilled by glacial or associated sediments (Poizat, 1973; Veyret, 1978; Goër de Hervé et al., 1994; Ancrenaz et al., 2020). According to the orientation of *roches moutonnées* (Ancrenaz et al., 2020) and the dispersion of erratics (Poizat and Rousset, 1975), the Bès valley was the preferential drainage route for the Aubrac Plateau glacier. In the Aubrac Valleys, isolated glacial deposits were associated to phases of glacier retreats and over-deepened morphologies were recognised and associated with subglacial erosion by outlet valley glaciers (Rousset, 1963, 1970; Poizat and Rousset, 1975).

Local plateau icefields are sensitive to climatic changes when the regional Equilibrium Line Altitude (ELA) is close to the plateau elevation. Indeed, climatic changes inducing variations in ELAs lead to substantial changes in the distribution of glacier ablation/accumulation zones, i.e. small increase or decrease of the ELA induces significant glacier advance or retreat in response to strong modification of the accumulation/ablation zone distribution (Manley, 1955; Rea et al., 1999; Rea and Evans, 2003; Boston et al., 2015). This observation is in accordance with the landform assemblage identified in the Aubrac Plateau, indicating rapid and *in situ* glacier downwasting during deglaciation (Section 2.3) driven by small changes in the ELA. The accumulation zone of the Aubrac plateau icefield was located along the topographic ridge of the Aubrac Highlands (Poizat and Rousset, 1975; Ancrenaz et al., 2020). The mass balance adjustment of this zone is argued to control the former glacier extent in the Aubrac Plateau and in Aubrac Valleys (Poizat and Rousset, 1975; Ancrenaz et al., 2020). A glacier advance (or retreat) in the Aubrac Plateau was coeval with a glacier advance (or retreat) in the Aubrac Valleys in response to the thickening (or thinning) of the glacier accumulation zone in the Aubrac Highlands.

3.2. Deglaciation sequence in the Aubrac Plateau

The majority of glacial landforms in the Aubrac Mountains are located on the Aubrac Plateau (Figs. 2 and 3). Three distinct glacier advances were reconstructed in previous studies from investigations of landform assemblages (Table 1, Fig. 3). First, the extent of the LLGM was defined by the maximum extent of volcanic erratic boulders on the Aubrac Plateau (Figs. 2 and 3A) that matched the maximal extent of glacial sediments (Veyret, 1978; Goër de Hervé et al., 1994). On this basis, the LLGM outer limit matched the occurrence of tors or saprolite associated with periglacial environments (Goër de Hervé et al., 1994; Ancrenaz et al., 2020). Moreover, the Allatieux end moraine (1199 m), which corresponds to a group of three discontinuous ridges that are one hundred metres long, demarcates the LLGM in the Aubrac Plateau (Table 1; Fig. 4A.) (Ancrenaz et al., 2020). This landform matches (i) the maximal extent of erratic boulder dispersion and (ii) the occurrence of periglacial features such as bloc fields or tors. The fresh aspect with no boulder weathering rind and the well preserved glacial sediments support an interpretation of that the LLGM correlates with the global LGM (Veyret, 1978; Ancrenaz et al., 2020).

The end of the LLGM is characterised by a pronounced retreat of the Aubrac plateau icefield (Fig. 3C). An early still-stand is recorded in the Bès valley at the Longevialle end moraine (1040 m a.s.l.), composed of a group of parallel and subdued ridges with pronounced crest attenuation (Table 1; Fig. 4B). It is located only 2 km behind the maximum erratic boulder dispersion that demarcates the LLGM limit and also behind fluvio-glacial sediments deposited during LLGM retreat. Subsequent glacier recession is recorded by numerous, well-preserved glacial, glacio-fluvial and glacio-lacustrine sediment landform assemblages that were identified within the Aubrac Plateau (Poizat, 1973; Poizat and Rousset, 1975; Veyret, 1978; Goër de Hervé et al., 1994; Ancrenaz et al., 2020). These sediments were associated with the formation of ice-dammed lakes which infilled the major depressions of the plateau and comprise kame hills and proglacial outwash. These landforms suggest *in situ* glacier downwasting (Livingstone et al., 2010; Lovell et al., 2019). Indirect chronological control on this phase of deglaciation was obtained from ^{14}C dating of sediment sequences infilling depressions along deglaciated areas of the Aubrac Mountains. At the Roustières site, located in the Aubrac Plateau inside the LLGM limit (see Fig. 2 for the location), proglacial lake sediments are dated to the Oldest Dryas between 17.7 and 16.6 ka (Gandouin et al., 2016; Ponel et al., 2016). However, the base of the sequence was not reached and thus these ages provide only a minimum age constraint.

A glacier re-advance interrupted this retreat sequence and truncated these sediments and landforms and deposited till. This glacial event is referred to as Grandvals Stade (Fig. 3C) (Poizat, 1973; Veyret, 1978; Ancrenaz et al., 2020). It is demarcated in the Bès valley by the Grandvals end moraine (1059 m a.s.l.) (Table 1; Fig. 5A). This landform is divided into two features: one on each valley flank. Fluvio-glacial deposits associated with the Grandvals end moraine formed proglacial outwash that aggraded over LLGM deposits. After the glacier retreat, the Bès River deeply incised the Grandvals end moraine and constructed fluvial terraces (Ancrenaz et al., 2020). Other end moraines in the Aubrac Plateau encompassed truncated LLGM deposits and were correlated to the Grandvals stade (Ancrenaz et al., 2020). These include the Rateylou end moraine. It is located in a flat depression between the Bès and the Rimeize catchments (Table 1; Fig. 5B). This landform is composed of two subdued ridges and is correlated with the Grandvals stade.

A final glacier advance in the Bès valley is recorded by the Bouquinan end moraine that is located up-valley from the Grandvals end moraine (Table 1; Fig. 3B) (Ancrenaz et al., 2020). This end moraine contains fluvio-glacial sediments deformed by glacio-tectonic processes, interpreted as the result of a glacier advance in the Bès valley. All glacial deposits that were identified in the Aubrac Highlands were associated with the final plateau icefield decay. For example, the Bonnecombe till demarcated the very last deglaciation phase as it is located at the Bonnecombe pass (1340 m a.s.l.), one of the most elevated area of the Aubrac Mountains.

The Aubrac plateau icefield was a climatically-sensitive system located between the western and southern sectors of the Massif Central. Three distinct groups of end moraines record three glacier advances in the region, especially along the Bès valley (see section 3.2), but the absolute ages of these moraines (and thus the associated advances) is poorly constrained. This paper addresses this through TCN dating of end moraines and erratic boulders and in doing so establishes, for the first time, a direct chronological framework for the late Pleistocene glacial history of the Aubrac Mountains.

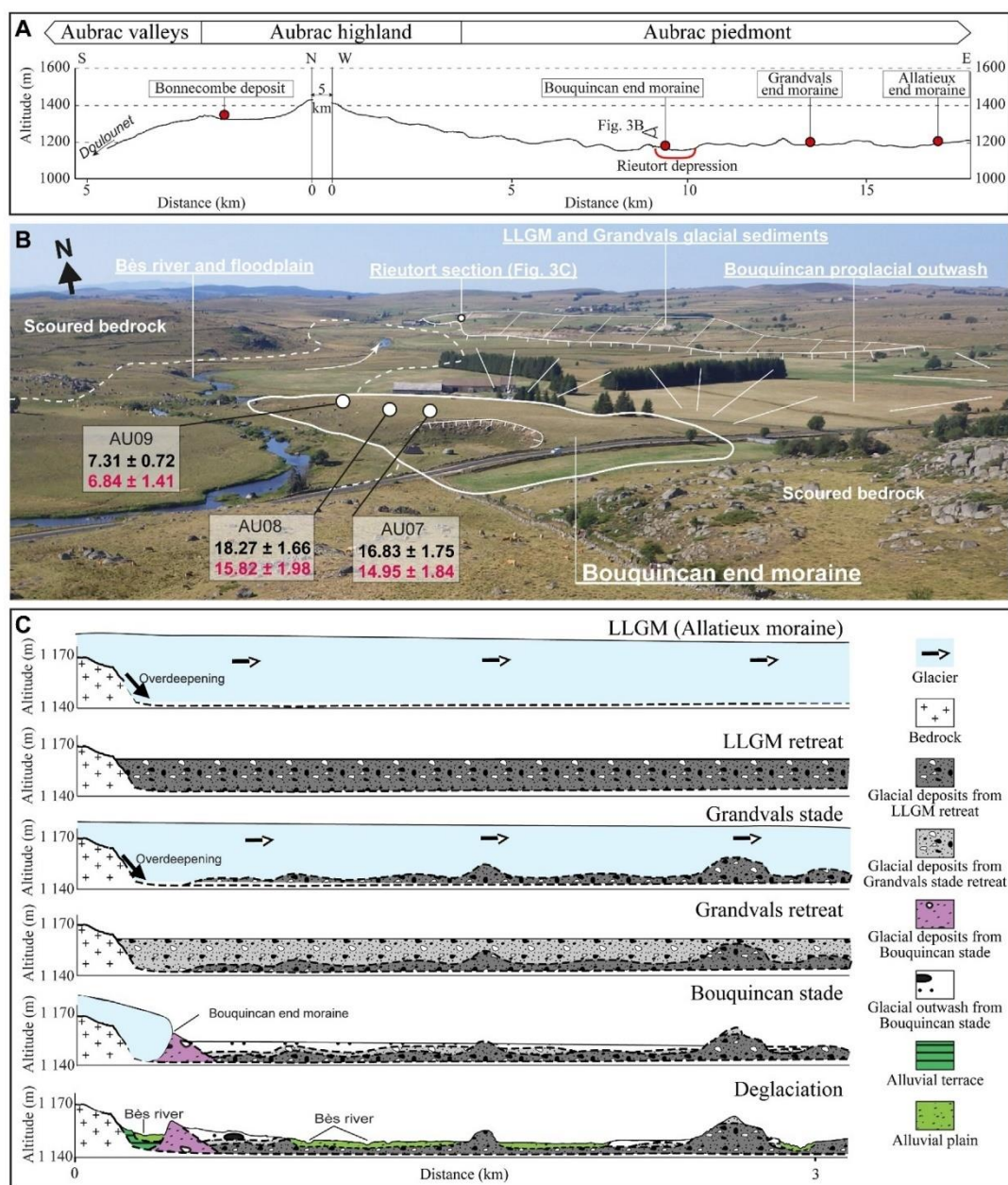


Fig. 3. Locations of the main glacial landforms and sediments in the Aubrac Mountains from which the morphostratigraphic framework was built. A) Topographic profile from south to east across the Aubrac Mountains showing the locations of ice-marginal landforms and dated glacial deposits. For the location of the profiles, see Fig. 2. B) Annotated photograph of the glacial landform assemblages identified in the Rieutort depression (Poizat, 1973; Veyret, 1978; Ancrenaz et al., 2020). The upper (black) and lower (red) ages refer to ^{10}Be and ^{26}Al minimum exposure ages (MEAs), respectively. C) Glacial fluctuations reconstructed from the stratigraphic assemblages from the Rieutort section, located in the Rieutort depression (modified from Ancrenaz et al., 2020). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

4. Be-10 and Al-26 exposure dating

4.1. Sampling strategy, collection and preparation

This study aims to determine the timing of three main glacier advances, as well as the timing of deglaciation in the Aubrac Mountains (section 3.2). Glacial landforms and deposits identified

from the literature were checked in the field and candidates for TCN dating were selected according to two requirements. First, glacial landforms should be clearly identified by morphostratigraphic evidence. In that respect, end moraines were especially targeted (Kleman and Borgström, 1996). Secondly, the glacial landform or deposit should match prerequisites for sampling, especially the availability of moraine boulders and low post-depositional

Table 1

Summary of key glacial landforms identified in the field fulfil criteria for cosmogenic exposure dating, with their significance in the existing morphostratigraphic framework for the Aubrac plateau icefield.

Local glacier stage		Glacial landform targeted for dating		
Local name	Field evidence	Geomorphological field survey	Name (type of landform)	Location
Local Last Glacial Maximum	- in the Aubrac Plateau: maximum dispersion of erratic boulders, terminal moraines, - in Aubrac Valleys: maximum extent of glacially moulded morphologies and terminal moraine remnants.	Veyret (1978) Goër de Hervé et al., 1994 Poizat and Rousset, 1975 Ancrenaz et al. (2020)	Allatieux (end moraine)	Aubrac Plateau Rimeize watershed 1199 m
			Longevialle (end moraine)	Aubrac Plateau Bès valley 1040 m
Grandvals stage	- in the Aubrac Plateau: LLGM glacier melt-out sediments truncated by till and recessional moraines.	Veyret (1978) Poizat (1973) Ancrenaz et al. (2020)	Grandvals (end moraine)	Aubrac Plateau Bès valley 1059 m
			Rateylou (end moraine)	Aubrac Plateau Rimeize watershed 1185 m
Bouquincan stage	- in the Aubrac Plateau: Bouquincan recessional moraine.	Ancrenaz et al. (2020)	Bouquincan (end moraine)	Aubrac Plateau Bès valley 1157 m
Deglaciation	- in the Aubrac Highland: glacial deposits in the uppermost reaches of the Aubrac Valleys.	Veyret (1978) Goër de Hervé et al. (1994) Ancrenaz et al. (2020)	Bonnecombe (glacial deposit)	Aubrac Highlands Doullounet valley 1345 m

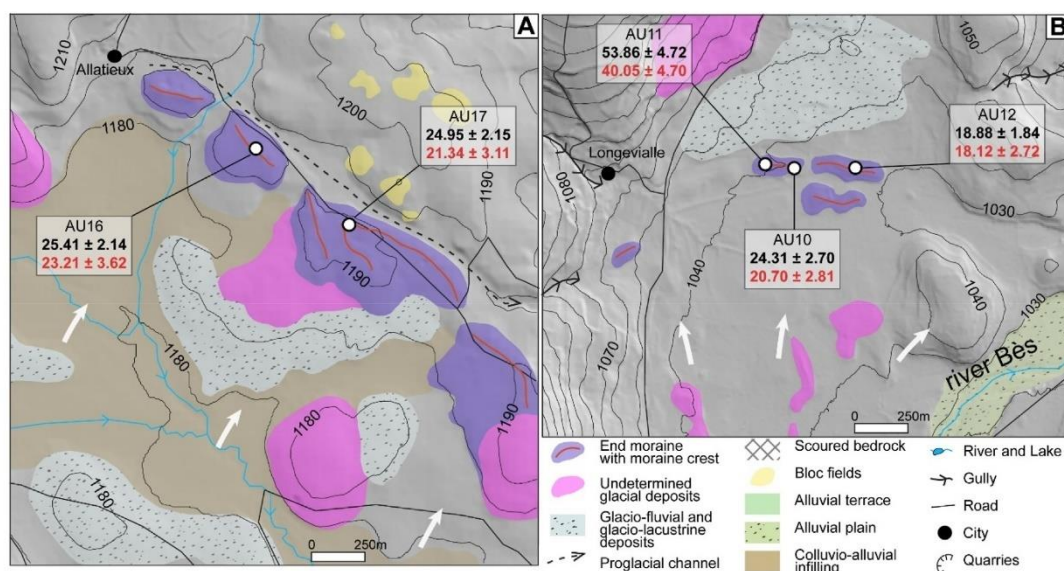


Fig. 4. Geomorphological settings of (A) the Allatieux and (B) Longevialle end moraines, with the locations of sampled moraine boulders. Upper (black) and lower (red) ages refer to ^{10}Be and ^{26}Al MEAs, respectively, with their uncertainty (analytical and production rate). White arrows indicate the direction of the glacier flow. For the location of A and B, see Fig. 2. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

disturbance from natural processes or anthropogenic activities (Figs. 4–6).

Sample collection was guided by recommendations established elsewhere (Putkonen and Swanson, 2003; Dunai, 2010; Heyman et al., 2016). The availability of dateable moraine boulders limited the number of samples per landform. For subdued end moraines, three samples were collected when available (Putkonen and Swanson, 2003). Tall boulders with their bases broadly embedded in the landform were targeted (Heyman et al., 2016). Rock samples with a thickness of between 1 and 3 cm were obtained from top and flat surfaces of moraine boulders, using a hammer and a chisel.

Samples were prepared for the extraction of Be-10 and Al-26 (Brown et al., 1991; Merchel, 1999). Rock samples were crushed

and sieved. A grain size between 0.25 and 1 mm was chosen for further analysis. After magnetic separation using a Frantz Barrier separator, the nonmagnetic grains (including quartz) were subjected to leaching with H_2SiF_6 and HCl to eliminate non-quartz minerals. Three partial dissolutions were performed with HF to eliminate atmospheric ^{10}Be . According to Merchel et al. (2008), ~ 0.15 g of a homemade (3025 ± 9 ppm) ^9Be solution was then added to the solution to fix the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio. To determine if an ^{27}Al spike is needed, natural concentrations of ^{27}Al were measured in liquid aliquots by inductively coupled plasma–optical emission spectrometry (ICP–OES, Thermo Icap6500). Quartz was totally dissolved in 40% HF solution. Afterwards, beryllium and aluminium were extracted by successive anion and cation resins. Finally, the

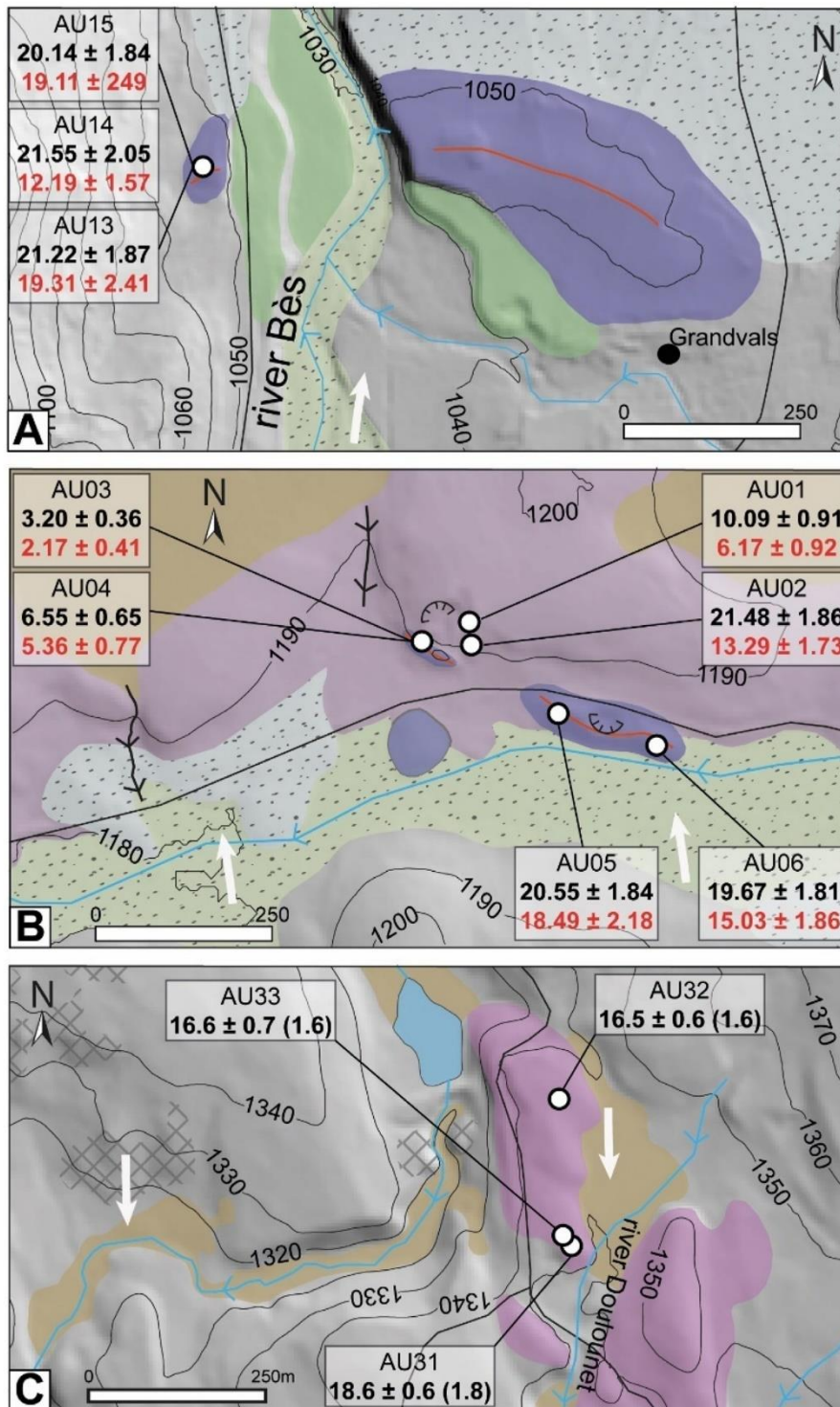


Fig. 5. Geomorphological settings of (A) the Grandvals end moraine, (B) the Rateylou end moraine and associated isolated boulders and (C) the Bonnecombetill, with sample locations of morainic boulders. Upper (black) and lower (red) ages refer to ^{10}Be and ^{26}Al MEAs, respectively, with their uncertainty (analytical and production rate). White arrows indicate the direction of glacier flow. For the location of A, B and C, see Fig. 2. Same legend as that for Fig. 4. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

hydroxides $\text{Be}(\text{OH})_2$ and $\text{Al}(\text{OH})_3$ were heated at $800\text{ }^\circ\text{C}$ for 1 h. The resulting powders were mixed with niobium (BeO) or silver (Al_2O_3).

All ^{10}Be and ^{26}Al measurements were performed at the French Acceleratory Mass Spectrometry (AMS) National Facility "ASTER" located at CEREGE in Aix-en-Provence, France (Arnold et al., 2010). ^{10}Be and ^{26}Al were determined for all samples except for AU31, AU32 and AU33 for which only ^{10}Be measurements are available. ^{10}Be data were adjusted to the ASTER in-house standard, "STD11", with a $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ ratio of $(1.191 \pm 0.013) \times 10^{-11}$ (Braucher et al., 2015) and the ^{10}Be half-life of $(1.387 \pm 0.0012) \times 10^6$ years (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010). $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ ratios were calibrated with an ASTER in-house standard, "SM-AL-11", with a ratio of $7.401 \pm 0.064 \times 10^{-12}$ (Merchel et al., 2008) assuming an ^{26}Al half-life of $7.05 \pm 0.17 \times 10^5$ years (Samworth et al., 1972).

The parameters above imply an $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ spallation production ratio of $\sim 6.61 \pm 0.52$. Reported analytical uncertainties include counting statistics, machine stability ($\sim 0.5\%$ for ^{10}Be ; Arnold et al., 2010), and blank correction. The $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ and $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ blank ratios were 2.45×10^{-15} ($\pm 29\%$) and 9.00×10^{-16} ($\pm 100\%$), for AU01 to AU17 samples respectively. The $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ blank ratio

was 2.60×10^{-15} ($\pm 15\%$) for the AU31, AU32 and AU33 samples.

4.2. Minimum exposure age (MEA) calculation

^{10}Be and ^{26}Al exposure ages were calculated using the CHRONUS-Earth online calculator v.3 (Balco et al., 2008) (http://stoneage.ice-d.org/math/v3/v3_age_in.html). Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al production rates at Sea Level and High Latitudes (SLHL) from spallation were computed from default calibration datasets from Borchers et al. (2016), with: 4.132 ± 0.218 at $\text{g}^{-1} \cdot \text{y}^{-1}$ for ^{10}Be and 29.950 ± 2.955 at $\text{g}^{-1} \cdot \text{y}^{-1}$ for ^{26}Al . Production rates at SLHL are scaled using the Lal-Stone time corrected scaling scheme (Lal, 1991; Stone, 2000), the ERA40 atm model and the magnetic field reconstruction from Lifton et al. (2014). Corrections for topographic shielding were applied following Dunai (2010) and using the inclination of the visible horizon from each sample point extracted from a Digital Elevation Model (DEM) in GIS software (ArcGis 10.3v) and compiled in Table 2. The rock density was set to 2.65 g cm^{-2} for all samples (Table 2). Contributions from muons were calibrated according to Balco (2017).

Calculated exposure ages for a given nuclide concentration is named the Minimum Exposure Age (MEA) because: (i) no

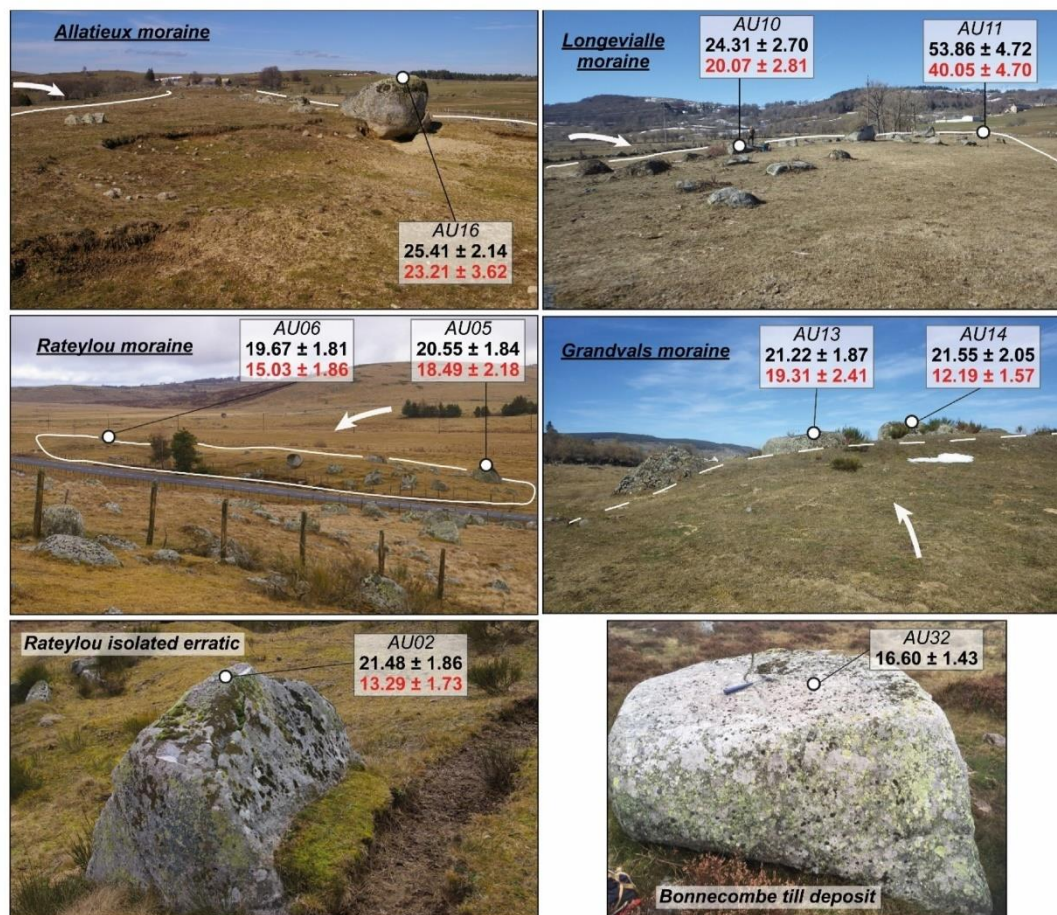


Fig. 6. Photographs of sampled granitic erratic boulders embedded in glacial landforms in the Aubrac Mountains. Only sample AU02 is collected from an isolated erratic boulder. The upper (black) and lower (red) ages refer to ^{10}Be and ^{26}Al MEAs, respectively. Glacier flow is indicated by the white arrows. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

Table 2
Location of the sampling sites and analytical data for Be-10 and Al-26 samples from the Aubrac Mountains.

Local glacier stage	Landform & sample ID	Longitude	Latitude	Altitude (m a.s.l.)	Topographic shielding	Rock density (g.cm ⁻²)	Sample thickness (cm)	[¹⁰ Be] (× 10 ⁻³ at g ⁻¹)	[²⁶ Al] (× 10 ⁻³ at g ⁻¹)
LLGM	Allatieux moraine								
	AU16	3°13'52.9"	44°72'37.6"	1196	0.99	2.65	3.0	270.29 ± 7.6	1686.28 ± 192.2
	AU17	3°13'88.4"	44°72'12.9"	1192	0.99	2.65	2.0	266.75 ± 8.8	1559.80 ± 155.3
	Longevialle moraine								
	AU10	3°03'05.9"	44°76'50.7"	1039	0.99	2.65	2.0	230.70 ± 17.7	1343.50 ± 114.6
	AU11	3°02'93.8"	44°76'51.8"	1041	0.99	2.65	4.0	500.17 ± 17.5	2538.08 ± 125.0
Grandvals stage	AU12	3°03'31.3"	44°76'50.8"	1036	0.99	2.65	4.0	176.16 ± 9.9	1156.15 ± 123.2
	Grandvals moraine								
	AU13	3°02'85.7"	44°74'24.9"	1055	0.99	2.65	3.0	202.19 ± 7.7	1257.79 ± 84.1
	AU14	3°02'88.4"	44°74'25.5"	1057	0.99	2.65	2.0	207.31 ± 10.8	804.75 ± 60.5
	AU15	3°02'86.9"	44°74'25.8"	1055	0.99	2.65	2.5	192.84 ± 8.7	1250.80 ± 95.9
	Rateyou isolated erratic boulder								
	AU01	3°10'14.0"	44°69'77.4"	1195	0.99	2.65	3.5	107.28 ± 4.6	450.02 ± 47.5
	AU02	3°11'01.8"	44°69'74.7"	1192	0.99	2.65	3.0	228.22 ± 7.8	968.18 ± 75.0
	Rateyou moraine								
	AU03	3°10'93.0"	44°69'75.1"	1190	0.99	2.65	2.5	34.23 ± 2.7	159.10 ± 24.8
	AU04	3°10'93.1"	44°69'74.7"	1190	0.99	2.65	2.5	70.06 ± 4.2	393.36 ± 39.2
	AU05	3°11'17.3"	44°69'66.5"	1187	0.99	2.65	2.5	218.47 ± 9.1	1344.09 ± 72.1
AU06	3°11'34.8"	44°69'61.6"	1183	0.99	2.65	3.0	207.74 ± 9.7	1087.26 ± 70.5	
Bouquincan stage	Bouquincan moraine								
	AU07	3°09'32.3"	44°66'15.5"	1158	0.99	2.65	4.0	172.94 ± 11.6	1051.46 ± 67.5
	AU08	3°09'25.3"	44°66'22.0"	1156	0.99	2.65	2.5	189.55 ± 8.4	1123.39 ± 76.2
Deglaciation	Bonnecombe till								
	AU31	3°12'28.1"	44°55'97.6"	1341	0.99	2.65	3.5	221.31 ± 7.2	n.a.
	AU32	3°12'65.9"	44°56'16.2"	1342	0.99	2.65	2.5	198.66 ± 6.7	n.a.
	AU33	3°12'66.5"	44°55'98.8"	1339	0.99	2.65	2.0	199.92 ± 7.9	n.a.

Table 3
Be-10 and Al-26 Minimum Exposure Age (MEA) results of samples from the Aubrac Mountains.

Local glacier stage	Landform & sample ID	²⁶ Al/ ¹⁰ Be	¹⁰ Be MEA (ka)	²⁶ Al MEA (ka)	Landform stabilization (uncert.-weighted mean in ka)	Landform age (oldest MEA in ka)
LLGM	Allatieux end moraine					
	AU16	6.2 ± 0.7	25.41 ± 2.14	23.21 ± 3.62	24.29 ± 1.28	25.41 ± 2.14
	AU17	5.8 ± 0.6	24.95 ± 2.15	21.34 ± 3.11		
	Longevialle end moraine					
	AU10	5.8 ± 0.7	24.31 ± 2.7	20.7 ± 2.81	n.a.	24.31 ± 2.7
	AU11 ^a	5.1 ± 0.3	53.86 ± 4.72	40.05 ± 4.7		
AU12	6.6 ± 0.8	18.88 ± 1.84	18.12 ± 2.72			
Grandvals stage	Grandvals end moraine					
	AU13	6.2 ± 0.5	21.22 ± 1.87	19.31 ± 2.41	20.43 ± 0.93	21.55 ± 2.05
	AU14**	3.9 ± 0.4	21.55 ± 2.05	12.19 ± 1.57		
	AU15	6.5 ± 0.6	20.14 ± 1.84	19.11 ± 2.49		
	Rateyou isolated erratic boulders					
	AU01***	4.2 ± 0.5	10.09 ± 0.91	6.17 ± 0.92	n.a.	21.48 ± 1.86
	AU02	4.2 ± 0.4	21.48 ± 1.86	13.29 ± 1.73		
	Rateyou end moraine					
	AU03***	4.6 ± 0.8	3.2 ± 0.36	2.17 ± 0.41	19.68 ± 1.11	20.55 ± 1.84
	AU04***	5.6 ± 0.7	6.55 ± 0.65	5.36 ± 0.77		
	AU05	6.2 ± 0.4	20.55 ± 1.84	18.49 ± 2.18		
	AU06	5.2 ± 0.4	19.67 ± 1.81	15.03 ± 1.86		
Bouquincan stage	Bouquincan end moraine					
	AU07	6.1 ± 0.6	16.83 ± 1.75	14.95 ± 1.84	16.59 ± 0.9	18.27 ± 1.66
	AU08	5.9 ± 0.5	18.27 ± 1.66	15.82 ± 1.98		
AU09***	6.4 ± 1.2	7.31 ± 0.72	6.84 ± 1.41			
Bonnecombe deposit	Bonnecombe till					
	AU31	n.a.	18.66 ± 1.6	n.a.	17.23 ± 0.87	18.66 ± 1.6
	AU32	n.a.	16.6 ± 1.43	n.a.		
	AU33	n.a.	16.68 ± 1.48	n.a.		

^a MEA rejected for the uncertainty weighted-mean calculation and interpreted as prior-exposure; ** Al-26 MEA rejected for the uncertainty-weighted mean calculation; *** MEA rejected for the uncertainty-weighted mean calculation and interpreted as incomplete exposure age.

correction for post-glacial denudation nor for snow cover were applied, and (ii) simple exposure histories, without pre-exposure to cosmic rays, were assumed (see section 5.2 for more details). Hereafter, MEAs were expressed with their external uncertainty that includes analytical uncertainty and production rate uncertainty. In order to compare Be-10 and Al-26 MEAs obtained from a

glacial landform, for MEA groups with $n \leq 3$, the reduced chi square statistic (χ_R^2) was used. Only Be-10 MEAs were compared for the Bonnemcombe site. For a MEA group with a $\chi_R^2 \leq 1$, an uncertainty-weighted mean was calculated with the standard deviation of the uncertainty-weighted mean. For MEA groups with a $\chi_R^2 > 1$, the

sample with the farthest MEA from the uncertainty-weighted mean was manually rejected and interpreted as an outlier. Outliers are repeatedly rejected until we obtained a $\chi^2_R \leq 1$ or we obtained a MEA group with $n < 3$ for which no uncertainty-weighted mean was calculated. Manually rejected MEAs were interpreted as the effect of geomorphologic processes and are discussed in section 5.2 below.

5. Results and interpretations

5.1. Minimum exposure ages

Twenty moraine boulders were sampled from six different glacial landforms. Resultant cosmogenic nuclide measurements and MEAs, with their external uncertainty, were compiled in Tables 2 and 3. Two boulders (AU16 and AU17) were taken from the Allatieux end moraine crests (Figs. 4A–6). A clustered group of MEAs is obtained, between 25.41 ± 2.14 to 21.34 ± 3.11 ka, with an uncertainty-weighted mean of 24.29 ± 1.28 ka. Three samples (AU10, AU11 and AU13) were collected from boulders embedded in the Longevialle end moraine flattened crests (Figs. 4–5B). MEAs range from 18.12 ± 2.72 to 53.86 ± 4.72 ka and provided the most scattered results in our dataset. No uncertainty-weighted mean was calculated. Three samples were taken from the crest of the Grandvals end moraine (AU13, AU14 and AU15) at the western end of the landform (Figs. 5A and 6). MEAs were clustered, between 21.55 ± 2.05 to 12.19 ± 1.57 ka, with an uncertainty-weighted mean of 20.43 ± 0.93 ka (Table 3). Only the Al-26 MEA from the AU14 sample was interpreted as an outlier. Four moraine boulders embedded in two features composing the Rateylou end moraine (AU03, AU04, AU05 and AU06) gave scattered MEAs from 2.17 ± 0.41 to 20.55 ± 1.84 ka (Table 3; Figs. 5B and 6). No uncertainty-weighted mean was calculated. In addition, two isolated erratic boulders at the Rateylou site (AU01 and AU02) were sampled near the end moraine (Fig. 5B) and MEAs ranged from 6.55 ± 0.65 to 21.48 ± 1.86 ka. At the Bouquincan end moraine, three samples (AU07, AU08 and AU09) were taken from boulders with low heights: < 0.5 m above the ground (Fig. 3B). Results ranged from 6.84 ± 1.41 to 18.27 ± 1.66 ka. An uncertainty-weighted mean of 16.59 ± 0.9 ka was calculated with rejection of the AU09 sample. Finally, samples AU31, AU32 and AU33 are collected from moraine boulders embedded in the Bonnacombe glacial deposit (Figs. 5C and 6). Only ^{10}Be MEAs are available, and calculated MEAs are 18.66 ± 1.60 (AU31), 16.60 ± 1.43 (AU32) and 16.68 ± 1.48 ka (AU33), with a calculated ^{10}Be uncertainty-weighted mean of 16.64 ± 1.03 ka.

5.2. Glacial landform age

The distribution of exposure ages on end moraines often displays scattered results for the same landform (Heyman et al., 2011; Applegate et al., 2012). Two common explanations are identified (see Heyman et al., 2011): incomplete exposure and the pre-exposure. Boulders with incomplete exposure tend to underestimate ages for end moraine formation. This generally reflects post-depositional processes, such as erosion (e.g. moraine matrix erosion), leading to the landform lowering and smoothing and to boulder exhumation. Exhumed boulders by post-depositional processes, were exposed during a shorter period than the true landform age (Zreda et al., 1994; Putkonen and Swanson, 2003; Putkonen and O'Neal, 2006; Chevalier et al., 2011; Heyman et al., 2011; Palacios et al., 2019; Allard et al., 2020). This is the case for outliers with younger MEAs than the uncertainty-weighted mean: AU09 (Table 3; Fig. 7). AU01, AU03 and AU04, from the two Rateylou

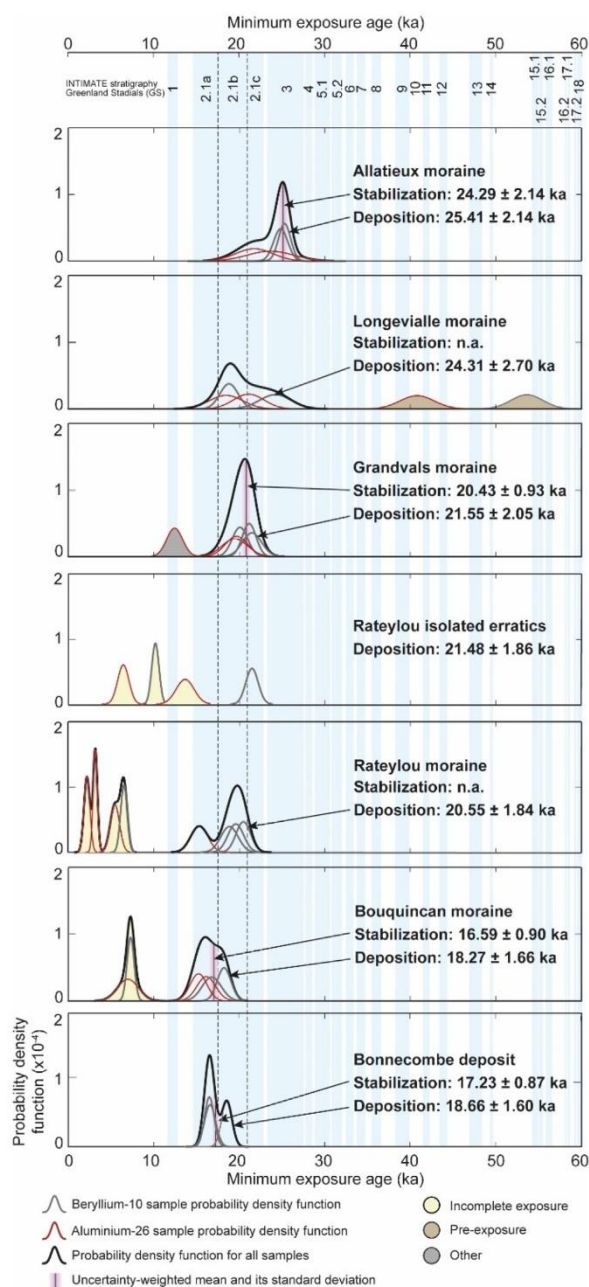


Fig. 7. Probability density function of MEAs by location versus stadials from the INTIMATE stratigraphy (Rasmussen et al., 2014). The landform age is inferred from the oldest MEA that is not rejected by the χ^2_R test (Section 6.1). Only the internal uncertainty is shown.

sites, provided Holocene MEAs (11.7 ka to present) that were younger than expected and interpreted as moraine boulders with incomplete exposure histories (Table 3; Fig. 7). The proximity with quarries (> 100 m; Fig. 5C) could lead to potential modifications of the glacial landform morphology, especially the exhumation of buried boulders. For the AU14 moraine boulder, only the Al-26 MEA

was interpreted as an outlier since the Be-10 measurement is coherent for the landform age (Table 3; Fig. 7).

Conversely, moraine boulders with pre-exposure provide over-estimated ages for moraine deposition due to inherited cosmogenic nuclides from a previous episode(s) of exposure (Heyman et al., 2011). Pre-exposed boulders were estimated to account to 3% of exposure ages from datasets analysed in Putkonen and Swanson (2003). In our dataset, only one moraine boulder with a much older MEA than others was identified: AU11 (Table 3; Fig. 7). As this moraine boulder was associated with a glacial landform inside the LLGM extent, it was interpreted as an overestimated MEA due to cosmogenic nuclide inheritance.

Geomorphological context provides a strong control on processes affecting moraine boulder exposure history and MEA scattering (Palacios et al., 2019; Tomkins et al., 2021). In the Aubrac Mountains, post-depositional erosion of end moraines is argued to be low because: (i) subdued ridges were poorly affected by post-depositional processes such as run-off or slope destabilization (Putkonen and Swanson, 2003) and (ii) the sedimentological composition of these glacial landforms, dominated by sand, gravel and boulders (Veyret, 1978; Ancrenaz et al., 2020), favoured end moraine stabilization (Tomkins et al., 2021). These local geomorphological settings were concordant with a rapid stabilization of glacial landforms after their deposition. As a consequence, a MEA

cluster and its uncertainty-weighted mean is argued to best represent the age of the moraine stabilization (Allard et al., 2020; Tomkins et al., 2021). The age of the end moraine deposition is best represented by the oldest exposure age obtained on the glacial landform (Zreda et al., 1994; Putkonen and Swanson, 2003; Briner et al., 2005; Chevalier et al., 2011; Heyman et al., 2011; Chevalier and Replumaz, 2019). Considering this interpretation, glacial landform stabilization (best approximated by the corresponding uncertainty-weighted mean) occurred rapidly after the landform deposition (best approximated by the corresponding oldest MEA) in the Aubrac Mountains (Table 3; Fig. 7).

5.3. Three distinct glacial stades in the Aubrac Mountains

The LLGM is dated at the Allatieux end moraine to 25.41 ± 2.14 ka (Table 3). The Aubrac plateau icefield covered approximately 500 km², with outlet valley glaciers in the Aubrac Valleys of 6–10 km in length (Figs. 2 and 8) and an ELA estimated at 1331 ± 10 m a.s.l. (Ancrenaz et al., 2020). Eastward, glacier margins terminate against topographic constraints (i.e., reverse slopes), which restricted plateau icefield extension (Figs. 2, 3A and 8). After the LLGM, the Aubrac plateau icefield retreated first back onto the plateau. A first glacial stillstand is documented by the Longevialle end moraine dated to 24.31 ± 2.7 ka (Table 3). According to

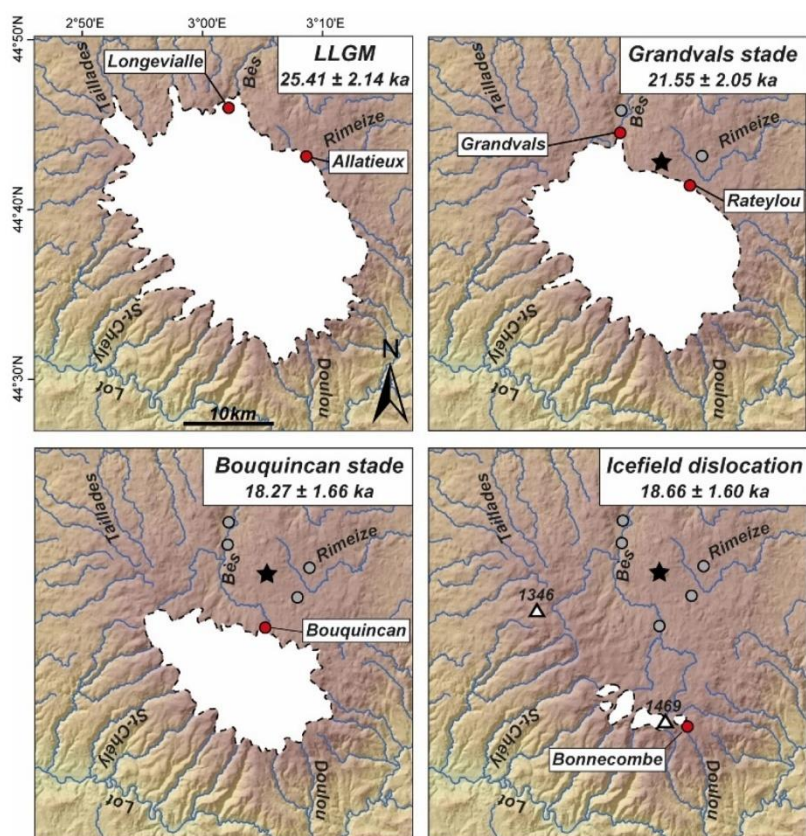


Fig. 8. Diachronic reconstructions of the Aubrac plateau icefield extent during MIS 2. Red dots are glacial landforms whose exposure ages indicate the minimum age of deglaciation. Glacial limits are uncertain and based on geomorphological (subglacially moulded morphologies and topographic constraints) and sedimentological observations (extension of fill) (Poizat and Rousset, 1975; Veyret, 1978; Ancrenaz et al., 2020). The black star represents the location of the Roustière site (Gandouin et al., 2016; Poneil et al., 2016); note that it is located inside the LLGM outer limit (see Section 2.3 for further details). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

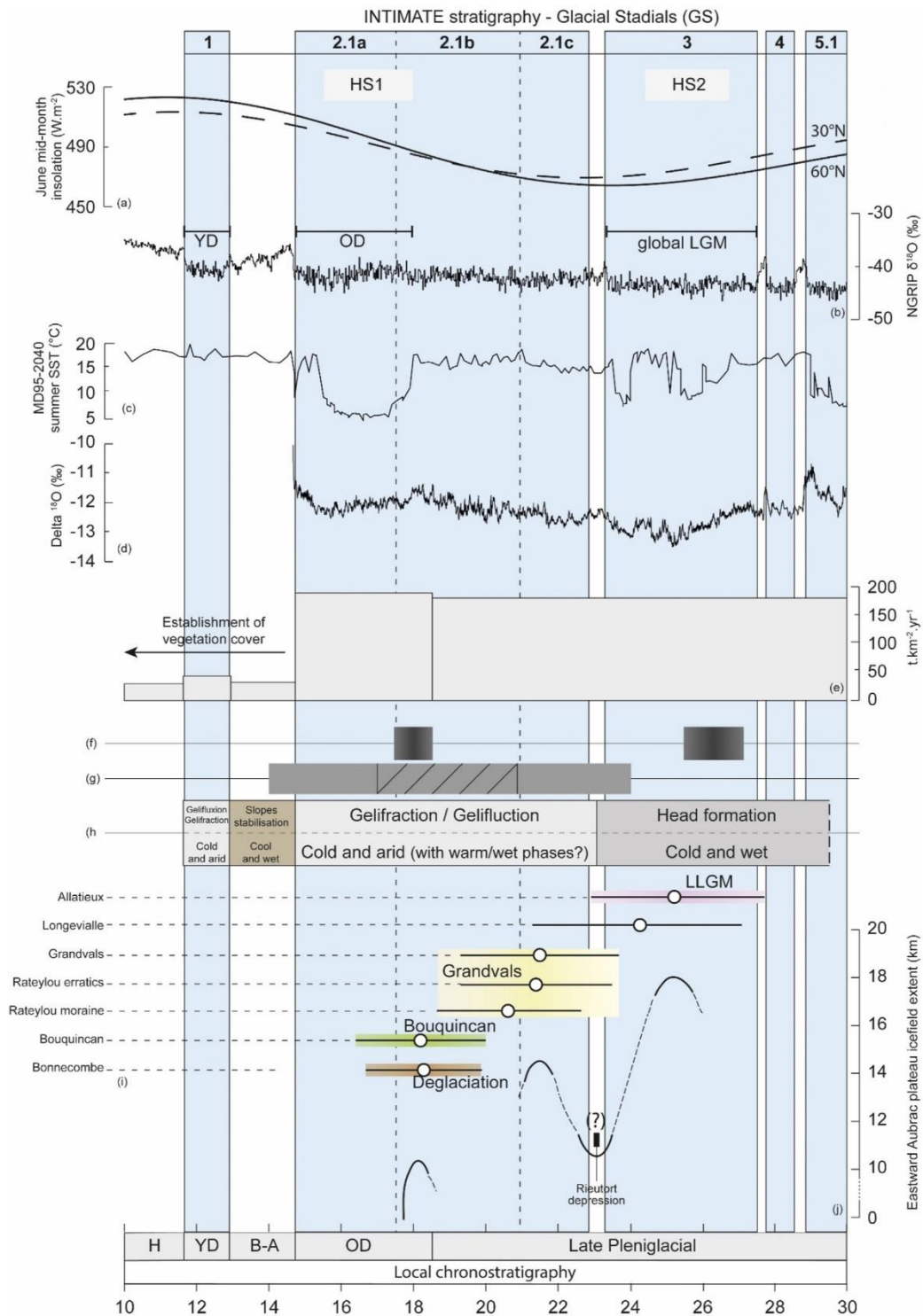


Fig. 9. Synthetic chronological framework for the southwestern Massif Central against main paleoenvironmental proxies cited in the main text. a) June mid-month insolation in $W \cdot m^{-2}$ at 60°N (black line) at 30°N (dashed line) (Berger and Loutre, 1991), b) North Greenland Ice Core Project (NGRIP) $\delta^{18}O$ from the Greenland ice core (Rasmussen et al., 2014), c) Summer Sea Surface Temperature (SST) reconstructed from the MD95-2040 oceanic sediment core from the western Iberian Margin (Salgueiro et al., 2010), d) Sieben Hengste $\delta^{18}O$ record (Luetscher et al., 2015), e) Erosion rate in the Lake Bouchet watershed (Degeai and Pastre, 2009), f) Timing of episodes of permafrost in southwestern France (Lenoble et al.,

stratigraphic observations, the extension of glacier-free areas related to this glacier retreat can be estimated (Poizat and Rousset, 1975; Veyret, 1978; Ancrenaz et al., 2020), and the deglaciated area after the LLGM is at least half that of the LLGM area (Figs. 8 and 9). The Grandvals stade is dated at three sites: the Grandvals end moraine (21.55 ± 2.05 ka), the Rateylou end moraine (20.55 ± 1.84) and the Rateylou isolated erratics (21.48 ± 1.86 ka) (Tables 1 and 3, Figs. 7–9). These ages overlap, suggesting that these landforms are probably related to the same glacier advance (Kirkbride and Winkler, 2012; Blomdin et al., 2016), as suggested by the morphostratigraphic framework established for the Aubrac Mountains (Section 2.3). The last glacial stade is documented by the Bouquincan end moraine and dated to 18.27 ± 1.66 ka. During this stade, the plateau icefield was restricted to the Aubrac Highlands with outlet glaciers confined to the main head valleys (Fig. 8). Steps of the following glacier retreat are not recognised in the field. Subsequent stillstands during glacier retreat were not recognised but tills were identified over the Aubrac Highlands (Goër de Hervé et al., 1994). The Bonnecombe till is one of these deposits associated with the Aubrac plateau icefield decay (Table 1; Fig. 8). The ages of both the Bouquincan stade and the Bonnecombe till (18.66 ± 1.60 ka) suggest a rapid deglaciation. This trend is supported by paleo-environmental reconstruction from the Roustières site (see Figs. 2 and 8) (Gandouin et al., 2016; Ponel et al., 2016), where periglacial conditions in the Aubrac Plateau were active between 17.7 and 16.6 ka, with persistent winter snow cover in the Aubrac Highlands.

6. Chronological update of the southwestern Massif Central chronostratigraphy: correlations and climatic inferences

The direct glacial chronology presented in this work is in good agreement with the existing morphostratigraphic framework established in the Aubrac Mountains (Section 2.3) and provides robust chronological control of past fluctuations of the Aubrac plateau icefield. Considering that the Aubrac plateau icefield is a valuable climatic proxy (Section 2.2), this new chronology highlights the main climatic conditions for the southwestern Massif Central and allows us to update and revise the regional chronostratigraphy.

6.1. The GS-3: establishment of full glacial conditions

In the western Massif Central, a successive and gradual climatic deterioration with increasingly colder temperatures started with the onset of MIS 2 (Laville et al., 1986) at ~29 ka (Lisiecki and Raymo, 2005). A cold culmination is recorded and primarily associated to the beginning of the MIS 2 (Laville et al., 1986), and then correlated to approximately 25 ka (Van Vliet-Lanoë et al., 1991). Dating of the infilling of thermal contraction cracks in discontinuous permafrost in the Aquitaine basin resulted in ages between 27 and 25.5 ka BP and suggests a climatic downturn at the beginning of MIS 2 (Bertran et al., 2014). This event is synchronous with the LLGM in the Aubrac Mountains, dated to 25.41 ± 2.14 ka. This is also coeval with the global LGM between 27.5 and 23.3 ka, *sensu* Hughes and Gibbard (2015), Greenland Glacial Stadial 3 (GS-3) between 27.5 and 23.3 ka (Rasmussen et al., 2014), Heinrich Stadial 2 (HS2) between 26.5 and 24.3 ka (Sanchez Goñi and Harrison, 2010) and finally the $\delta^{18}\text{O}$ minimum of the 7H record from the Sieben Hengste

cave (northern Alps) centred on 25.3 ka (Luetscher et al., 2015). Moisture advection from the Mediterranean Sea, enhanced by cyclogenesis, led to favourable conditions for glacier growth in the circum-Mediterranean mountains (Florineth and Schlüchter, 2000; Kuhlemann et al., 2008; Luetscher et al., 2015; Monegato et al., 2017), such as the Pyrenees (Delmas et al., 2011; Reixach et al., 2021), the Alps (Monegato et al., 2017; Wirsig et al., 2016) and the Iberian Peninsula (Domínguez-Villar et al., 2013). These cold and wet climatic conditions related to enhanced Mediterranean influences probably triggered the LLGM in the Aubrac Mountains, as well as a simultaneous LLGM in other glaciated mountains of the southwestern Massif Central (Cantal, Margeride and Lozère Mountain). In this area, gelifluction and gelifraction deposits on non-glaciated slopes should be correlated to this period (Fig. 9) because effective gelifluction or gelifraction processes are supported by cold and wet climatic conditions (Valadas, 1984) that reached their optimum during this period. The question of an asynchronous LLGM between the southwestern (Aubrac, Cantal, Margeride and Lozère Mountain) and the eastern Massif Central remains.

6.2. The GS-2.1: aridity, a limiting factor for glacier growth

After the global LGM, full glacial conditions characterised by a cold and arid climate (Laville et al., 1986; Reille et al., 1988; Van Vliet-Lanoë et al., 1991) prevailed across the whole Massif Central during GS-2.1 (22.9–14.7 ka; Rasmussen et al., 2014). For example, at the Haute-Laagerie site ($44^{\circ}57'11''$ N; $1^{\circ}00'12''$ E), reconstructed anomalies for mean annual precipitation are -800 mm y^{-1} and -7.4 to -4.7°C for mean air temperatures at ~21 ka (Lécuyer et al., 2021). These data are comparable to those reconstructed from the Lake Bouchet sequence (see Fig. 1 for location), with -6°C for the annual temperature anomaly and -772 mm for the annual precipitation anomaly (Peyron et al. 1998). Between ~24 and 17 ka, the Aubrac plateau icefield was in recession reflecting cold and dry climatic conditions in the Massif Central. It is suggested here that the aridity recorded in the Aquitaine Basin and in the Massif Central was the limiting factor for glacier growth during this period. In the Alps, the progressive starvation of Mediterranean moisture triggered glacier recession (Luetscher et al., 2015; Wirsig et al., 2016 and references therein). On non-glaciated slopes of the southwestern Massif Central, reduced gelifluction and gelifraction processes were associated with this period and highlight the climatic aridity (Valadas, 1984; Van Vliet-Lanoë et al., 1991; Degeai and Pastre, 2009) (Fig. 9). However, two glacier advances at this time, the Grandvals stade (21.55 ± 2.05 ka) and the Bouquincan stade (18.27 ± 1.84 ka), indicated two phases of glacier favourable climatic conditions. Important glacier advances in the Alpine foreland at 21–20 ka were reported (Wirsig et al., 2016 and references therein). For example, the Tagliamento lobe (Italy) advanced at 23–21 ka (Monegato et al., 2007) and the Durance glacier (France) advanced at approximately 20 ka (Jorda et al., 2000). The Eurasian ice sheet reached its maximal extent at ~21 ka (Hughes et al., 2015).

This period is also characterised by climatic instabilities recorded in the western Massif Central as indicated by archaeological stratigraphic investigations (Laville et al., 1986). In the eastern Massif Central (Velay Mountains), slope instability (dated to ~20 ka) is interpreted as possible permafrost disappearance (Poiraud, 2012). This period is also coeval with the deposition of aeolian coversands in the Aquitaine Basin, dated to 24–14 ka, in association

2012; Bertran et al., 2014). g) Timing of aeolian sand cover accumulation in the Aquitaine Basin (southwestern France). The dashed part corresponds to period of reduced aeolian activity related to permafrost degradation (Sitzia et al., 2015). h) Resumed stratigraphic chronology for the Massif Central nonglaciated slopes (Van Vliet-Lanoë et al., 1991). i) Ages of glacial landforms in the Aubrac Mountains according to exposure ages for erratic boulders (this study). j) Reconstructed extension of the eastern part of the Aubrac plateau icefield. For the boundaries of the LGM, the Oldest Dryas (OD), the Younger Dryas (YD) and of the Heinrich Stadials 1 and 2 (HS-1 and -2), see Hughes and Gibbard (2015), Shakun and Carlson (2010), Carlson (2013) and Sanchez Goñi and Harrison (2010), respectively.

with cold and dry climatic conditions (Sitzia et al., 2015). During this phase, periods of reduced coversand accumulation, linked to reduced aeolian activity, permafrost degradation and/or milder climatic conditions, were reported between 20.8 and 17.0 ka (Sitzia et al., 2015). The HS1 started with the progressive cooling of the North Atlantic between 19 and 17.4 ka (Pascual et al., 2020). Effects of this cooling in the southwestern European climate were reported between 18 and 15.6 ka (Sanchez Goñi and Harrison, 2010) and were characterised by cold and arid conditions (Kageyama et al., 2005; Ludwig et al., 2018). These conditions were associated with discontinuous permafrost in the Aquitaine basin (Lenoble et al., 2012) and cold and dry climates in the Massif Central despite longer and warmer summers (Reille et al., 1988). The Grandvals and Bouquincan stades were potentially triggered by short-lived or slight climatic changes during the GS-2.1, especially a wetter period in overall dry climatic conditions. At the scale of the entire Massif Central, the Recurrence Event, i.e., glacier advance following the LLGM in the western Massif Central (Sections 1 and 2.3), was correlated to the Grandvals stade in the Aubrac Mountains, despite uncertainties in moraine correlations (Kirkbride and Winkler, 2012).

Finally, the decay of the Aubrac plateau icefield (18.66 ± 1.60 ka) was coeval with the onset of the HS-1 (18–15.6 ka; Sanchez Goñi and Harrison, 2010). This event was recognised as a receding glacier phase in the circum-Mediterranean mountains related to enhanced aridity (Allard et al., 2021). In the southwestern Massif Central, HS-1 was a period of glacier recession. In the Roustières section (Fig. 2), cold but arid conditions were reconstructed between 17.7 and 15 ka (Gandouin et al., 2016), while the Aubrac Mountains were probably deglaciated. Similar climatic conditions prevailed in the Cantal, the Cézallier and the Monts Dore deglaciated slopes (Ponel and Russell Coope, 1990; Vergne, 1991; Miras and Guenet, 2013). This is consistent with a radiocarbon age obtained in the northern Cantal on a kame terrace deposit (17.1–15.7 ka cal BP; calibrated with CLAM software v.2.3.2 and the “IntCal20” calibration curve; Blaauw, 2010; Reimer et al., 2020). This glacial deposit was formed during the Cantal glacier recession (Veyret-Mekdjian et al., 1978), which supports the hypothesis of glacier retreats in the Cantal, as well as of the Aubrac plateau icefield retreat, during the HS1. At the beginning of Greenland Interstadial 1 (GI-1; at 14.7 ka; Rasmussen et al., 2014), a slight summer warming (+4 °C, compared to Oldest Dryas temperature) was recorded at the Roustières site (Gandouin et al., 2016). This climatic amelioration was coeval with a general trend of slope stabilization caused by the development of vegetation cover across the whole of the Massif Central (Fig. 9) (Reille et al., 1988; Vergne, 1991; Degeai and Pastre, 2009; Gandouin et al., 2016; Ponel et al., 2016). These milder climatic conditions potentially led to glacier recession into higher elevation cirques of the Cantal and Monts Dore massifs (Veyret, 1978; Valadas, 1984; Vergne, 1991).

7. Conclusion

Five end moraines and one till in the Aubrac Mountains were selected, in accordance with field investigations, for surface exposure dating using ^{10}Be and ^{26}Al ($n = 20$). The new glacial chronology produced for the Aubrac plateau icefield southwestern Massif Central is in good agreement with (i) the existing morphostratigraphy previously established in the Aubrac Plateau and (ii) other paleoenvironmental records from the Massif Central and more widely in western Europe. The new data indicate that the LLGM occurred during the early part of MIS 2 (28–23 ka). It was followed by two glacier advances, referred to as Grandvals and Bouquincan stades, during GS-2.1 at 24–19 ka and 20–16 ka, respectively. The Aubrac plateau icefield decay is dated to GS-2.1a at 18–14 ka, in

accordance with local paleoenvironmental data. The glacial chronology presented here is the first comprehensive chronological framework for the late Pleistocene glaciation in the French Massif Central. First, the LLGM in the Aubrac Mountains is synchronous with favourable conditions for glacier expansion in Central Europe (Alps) related to reduced North Atlantic circulation and enhanced moisture advection from the Mediterranean Sea that reached at least the southern Massif Central. Second, GS-2.1 in the Massif Central is characterised by a cold and arid climate with possible wetter climate phases that potentially led to two glacier advances in the Aubrac Mountains: the Grandvals stade (named the Recurrence Event in the Cantal, Cézallier and Monts Dore) and the Bouquincan stade. These phases are associated with the potential northward shift of the westerlies, which may have triggered the two observed glacier advances in the Aubrac Mountains. Aridity during this period was the main limiting factor for glacier growth, especially during HS1, which is coeval with Aubrac plateau icefield decay and glacier retreat recorded in the north Cantal.

Author contributions

Conceptualization: A.A, E.D, A.P. Fieldwork and sampling: A.A, E.D, A.P. Surface exposure dating: A.A, R.B. Formal analysis: A.A, R.B. Investigation: A.A, E.D, A.P. Writing – Original draft: A.A. Writing – Review & Editing: R.B, E.D, A.P. & J.S. Funding acquisition: E.D, J.S.

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.

Acknowledgements

The first author received a PhD contract from the French Ministry of Higher Education, Research and Innovation. We thank the Laboratory Magma et Volcan, UMR 6524 CNRS/UCA for access to their laboratory facilities during cosmogenic exposure sample preparation. ^{10}Be and ^{26}Al analyses were performed at the ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix-en-Provence), supported by the INSU/CNRS, by the ANR through the “Projets thématiques d'excellence” program for the “Equipements d'excellence” ASTER-CEREGE action, and by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD). We also thank the ASTER Team (G. Aumaître, D. Bourlès, and K. Keddadouche) for their AMS expertise. B. Chandler and an anonymous reviewer are warmly thanked for their constructive comments and their help to improve this paper.

References

- Allard, J.L., Hughes, P.D., Woodward, J.C., Fink, D., Simon, K., Wilcken, K.M., 2020. Late Pleistocene glaciers in Greece: a new ^{36}Cl chronology. *Quat. Sci. Rev.* 245, 106528. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106528>.
- Allard, J.L., Hughes, P.D., Woodward, J.C., 2021. Heinrich Stadial aridity forced Mediterranean-wide glacier retreat in the last cold stage. *Nat. Geosci.* 14, 197–205. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00703-6>.
- Ancrenaz, A., Defive, E., Poiraud, A., 2020. Fluctuations glaciaires au Pléistocène supérieur dans les Monts d'Aubrac (Massif central, France) : nouvelles données. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 26, 16. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.14516>.
- Applegate, P.J., Urban, N.M., Keller, K., Lowell, T.V., Laabs, B.J.C., Kelly, M.A., Alley, R.B., 2012. Improved moraine age interpretations through explicit matching of geomorphic process models to cosmogenic nuclide measurements from single landforms. *Quat. Res.* 77, 293–304. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.12.002>.
- Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D.L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R.C., Aumaître, 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*,

- 19th International Conference on Ion Beam Analysis 268, 1954–1959. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2010.02.107>.
- Balco, G., 2011. Contributions and unrealized potential contributions of cosmogenic-nuclide exposure dating to glacier chronology, 1990–2010. *Quat. Sci. Rev.* 30, 3–27. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.11.003>.
- Balco, G., 2017. Production rate calculations for cosmic-ray-muon-produced ¹⁰Be and ²⁶Al benchmarked against geological calibration data. *Quat. Geochronol.* 39, 150–173. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.02.001>.
- Balco, G., Stone, J., Lifton, N., Dunai, T., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ¹⁰Be and ²⁶Al measurements. *Quat. Geochronol.* 3 (3), 174–195. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.12.001>.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.* 10 (4), 297–317. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90033-Q](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-Q).
- Bertran, P., Andrieux, E., Antoine, P., Coutard, S., Deschodt, L., Gardère, P., Hernandez, M., Legentil, C., Lenoble, A., Liard, M., Mercier, N., Moine, O., Sizzia, L., Van Vliet-Lanoë, B., 2014. Distribution and chronology of Pleistocene permafrost features in France: database and first results: pleistocene permafrost features in France. *Boreas* 43, 699–711. <https://doi.org/10.1111/bor.12025>.
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quat. Geochronol.* 5 (5), 512–518. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.01.002>.
- Blomdin, R., Stroeven, A.P., Harbor, J.M., Lifton, N.A., Heyman, J., et al., 2016. Evaluating the timing of former glacier expansions in the Tian Shan: A key step towards robust spatial correlations. *Quat. Sci. Rev.* 153, 78–96. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.07.029>.
- Borchers, B., Marrero, S., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B., Lifton, N., Nishiizumi, K., Phillips, F., Schaefer, J., Stone, J., 2016. Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. *Quat. Geochronol.* 31, 188–198. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.01.009>.
- Boston, C.M., Lukas, S., Carr, S.J., 2015. A Younger Dryas plateau icefield in the Monadhliath, Scotland, and implications for regional palaeoclimate. *Quat. Sci. Rev.* 108, 139–162. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.11.020>.
- Braucher, R., Guillou, V., Bourlès, D.L., Arnold, M., Aumaitre, G., Keddadouche, K., Nottoli, E., 2015. Preparation of ASTER in-house ¹⁰Be/⁹Be standard solutions. Nuclear instruments and methods in physics research section B: beam interactions with materials and atoms. The Thirteenth Accelerator Mass Spectrometry Conference 361, 335–340. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2015.06.012>.
- Briner, J.P., Kaufman, D.S., Manley, W.F., Finkel, R.C., Caffee, M.W., 2005. Cosmogenic exposure dating of late Pleistocene moraine stabilization in Alaska. *Geol. Soc. Am. Bull.* 117, 1108. <https://doi.org/10.1130/B25649.1>.
- 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 ¹⁰Be and ²⁶Al. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 2269–2283. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90103-C](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90103-C).
- Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2011. Recent advances in research on quaternary glaciations in the Pyrenees. In: *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, pp. 127–139. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00011-8>.
- Chevalier, M.-L., Replumaz, A., 2019. Deciphering old moraine age distributions in SE Tibet showing bimodal climatic signal for glaciations: Marine Isotope Stages 2 and 6. *Earth Planet. Sci. Lett.* 507, 105–118. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.11.033>.
- Carlson, A.E., 2013. The Younger Dryas Climate Event. *The Encyclopedia of Quaternary Science*, 3. Elsevier, pp. 126–134.
- Chevalier, M.-L., Hilley, G., Tapponnier, P., Van Der Woerd, J., Liu-Zeng, J., Finkel, R.C., Ryerson, F.J., Li, H., Liu, X., 2011. Constraints on the late Quaternary glaciations in Tibet from cosmogenic exposure ages of moraine surfaces. *Quat. Sci. Rev.* 30, 528–554. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.11.005>.
- Chmieleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., Jakob, D., 2010. Determination of the ¹⁰Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. Atoms* 268, 192–199. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.012>.
- Couturié, J.-P., 1977. Le massif granitique de la Margeride (Massif Central Français). Univ. Clermont II.
- Defive, E., Raynal, J.P., Ancrenaz, A., Poiraud, A., 2019. L'englacement quaternaire du Massif central. In: *Histoire de la découverte géologique du Massif central français*. Mémoire. Société d'Histoire Naturelle d'Auvergne, p. 267.
- Degeai, J.-P., Pastre, J.-F., 2009. Impacts environnementaux sur l'érosion des sols au Pléistocène supérieur et à l'Holocène dans le cratère de maar du lac du Bouchet (Massif central, France). *quaternaire* 149–159. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.5101>.
- Delmas, M., 2015. The last maximum ice extent and subsequent deglaciation of the Pyrenees: an overview of recent research. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 41, 359. <https://doi.org/10.18172/cig.2708>.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.02.025>.
- Dominguez-Villar, D., Carrasco, R.M., Pedraza, J., Cheng, H., Edwards, R.L., Willenbring, J.K., 2013. Early maximum extent of paleoglaciers from Mediterranean mountains during the last glaciation. *Sci. Rep.* 3, 2034. <https://doi.org/10.1038/srep02034>.
- Dunai, T., 2010. *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press.
- Etlicher, B., 1986. Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais : régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline. Univ. Saint-Etienne, Jean Monnet.
- Etlicher, B., Van Leeuwen, J.F.N., Janssen, C.R., Juvigné, E., 1987. Le Haut Forez (Massif Central, France) après le pléni-glaciaire würmien : environnement et tephra du volcan de La Nugère. *Bull. Assoc. Fr. Étude Quat.* 24, 229–239. <https://doi.org/10.3406/quate.1987.1852>.
- Etlicher, B., de Hervé, Goër, (de), A., 1988. La déglaciation würmienne dans le Massif Central français, le point des travaux récents/the Würmian deglaciation in the French Massif-Central, review of recent works. *Bull. Assoc. Fr. Étude Quat.* 25, 103–110. <https://doi.org/10.3406/quate.1988.1871>.
- Florineth, D., Schlüchter, C., 2000. Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the last glacial maximum. *Quat. Res.* 54, 295–308. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2169>.
- Gandouin, E., Rioual, P., Pailles, C., Brooks, S.J., Ponef, P., Guiter, F., Djamali, M., Andrieu-Ponel, V., Birks, H.J.B., Leydet, M., Belkacem, D., Haas, J.N., Van der Putten, N., de Beaulieu, J.L., 2016. Environmental and climate reconstruction of the late-glacial-Holocene transition from a lake sediment sequence in Aubrac, French Massif Central: chironomid and diatom evidence. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 461, 292–309. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.08.039>.
- Gillespie, A., Molnar, P., 1995. Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. *Rev. Geophys.* 33, 311. <https://doi.org/10.1029/95RG00995>.
- Goër de Hervé, A. (de), 1972. La Planèze de Saint-Flour: structure et géomorphologie glaciaire. Univ. Clermont II.
- Goër de Hervé, A. (de), Baubron, J.-C., Cantagrel, J.-M., Makhoul, J., 1991. Le volcanisme de l'Aubrac (Massif central) : un bref épisode basaltique (250 000 ans) au Miocène supérieur (7.5 Ma). *Géologie de la France* 3–14.
- Goër de Hervé, A. (de), Briand, B., Couturié, J.-P., Delpuech, A., Doche, B., Makhoul, J., Mercier-Batard, F., Michaëly, B., 1994. Notice Explicative, Carte Géol. France (1/50 000), vol. 837. feuille Nasbinals.
- 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. <https://doi.org/10.1130/G48688.1>.
- Heyman, J., Stroeven, A.P., Harbor, J.M., Caffee, M.W., 2011. Too young or too old: evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* 302, 71–80. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.040>.
- 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 ¹⁰Be compilation. *Quat. Geochronol.* 34, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.03.002>.
- Hughes, P.D., Gibbard, P.L., 2015. A stratigraphical basis for the last glacial maximum (LGM). *Quat. Int.* 383, 174–185. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.06.006>.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C., 2017. *Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains: a New Synthesis*, vol. 433. Geological Society, London, pp. 1–23. <https://doi.org/10.1144/SP433.14>. Special Publications.
- Hughes, P.D., Gibbard, P.L., Ehlers, J., 2013. Timing of glaciation during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global 'Last Glacial Maximum' (LGM). *Earth Sci. Rev.* 125, 171–198. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.07.003>.
- Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, R., Lohne, Y.S., Mangerud, J., Inge, J., 2015. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction 67. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>.
- Jorda, M., Rosique, T., Évin, J., 2000. Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *Comptes Rendus Acad. Sci. - Ser. IIA Earth Planet. Sci.* 331, 187–193. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01408-7](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01408-7).
- Jubertie, F., 2006. Les excès climatiques dans le Massif central français. L'impact des temps forts pluviométriques et anémométriques en Auvergne. Université Blaise Pascal - Clermont Ferrand II.
- Kageyama, M., Nebout, N.C., Sepulchre, P., Peyron, O., Krinner, G., Ramstein, G., Cazet, J.-P., 2005. The Last Glacial Maximum and Heinrich Event 1 in terms of climate and vegetation around the Alboran Sea: a preliminary model-data comparison. *Compt. Rendus Geosci.* 337, 983–992. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.04.012>.
- Kirkbride, M.P., Winkler, S., 2012. Correlation of Late Quaternary moraines: impact of climate variability, glacier response, and chronological resolution. *Quat. Sci. Rev.* 46, 1–29. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.002>.
- Kleman, J., Borgström, I., 1996. Reconstruction of palaeo-ice sheets: the use of geomorphological data. *Earth Surf. Process. Landforms* 21, 893–909. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199610\)21:10<893::AID-ESP620>3.0.CO;2-U](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199610)21:10<893::AID-ESP620>3.0.CO;2-U).
- Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U.C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., von Gostomski, ChL., Kossert, K., Maiti, M., Poutivtsev, M., Remmert, A., 2010. A new value for the half-life of ¹⁰Be by

- Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. Atoms* 268, 187–191. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.020>.
- Kuhlemann, J., Röhling, 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. <https://doi.org/10.1126/science.1157638>.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth Planet Sci. Lett.* 104, 424–439.
- Laville, H., Raynal, J.P., Texier, J.P., 1986. Le dernier interglaciaire et le cycle climatique würmien dans le Sud-Ouest et le Massif Central Français. *Bull. Assoc. Fr. Étude Quat.* 23, 35–46. <https://doi.org/10.3406/quate.1986.1791>.
- Lécuyer, C., Hillaire-Marcel, C., Burke, A., Julien, M.-A., Hélie, J.-F., 2021. Temperature and precipitation regime in LGM human refugia of southwestern Europe inferred from $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ of large mammal remains. *Quat. Sci. Rev.* 255, 106796. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106796>.
- Leibrandt, S., 2011. Reconstitution de l'évolution morpho-structurale et de la dynamique éruptive du massif du Cantal: relation avec la distribution spatio-temporelle du volcanisme du Massif Central (France). *Univ. Paris Sud 2*.
- Lenoble, A., Bertran, P., Mercier, N., Sitzia, L., 2012. Le site du Lac Bleu et la question de l'extension du pergélisol en France au Pléistocène supérieur 18.
- Lifton, N., Sato, T., Dunai, T.J., 2014. Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. *Earth Planet Sci. Lett.* 386, 149–160. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.052>.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>.
- Livingstone, S.J., Evans, D.J.A., Ó Cofaigh, C., Hopkins, J., 2010. The Brampton kame belt and Pennine escarpment meltwater channel system (Cumbria, UK): morphology, sedimentology and formation. In: *Proceedings of the Geologists' Association, Quaternary Geology of the British Isles: Part 2* 121, pp. 423–443. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2009.10.005>.
- Lovell, H., Livingstone, S.J., Boston, C.M., Booth, A.D., Storrar, R.D., Barr, I.D., 2019. Complex kame belt morphology, stratigraphy and architecture. *Earth Surf. Process. Landforms* 44, 2685–2702. <https://doi.org/10.1002/esp.4696>.
- Ludwig, P., Shao, Y., Kehl, M., Weniger, G.-C., 2018. The Last Glacial Maximum and Heinrich event I on the Iberian Peninsula: a regional climate modelling study for understanding human settlement patterns. *Global Planet. Change* 170, 34–47. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.08.006>.
- 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. *Nat. Commun.* 6, 6344. <https://doi.org/10.1038/ncomms7344>.
- Manley, G., 1955. On the occurrence of ice domes and permanently snow-covered summits. *J. Glaciol.* 2, 453–456. <https://doi.org/10.3189/002214355793702244>.
- Merchel, Herpers, 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Ract* 84, 215. <https://doi.org/10.1524/ract.1999.84.4.215>.
- Merchel, S., Arnold, M., Aumaitre, 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. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. Atoms* 266, 4921–4926. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2008.07.031>.
- Miras, Y., Guenet, P., 2013. Une histoire plurimillénaire des paysages du Cézallier et ses liens avec les activités agrosylvo-pastorales depuis le Néolithique à partir de l'analyse pollinique de la tourbière de La Borie (1170 m, Saint-Saturin, Cantal), vol. 17.
- Monegato, G., Ravazzi, C., Donegana, M., Pini, R., Calderoni, G., Wick, L., 2007. Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). *Quat. Res.* 68, 284–302. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.07.002>.
- Monegato, G., Scardia, G., Hajdas, I., Rizzini, F., Piccin, A., 2017. The Alpine LGM in the boreal ice-sheets game. *Sci. Rep.* 7, 2078. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-02148-7>.
- Palacios, D., Gomez-Ortiz, A., Alcalá, J., Andrés, N., Oliva, M., Tanarro, L.M., Franch, F.S., Schimmelpfennig, L., Fernandez-Fernandez, J.M., Léanni, L., Aster Team, 2019. The challenging application of cosmogenic dating methods in residual glacial landforms: the case of Sierra Nevada (Spain). *Geomorphology* 103–118. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.10.006>.
- Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Martínez-García, B., Varela, Z., 2020. Palaeoceanographic and palaeoclimatic changes during the last 37,000 years detected in the SE Bay of Biscay based on benthic foraminifera. *Quat. Int.* 566–567, 323–336. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.03.043>.
- Peyron, O., Guiot, J., Cheddadi, R., Tarasov, P., Reille, M., Beaulieu, J.-L. (de), Bottema, S., Andrieu, V., 1998. Climatic reconstruction in Europe for 18,000 yr BP from pollen data. *Quat. Res.* 49, 183–196. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1961>.
- Poiraud, A., 2012. Les glissements de terrain dans le bassin tertiaire volcanisé du Puy-en-Velay (Massif central, France): caractérisation, facteurs de contrôle et cartographie de l'aléa. *Univ. Clermont II*.
- Poizat, M., 1973. Sédimentation et phénomènes glaciaires et fluvio-glaciaires en Aubrac. *Univ. de Provence*.
- Poizat, M., Rousset, C., 1975. Les calottes de glace quaternaires des Monts d'Aubrac (Massif central, France): caractéristiques, contexte paléoclimatique. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.* 17, 171–190.
- Ponel, P., Russell Coope, G., 1990. Lateglacial and early flandrian Coleoptera from La taphanel, massif central, France: climatic and ecological implications. *J. Quat. Sci.* 5, 235–249. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390050306>.
- Ponel, P., Guiter, F., Gandouin, E., Pailles, C., Rioual, P., Djamali, M., Andrieu-Ponel, V., Leydet, M., Van der Putten, N., de Beaulieu, J.-L., 2016. Novel insights from coleopteran and pollen evidence into the Lateglacial/Holocene transition in Aubrac, French Massif Central. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 463, 83–102. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.09.020>.
- Putkonen, J., O'Neal, M., 2006. Degradation of unconsolidated Quaternary landforms in the western North America. *Geomorphology* 75, 408–419. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.07.024>.
- Putkonen, J., Swanson, T., 2003. Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quat. Res.* 59, 255–261. [https://doi.org/10.1016/S0033-5894\(03\)00006-1](https://doi.org/10.1016/S0033-5894(03)00006-1).
- Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Blunier, S.L., et al., 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, 14–25. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>.
- Rea, B.R., Evans, D.J.A., 2003. Plateau icefield land systems. In: *Glacial Land Systems (London)*.
- Rea, B.R., Whalley, W.B., Dixon, T.S., Gordon, J.E., 1999. Plateau icefields as contributing areas to valley glaciers and the potential impact on reconstructed ELAs: a case study from the Lyngen Alps, North Norway. *Ann. Glaciol.* 28, 97–102. <https://doi.org/10.3189/172756499781822020>.
- Reille, M., Beaulieu, J.-L. (de), 1988. History of the Würm and Holocene vegetation in western Velay (Massif Central, France): a comparison of pollen analysis from three corings at Lac du Bouchet. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 54, 233–248.
- Reimer, P.J., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* 62 (4), 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>.
- Reixach, T., Delmas, M., Braucher, R., Gunnell, Y., Mahé, C., Calvet, M., 2021. Climatic conditions between 19 and 12 ka in the eastern Pyrenees, and wider implications for atmospheric circulation patterns in Europe. *Quat. Sci. Rev.* 260, 106923. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106923>.
- Rousset, C., 1963. Essai de géomorphologie du bassin supérieur du Douou (Aubrac sud-oriental): le glacier du Douou. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 946–952.
- Rousset, C., 1970. Détermination morphologique et climatique de l'évolution des calottes glaciaires quaternaires dans les Monts d'Aubrac (Massif central, France). *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences* 270, 464–467.
- Salgueiro, E., Voelker, A.H.L., de Abreu, L., Abrantes, F., Meggers, H., Wefer, G., 2010. Temperature and productivity changes off the western Iberian margin during the last 150 ky. *Quat. Sci. Rev.* 29, 680–695. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.013>.
- Samworth, E.A., Warburton, E.K., Engelbertink, G.A.P., 1972. Beta decay of the ^{26}Al ground state. *Phys. Rev. C* 5, 138–142. <https://doi.org/10.1103/PhysRevC.5.138>.
- Sanchez Goni, M.F., Harrison, S.P., 2010. Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: concepts and terminology. *Quat. Sci. Rev.* 29, 2823–2827. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.014>.
- Shakun, J.D., Carlson, A.E., 2010. A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quat. Sci. Rev.* 29 (15–16), 1801–1816. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.03.016>.
- Sitzia, L., Bertran, P., Bahain, J.-J., Bateman, M.D., Hernandez, M., Garon, H., de Lafontaine, G., Mercier, N., Leroyer, C., Queffelec, A., Voinchet, P., 2015. The Quaternary coversands of southwest France. *Quat. Sci. Rev.* 124, 84–105. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.019>.
- Stokes, C.R., Tarasov, L., Blomdin, R., Cronin, T.M., Fisher, T.G., Gyllencreutz, R., Hättestrand, C., Heyman, J., Hindmarsh, R.C.A., Hughes, A.L.C., Jakobsson, M., Kirchner, N., Livingstone, S.J., Margold, M., Murtton, J.B., Noormets, R., Peltier, W.R., Peteet, D.M., Piper, D.J.W., Preusser, F., Renssen, H., Roberts, D.H., Roche, D.M., Saint-Ange, F., Stroeven, A.P., Teller, J.T., 2015. On the reconstruction of palaeo-ice sheets: recent advances and future challenges. *Quat. Sci. Rev.* 125, 15–49. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.07.016>.
- Stone, J., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *J. Geophys. Res.* 105 (23), 753–759.
- Tomkins, M.D., Dortch, J.M., Hughes, P.D., Huck, J.J., Pallàs, R., Rodés, Á., Allard, J.L., Stimson, A.G., Bourlès, D., Rinterknecht, V., Jomelli, V., Rodríguez-Rodríguez, L., Copons, R., Barr, I.D., Darvill, C.M., Bishop, T., 2021. Moraine crest or slope: an analysis of the effects of boulder position on cosmogenic exposure age. *Earth Planet Sci. Lett.* 570, 117092. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117092>.
- Valadas, B., 1984. Les hautes terres du Massif central français: contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. *Univ. Panthéon-Sorbonne, Paris I*.
- Valadas, B., Veyret, Y., 1981. Englacement quaternaire et enneigement actuel de l'Aubrac et du Cantal. *Rev. Geogr. Pyrenees Sud-Ouest* 52, 201–215. <https://doi.org/10.3406/rpso.1981.4594>.
- Van Vliet-Lanoë, B., Valadas, B., Vergne, V., 1991. La paléogéographie de l'Europe centre-occidentale au Weichselien. *Réflexions sur les paléosols et l'inertie*

- climatique : la place du Massif Central. *Quaternaire* 2, 134–146. <https://doi.org/10.3406/quate.1991.1963>.
- Vergne, V., 1991. Les paysages végétaux d'Artense au Tardiglaciaire et à l'Holocène (Vegetal landscapes in the Artense region during Late-glacial and Holocene). *Bull. Assoc. Geogr. Fr.* 68, 23–28. <https://doi.org/10.3406/bagf.1991.1555>.
- Veyret, Y., 1978. Les modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français : problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne. Univ. Panthéon-Sorbonne (Paris I).
- Veyret-Mekdjian, Y., Brousse, P., Delibrias, G., 1978. Première datation d'un épisode glaciaire récent dans le Massif central français. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences* 286, 1089–1092.
- Wirsig, C., Zasadni, J., Christl, M., Akçar, N., Ivy-Ochs, S., 2016. Dating the onset of LGM ice surface lowering in the High Alps. *Quat. Sci. Rev.* 143, 37–50. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.001>.
- Zreda, M.G., Phillips, F.M., Elmore, D., 1994. Cosmogenic ³⁶Cl accumulation in unstable landforms: 2. Simulations and measurements on eroding moraines. *Water Resour. Res.* 30, 3127–3136. <https://doi.org/10.1029/94WR00760>.

CONCLUSION DE LA PARTIE 1

Dans les Monts d'Aubrac, la combinaison (1) d'arguments géomorphologiques nets, témoins d'environnements proglaciaires successifs mêlant formes construites et assemblages sédimentaires (**Chap. 1**) et (2) de datations par ^{10}Be et ^{26}Al sur blocs erratiques enchâssés dans les cordons morainiques (**Chap. 2**), permet de proposer une nouvelle chronologie des fluctuations glaciaires. Elle situe l'ensemble des formes et formations glaciaires étudiées au MIS 2 (29 – 11 ka), et conforte les propositions de chronologies glaciaires précédentes (relatives et indirectes). Surtout, ce travail a précisé le calendrier des fluctuations glaciaires en individualisant les principaux stades d'englacements :

- le *Local Last Glacier Maximum* (LLGM) est daté autour de 26-24 ka, ce qui correspond au stade d'englacement maximal (LGM) ;

- la Récurrence est datée autour de 23-20 ka ;

- le stade de Bouquincan est daté à 16-18 ka et interprété comme une phase de stabilisation dans une tendance générale au retrait, durant le Dryas ancien ;

- la déglaciation complète de l'Aubrac intervient autour de 17-16 ka, avant la fin du Dryas ancien.

Les Stades de Heinrich (HSE) 2 et 1 apparaissent comme des moteurs majeurs dans les dynamiques d'englacement des Monts d'Aubrac. Ils sont suspectés de moduler la disponibilité des flux pourvoyeurs de précipitations neigeuses selon deux modalités contrastées :

- un LLGM synchrone du HE 2, associé à des flux humides forts venus du sud (flux d'origine méditerranéenne),

- la déglaciation, synchrone du HE 1, dans un contexte général de forte aridité (flux atlantique stoppé).

PARTIE 2

L'englacement pléistocène dans les Monts du Cantal : reconstitution géomorphologique et chronologique



L'approche méthodologique, testée dans les Monts d'Aubrac, est étendue vers le nord, dans les Monts du Cantal et sur le plateau du Cézallier. Pour tenir compte des particularités connues de l'englacement du stratovolcan, l'approche est adaptée avec :

- une zone d'étude focalisée sur la moitié sud du Cantal. En effet, sur sa moitié nord, la coalescence des glaces issues du Cantal, du Cézallier et des Monts Dore (CCMD) imposerait l'étude d'un système trop vaste dans le cadre de cette thèse ;

- la combinaison du ^{10}Be , du ^{26}Al (tous deux produits dans les quartz) et du ^{36}Cl (produit dans les roches

volcaniques) pour investir la diversité géologique du Cantal ;

- l'application des NCT produits *in situ* à différentes formes et formations glaciaires pour dater les sites clés identifiés par l'analyse morphostratigraphique : blocs erratiques, surfaces d'érosion et moraines.

Cette approche adaptée est d'abord appliquée à la séquence glaciaire la mieux décrite du Massif central et conservée dans la vallée de la Cère (Cantal) (**Chap. 3**), puis aux autres assemblages morphostratigraphiques clés du Cantal et du Cézallier (**Chap. 4**).

Bloc erratique de basalte (CTL-16) sur les pentes ouest du Cézallier, vue sur la vallée d'Allanche et le plateau du Limon (nord-est du Cantal), le 12 décembre 2022.

SOMMAIRE DE LA PARTIE 2

CHAPITRE 3

Deglaciation and postglacial evolution of the Cère Valley (Cantal, French Massif Central) based on geomorphological mapping, ³⁶ Cl surface exposure dating and glacier modelling	94
1. Introduction	95
2. Study area	97
3. Methodology	97
4. Results.....	101
5. Interpretation and disucussion	105
6. Conclusion.....	107

CHAPITRE 4

Late Pleistocene glaciation in the Cantal Mountains and on the Cézallier Plateau (western Massif Central, France): insights from glacial geomorphology and surface exposure dating.....	112
1. Introduction.....	114
2. Study area	117
3. Methods.....	119
4. Results.....	125
5. Interpretation and discussion	139
6. Conclusion.....	147
Appendix A	149
Appendix B	157

CHAPITRE 3

Deglaciation and postglacial evolution of the Cère Valley (Cantal, French Massif Central) based on geomorphological mapping, ^{36}Cl surface exposure dating and glacier modelling*

**Ce chapitre correspond à la version publiée de l'article de même nom, dans Journal of Quaternary Science ; Ancrenaz et al. (2023) - DOI: 10.1002/jqs.3491.*

Deglaciation and postglacial evolution of the Cère Valley (Cantal, French Massif Central) based on geomorphological mapping, ^{36}Cl surface exposure dating and glacier modelling

ARTHUR ANCRENAZ,^{1*} STÉPHANE POCHAT,² VINCENT RINTERKNECHT,³ LAURA RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ,⁴ EMMANUELLE DEFIVE,¹ ALEXANDRE POIRAUD,¹ VINCENT JOMELLI,³ IRENE SCHIMMELPFENNIG³ and ASTER TEAM^{3†}

¹Université Clermont Auvergne, CNRS, GEOLAB, F-63000, Clermont-Ferrand, France

²Laboratoire de Planétologie et Géosciences, LPG, UMR 6112, Nantes Université, CNRS, France

³Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRAE, CEREGE, BP 80, 13545, Aix-en-Provence Cedex 4, France

⁴Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, c/Jesús Arias de Velasco s/n, 33005, Oviedo, Spain

Received 10 April 2022; Revised 27 October 2022; Accepted 23 November 2022

ABSTRACT: The landform assemblage in the Cère Valley (Cantal, France) provides one of the most complete sequences for Late Pleistocene glacial fluctuations in the French Massif Central. However, the associated glacial chronology has been debated since the 1980s. This paper aims to improve the glacial chronology of the Cère Valley using ^{36}Cl surface exposure ages. Geomorphological results define two glacier stadials with reconstructed equilibrium line altitudes of 1078 ± 43 and 1152 ± 34 m above sea level. These results are comparable to those obtained in the Alps or the Pyrenees during the Last Glacial Maximum (26–19.5 ka). However, ^{36}Cl surface exposure ages are centred around the Younger Dryas (YD), between 13 and 11 ka ($n=4$). We suggest that these ^{36}Cl ages are not related to a standstill during the YD but rather to the effects of the postglacial evolution of the Cère Valley. We investigate two geomorphological end-member scenarios to explain the postponed exposure of sampled boulders: the Aurillac Lake scenario and the later fluvial incision scenario. While the nature of the geomorphological events leading to the boulder exhumation is not fully resolved, we highlight a long phase of postglacial evolution in the Cère Valley. © 2023 John Wiley & Sons, Ltd.

KEYWORDS: ^{36}Cl surface exposure dating; Cantal; glacial geomorphology; Late Pleistocene; palaeoclimate

Introduction

At present, the glacial history of the Cantal-Cézallier-Monts Dore (CCMD) in the French Massif Central is poorly known despite early observations of past glacial imprints (Boule, 1896, 1895; Glangeaud, 1921; Julien and Laval, 1868; Rames, 1873) that led to numerous geomorphological studies (Boisse de Black, 1951; Goër de Hervé, 1972; Valadas, 1984; Van Dorsser, 1986, 1982; Veyret, 1978). This is especially true when it comes to the last glacial extents and timing for which large uncertainties remain (Defive *et al.*, 2019; Etlicher and Goër de Hervé, 1988). The geomorphological reconstructions of the CCMD glacier system were based on a sequence of end moraines located in the main Cantal valleys (Cère, Authre, Jordanne, Alagnon, Rhue) and Monts Dore valleys (Dordogne, Tarentaine) (Boisse de Black, 1951; Goër de Hervé, 1972; Valadas, 1984; Veyret, 1978). Most of the glacial remnants were associated with the last glaciation and are used to define three glacial stadials. The oldest, inferred to the Local Last Glacial Maximum (LLGM), was defined by the outermost end moraines or till deposits. A younger glacier re-advance, locally named the Recurrence Event, was defined by end moraines located upstream of the LLGM deposits. The end of the Recurrence Event started with the lowland deglaciation, i.e. Artense plateau and lower parts of valleys and plateaus of the CCMD. A final cirque glacier stadial was represented by end moraines located in two main Cantal head valleys:

the Impradine and Lagnon valleys (Valadas, 1984). In addition, isolated patches of till were interpreted as pre-LLGM deposits and were associated with Middle-Pleistocene glaciations based on their location downstream of the LLGM deposits and their more intense weathered aspect (Goër de Hervé, 1972; Van Dorsser, 1982; Veyret, 1978).

The existing chronologies of the deglaciation sequence were constrained by indirect palaeoenvironmental data. The timing of the LLGM was correlated with the timing of the glacier maximum extent in the Alps (Veyret, 1978), which is attributed to the global Last Glacial Maximum (LGM) (27.5–23.3 ka *sensu* Hughes and Gibbard, 2015). The timing of the last deglaciation in the Cantal Mountains is constrained by a single radiocarbon age (Veyret-Mekdjian *et al.*, 1978) obtained from the Lugarde kame terrace in the Sautoire Valley at 900 m above sea level (a.s.l.) (north of Cantal; Fig. 1 for the location). This kame deposit includes a layer rich in organic matter dated from 17.1 to 15.7 ka cal BP (2 sigma radiocarbon age calibrated with the CLAM v.2.3.2 software and the 'IntCal20' calibration curve; Blaauw, 2010; Reimer *et al.*, 2020) that was buried by a till deposit associated with a glacier advance. In addition, indirect chronological boundaries for deglaciation steps were provided by a pollen stratigraphy established in the CCMD deglaciated slopes. The typical Oldest Dryas (18.5–15.3 ka *sensu* Degeai and Pastre, 2009) pollinic assemblage defined at the Lake Bouchet at 1250 m a.s.l. (Fig. 1 for location) is *Artemisia optimum* with increasing *Juniperus* and *Betula* (Reille and Beaulieu, 1988). This assemblage was reported in the CCMD deglaciated slopes but not directly dated: (i) on the Artense plateau between ~400 and ~1000 m a.s.l. (Vergne, 1991); (ii) on the northern flank of the Cantal at the Taphanel

*Correspondence: Arthur Ancrenaz, as above.

Email: arthur.ancrenaz@doctorant.uca.fr

†ASTER Team: Georges Aumaître, D. Bourlès, K. Keddadouche

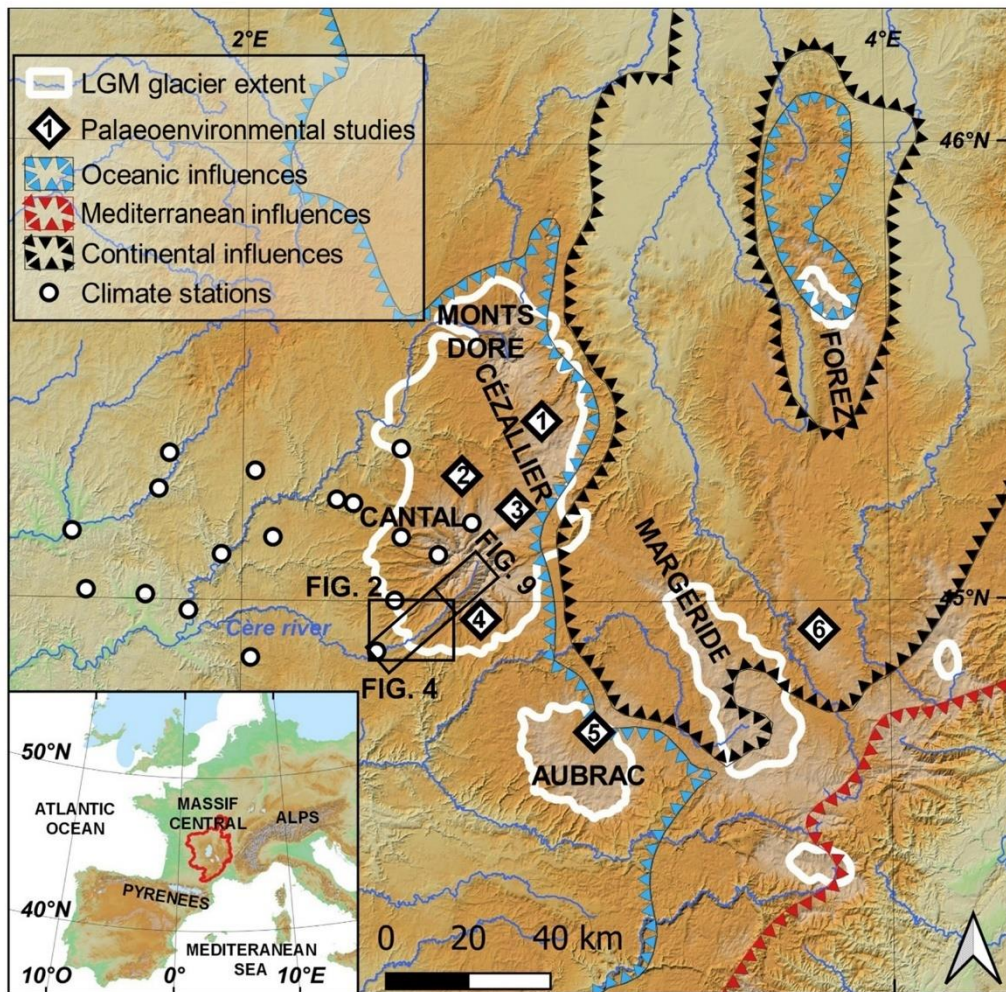


Figure 1. Location map of the Cère Valley in the Cantal–Cézallier–Mont Dore glacial system (CCMD), with Local Last Glacial Maximum (LLGM) extent in the Massif Central (Ehlers *et al.*, 2011), and main actual atmospheric influences. Numbers correspond to localities cited in the main text: (1) Godivelle, (2) Lugarde kame terrace from where the ^{14}C age was obtained, (3) Taphanel, (4) Peyre, (5) Roustières, (6) Lake Bouchet. [Color figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

site, 975 m a.s.l. (Ponel *et al.*, 1991; Ponel and Russell Coope, 1990); and (iii) on the southern flank of the Cantal at the Peyre site, 1100 m a.s.l. (Miras *et al.*, 2006) (Fig. 1 for the location). In the Aubrac Mountains, at the Roustières site (1195 m a.s.l.; Fig. 1), radiocarbon ages for this pollinic assemblage range between 17.7 and 15.0 ka cal BP (Gandouin *et al.*, 2016; Ponel *et al.*, 2016). According to these local palaeoenvironmental data, two different relative chronologies for deglaciation steps in the CCMD are still debated (Veyret, 1978; Etlicher and Goër de Hervé, 1988):

- After Veyret (1978), the Recurrence Event buried the Lugarde kame terrace during the Oldest Dryas. CCMD lowlands were deglaciated at the end of the Oldest Dryas and the beginning of the Bølling–Allerød (15.3–12.8 ka *sensu* Degeai and Pastre, 2009). Finally, the timing of the cirque glacier stadial was correlated with the Younger Dryas (YD) cold event, between 12.8 and 11.7 ka (*sensu* Degeai and Pastre, 2009).
- After Etlicher and Goër de Hervé (1988), the Recurrence Event was older than the Oldest Dryas. The till that buried the Lugarde kame terrace was associated with a minor glacier advance after the lowland deglaciation. This advance took place at the latest during the Oldest Dryas.

The cirque glacier stadial was correlated with the Oldest Dryas or the Bølling–Allerød.

The latter relative chronology for the CCMD deglaciation steps (Etlicher and Goër de Hervé, 1988) is broadly supported by direct chronological constraints established in the neighbouring Aubrac Mountains by ^{10}Be and ^{26}Al exposure ages (Ancrenaz *et al.*, 2022). In this area, glacial fluctuations from the LLGM to the last glacial advance were reported by geomorphological mapping and were dated between 27 and 17 ka. The full deglaciation of the Aubrac was dated to ~17 ka, during the Oldest Dryas. These findings are comparable to findings obtained at a regional scale. For example, LGM glacier advances were identified in the Alps (Wirsig *et al.*, 2016 and references therein), in the Pyrenees (Calvet *et al.*, 2011; Reixach *et al.*, 2021) and on the Iberian Peninsula (Dominguez-Villar *et al.*, 2013). Glacier recessions started at ~19 ka in the Alps (Wirsig *et al.*, 2016) or ~20 ka in the Pyrenees (Delmas *et al.*, 2011) and the Oldest Dryas was recognised as a glacier recession period over the entire Mediterranean basin (Allard *et al.*, 2021).

The aim of this study is to update the existing indirect and relative chronology for the CCMD glaciation by revising the

morphostratigraphic framework in the Cère Valley (Cantal). We combined ^{36}Cl surface exposure dating and former glacier geometry modelling to reconstruct palaeo-equilibrium line altitudes (ELAs) and associated climatic conditions during the last deglaciation. We chose the Cère Valley (Cantal) because the most complete sequence of glacier fluctuations in the CCMD, and by extension in the Massif Central, has been preserved. Four main features were described: (i) the Tronquières moraine, a pre-LLGM glacial deposit; (ii) the Carnéjac terminal moraine and associated proglacial outwash that delimits the LLGM; (iii) the Polminhac recessional moraine delimiting the Recurrence Event; and (iv) the Vic-sur-Cère end moraine delimiting a glacier standstill during the deglaciation.

Study area

The Cère Valley is one of the deepest (350–150 m) and longest (30 km) radial valleys of the Cantal Mountains, a Mio-Pliocene stratovolcano. As other Cantal valleys, the Cère Valley was formed by the combined action of fluvial and glacial erosion in favourable volcano-tectonic settings (Valadas, 1984). The upper part of the valley, from the Col de Font de Cère at 1290 m a.s.l. to the Pas de la Cère (~700 m a.s.l.), developed into trachyandesite along 15 km (Leibrandt, 2011; Nehlig *et al.*, 2001). The lower part of the Cère Valley, from the Pas de la Cère to the Aurillac basin was incised into volcanic breccias, mainly debris avalanch or debris flow (Arnaud *et al.*, 2002), Oligo–Miocene sediments and Paleozoic basement. Valley slopes were affected by large landslides of various nature (mainly deep-seated gravitational slope deformation and rock-fall) but of unknown age and favoured by geological and topographic settings (Valadas, 1984; Van Dorsser, 1982, 1986).

During the LLGM, the Cantal glacier was a radially drained icefield or icecap ($2.5 \times 10^3 \text{ km}^2$) with an accumulation zone centred over the northwestern part of the Cantal (Goër de Hervé, 1972; Veyret, 1978) (Fig. 1). Radial valleys, such as the Cère Valley, canalised glacier outlets from the central accumulation zone towards the margin. The orographic effect of the Cantal (west windward exposed slopes are much wetter than downwind exposed slopes) is responsible for the dissymmetric extent of valley glaciers (Veyret, 1978). The northwestern Cantal valleys were occupied by longer glaciers, up to 30 km, and the eastern valleys were occupied by shorter glaciers, up to 20 km (Fig. 1). To the north, the Cantal, the Cézallier and the Monts Dore glaciers were coalescent, forming the CCMD glacier system (Fig. 1). The Cère glacier extended from the Col de Fond de Cère to the Aurillac basin at ~600 m. The particularity of the lower part of the Cère Valley is related to its flat bottom, with infilling of Pleistocene fluvio-glacial sediments (Van Dorsser, 1982; Veyret, 1978) reaching up to 10–20 m thick (Fig. 2).

Methodology

Glacial features inventory

Our geomorphological mapping aims to decipher the distribution of Late Pleistocene glacial landforms and sediments, paying special attention to ice-marginal landforms that indicate the extents of former glaciers (Kleman and Borgström, 1996). Postglacial deposits, generated by slopes or fluvial processes, such as landslides, colluvial accumulation, alluvial fans or alluvial terraces were also mapped. The mapping was elaborated using: (i) the inventory of glacial features from the literature (Boisse de Black, 1951; Valadas, 1984; Van Dorsser, 1982; Veyret, 1978); (ii) aerial photography (25 cm resolution)

and digital elevation models (DEMs; 1 m resolution from LIDAR) delivered by the Institut national de l'information géographique et forestière (IGN); and (iii) *in situ* (i.e. in the field) verification and description. Mapping was performed using geographical information system (GIS) software (ArcGis).

Surface exposure dating using ^{36}Cl

Sampling strategy

In the Cère Valley, six moraine boulders were identified as suitable objects for surface exposure dating (Fig. 3). One was located on the Cavanhac plateau (sample CTL-04), three on the Carnéjac end-moraine (samples CTL-01, -02, -03) and two on the Polminhac end-moraine (samples CTL-20, -21) (Figs. 2 and 3). Samples for ^{36}Cl dating were collected in the field from top flat surfaces (up to 5 cm thick) of volcanic boulders (basalt and volcanic breccias) using a hammer and a chisel. Sampling was performed on moraine boulders with a broad base embedded in the glacial landform to minimise potential post-depositional disturbance. Sample locations and elevations were recorded using a hand-held GPS with elevations cross-checked with the DEM. Skyline measurements were taken using a compass-clinometer and topographic shielding factors were calculated using the skyline calculator within the CRONUS online calculator (Balco *et al.*, 2008; http://stoneage.ice-d.org/math/skyline/skyline_in.html; accessed 14 September 2019). Sample information is reported in Table 1.

Sample preparation and age calculation

Samples were crushed and sieved to 250–500 μm at CEREGE (Aix-en-Provence, France). Chlorine was extracted and purified from whole-rock samples to produce AgCl for accelerator mass spectrometry (AMS) analysis, following the procedure described by Schimmelpfennig *et al.* (2011). About 2 g of the bulk rock and 2 g of the chemically treated sample fractions were sent to SARM (Nancy, France) for chemical composition analyses (Tables 2 and 3). $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ and $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ ratios were measured by AMS at the 5 MV accelerator ASTER at CEREGE (Arnold *et al.*, 2013). Use of an isotopically enriched carrier allows simultaneous determination of the ^{36}Cl and the natural Cl concentrations of the dissolved samples. For normalisation of the $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ ratios, an in-house standard with a given $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ value of $1.42 \pm 0.02 \times 10^{-12}$ was used (Merchel *et al.*, 2011). Blank corrections were performed by subtracting the number of atoms of ^{36}Cl and Cl in the blanks from those in the samples, respectively.

^{36}Cl ages were calculated with the Excel spreadsheet of Schimmelpfennig *et al.* (2009), using the time-invariant scaling method from Stone (2000) and employing the following ^{36}Cl production rates, referenced to sea level and high latitude: $42.2 \pm 4.8 \text{ atoms } ^{36}\text{Cl} (\text{g Ca})^{-1} \text{ yr}^{-1}$ for spallation of Ca (Schimmelpfennig *et al.*, 2011), $148.1 \pm 7.8 \text{ atoms } ^{36}\text{Cl} (\text{g K})^{-1} \text{ yr}^{-1}$ for spallation of K (Schimmelpfennig *et al.*, 2014), $13.0 \pm 3.0 \text{ atoms } ^{36}\text{Cl} (\text{g Ti})^{-1} \text{ yr}^{-1}$ for spallation of Ti (Fink *et al.*, 2000), $1.9 \pm 0.2 \text{ atoms } ^{36}\text{Cl} (\text{g Fe})^{-1} \text{ yr}^{-1}$ for spallation of Fe (Stone *et al.*, 1996), and $696 \pm 185 \text{ neutrons } (\text{g air})^{-1} \text{ yr}^{-1}$ for the production rate of epithermal neutrons from fast neutrons in the atmosphere at the land/atmosphere interface (Marrero *et al.*, 2016a). A high-energy neutron attenuation length of 160 g cm^{-2} was used.

As the values of several ^{36}Cl production rates are still under discussion, most importantly the one for spallation of Ca (Schimmelpfennig *et al.*, 2011; Marrero *et al.*, 2016a), we also calculated the exposure ages using the calculator by Marrero *et al.* (2016b), which incorporates default production rates

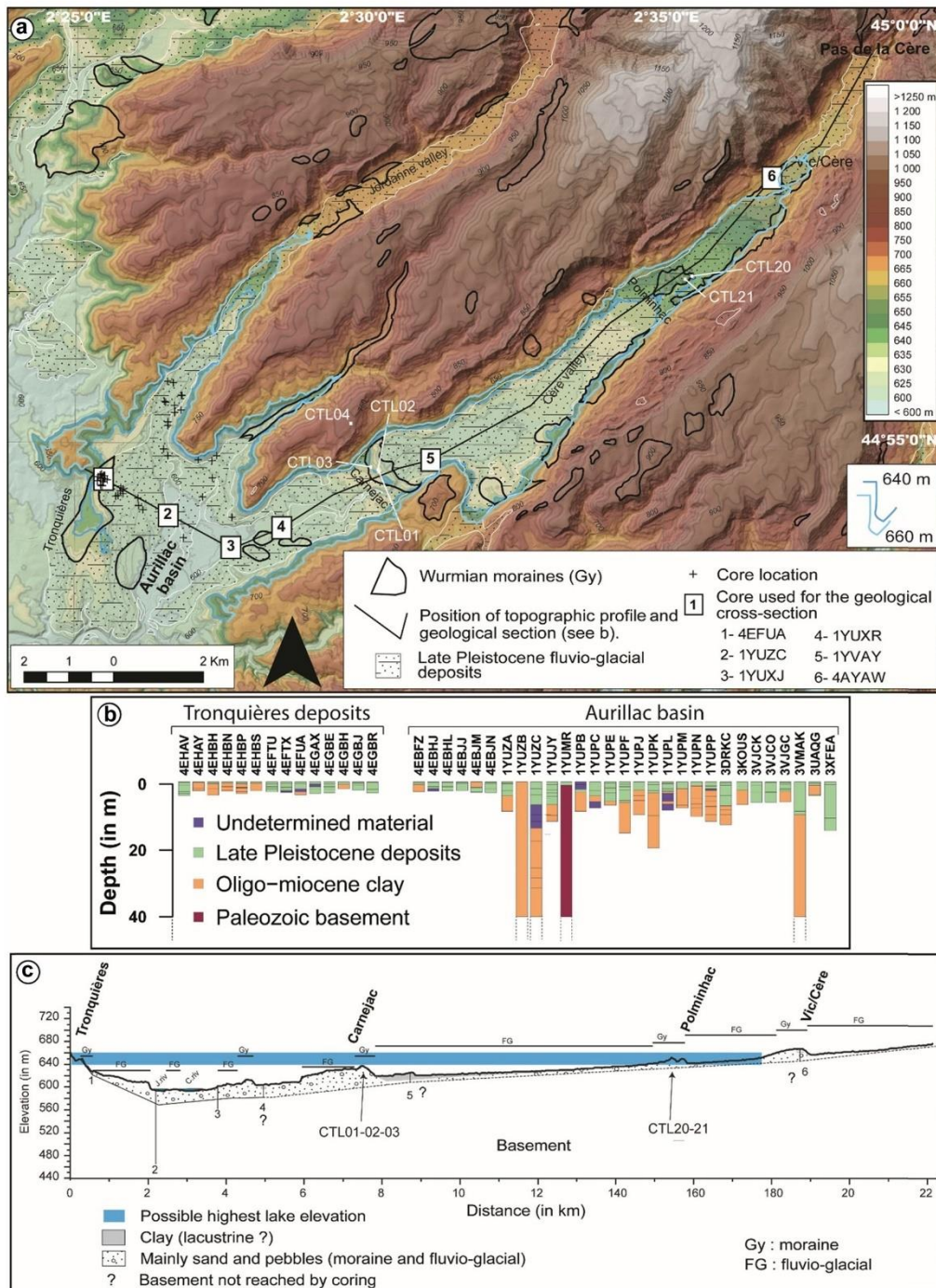


Figure 2. (a). Map of glacial and associated deposits in the lower Cère Valley, between the Pas de la Cère and the Aurillac basin, according to the 1:50 000 geological survey map (Brousse *et al.*, 1972) and location of geological cores (data available at <http://infoterre.brgm.fr>). (b). Interpretation of geological cores from the Tronquières moraine and the Aurillac basin. (c). Interpreted geological cross-section of the lower Cère Valley, using a geological survey map (1:50 000) and the most developed geological cores. [Color figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

based on Marrero *et al.* (2016a) and the time-variant ('Lm') rather than the time-invariant ('St') scaling method used in the Excel spreadsheet of Schimmelpfennig *et al.* (2009). Due to the variations in the sample compositions and thus target element concentrations (Table 3), this leads to ages being between 0.3 ka younger and 0.2 ka older than when applying the

above-described methods. These differences do not affect our chronological reconstructions.

Typical values for the erosion rates of crystalline rocks are between 0.5 and 2.5 mm.ka⁻¹ in alpine environments (Balco, 2011) with a suggested value of 2 mm.ka⁻¹ at mid-latitude for homogeneous rocks (André, 2002). Our sampled surfaces come



Figure 3. Photographs of erratic boulders sampled for ^{36}Cl surface exposure dating. Fractures of the CTL-01 boulder are highlighted with white dashed lines. [Color figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/jqs.3491)]

Table 1. Characteristics of boulders for ^{36}Cl surface exposure dating.

Sample ID	Latitude	Longitude	Elevation	Boulder lithology	Sample density	Shielding factor	Sample thickness
	(°N)	(°E)	(m a.s.l.)		(g cm^{-3})		(cm)
CTL-01	44.9108	2.5019	639	basalt	3.0	1	2.0
CTL-02	44.9112	2.5014	646	breccia	2.6	1	3.5
CTL-03	44.9111	2.4984	640	breccia	2.6	1	2.6
CTL-04	44.9200	2.4945	818	breccia	2.6	1	1.1
CTL-20	44.9503	2.5897	649	breccia	2.6	0.9985	4.6
CTL-21	44.9509	2.5913	648	basalt	3.0	0.9985	5.9

from volcanic breccia boulders (CTL-02, -03, -04, -20) composed of diverse volcanic clasts embedded in a fissile matrix (Figs. 3B–3E). Erosion processes through physical or chemical weathering are expected to be efficient and conducive to higher erosion rates than for homogeneous crystalline rocks. For example, on Gran Canaria, exposure ages and erosion rates obtained from basaltic clasts embedded in volcanic breccias were calculated using ^3He (Williams *et al.*, 2005). Results ranged from 2.7 to 23.9 mm.k^{-1} for exposure ages between 25.6 and 226.2 ka. We applied three different erosion rates to our ^{36}Cl surface exposure

ages: 0, 10 and 20 mm.k^{-1} to quantified effects of various erosion rates.

Reconstruction of former glacier geometry, associated ELA and palaeoclimatic conditions

3D glacier reconstruction and ELA estimation

The geometry of the former Cère glacier was modelled in 3D using the GlaRe ArcToolBox for ArcGIS (Pellitero *et al.*, 2016) for

Table 2. Bulk composition of samples before chemical treatment, analysed at the SARM-CRPG (Nancy, France) by ICP-OES (major elements), ICP-MS (trace element), atomic absorption (Li), colorimetry (B) and spectrophotometry (Cl). Values in italics are averages from samples CTL-02, -03 for sample CTL-04.

Sample ID	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	LOI %	Total Cl (ppm)	Li (ppm)	B (ppm)	Sm (ppm)	Gd (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)
CTL-01	53.8	18.3	8.3	0.2	1.1	5.4	4.6	3.4	1.7	0.7	2.3	125	19.4	5.1	10.6	7.9	10.8	3.0
CTL-02	51.4	15.9	9.4	0.1	2.6	6.6	2.9	2.2	2.3	0.7	6.3	285	18.5	5.0	10.4	8.4	9.1	2.6
CTL-03	51.1	17.8	9.1	0.2	2.1	7.2	3.8	2.8	2.1	0.6	2.5	98	13.9	5.2	9.2	7.2	8.5	2.3
CTL-04	<i>51.2</i>	<i>16.9</i>	<i>9.3</i>	<i>0.1</i>	<i>2.3</i>	<i>6.9</i>	<i>3.3</i>	<i>2.5</i>	<i>2.2</i>	<i>0.6</i>	<i>4.4</i>	<i>192</i>	<i>16.2</i>	<i>5.1</i>	<i>9.8</i>	<i>7.8</i>	<i>8.8</i>	<i>2.4</i>
CTL-20	53.9	15.6	7.2	0.2	4.8	5.6	4.8	3.6	1.5	0.4	1.9	225	18.8	6.5	6.6	5.4	17.1	5.0
CTL-21	43.2	13.3	12.2	0.2	10.9	10.5	3.5	1.5	2.9	0.7	1.1	760	6.4	2.3	8.1	6.7	6.9	1.7

Table 3. Concentrations in major element (in %) and in Cl (in ppm) in sample splits after acid etching, analysed at the SARM-CRPG (Nancy, France) by ICP-OES.

Sample ID	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	LOI %	Total Cl (ppm)
CTL-01	59.39	18.69	5.27	0.06	0.63	3.79	5.25	4.14	1.72	<L.D.	0.89	99.81
CTL-02	56.75	16.41	6.03	0.09	2.83	7.65	3.41	2.63	2.27	0.16	1.47	99.69
CTL-03	55.20	15.60	9.24	0.11	2.70	6.28	3.86	3.41	2.90	<L.D.	0.45	99.75
CTL-04	58.50	16.01	6.24	0.09	2.18	6.12	3.55	3.42	2.27	0.14	1.80	100.30
CTL-20	57.13	17.78	5.02	0.08	2.60	8.75	3.20	2.18	1.43	0.15	2.15	268.53
CTL-21	56.36	19.23	4.20	0.06	1.84	7.71	3.89	2.56	1.68	0.20	1.76	98.74

the three glacial stadials recognised in the field (Fig. 4). This model assumes a perfect plasticity behaviour for glacier ice and applies the numerical iterative solution to the Van der Veen's equation (Benn and Hulton, 2010). The basal shear stress value generally lies between 50 kPa and 150 kPa (Benn and Evans, 2010). The appropriate basal shear stress value was estimated to match the reconstructed ice thickness according to geomorphological markers on the valley sides, i.e. lateral moraines. Ice-thickness profiles were reconstructed along 70 flowlines that were manually digitised along the main glacial valley trunk and its network tributaries. Glacier surface was interpolated using the *Topo to Raster* method to produce a 100 × 100 m cell-size resolution DEM of the former glacier surface topography. A valley-shape correction factor (*f*) of 0.7 (average *f* value obtained from 79 valley cross-sections) was applied to account for the valley morphology effect.

Palaeo-ELAs were estimated using the ELA Calculation ToolBox for ArcGIS (Pellitero *et al.*, 2015) and the area–altitude balance ratio method. Different balance ratio values were associated with different glacier/climate relationships and a range of 1.0–2.5 with 0.5 intervals was applied to consider the global balance ratio value reported in Rea (2009). The mean with its standard deviation was then reported for each glacial stadial.

The Cère Valley topography was affected by landslides, especially deep-seated landslides. The topography of the palaeo-glacier bed has an influence on the 3D glacier modelling and the ELA estimation (Pellitero *et al.*, 2016, 2015). In the absence of a robust chronology for the landslides, glacier modelling was run with both the post-landslide topography (i.e. the current topography) and the pre-landslide topography. The pre-landslide topography was reconstructed following the methodology given in Rodríguez-Rodríguez *et al.* (2018).

Palaeoclimatic reconstructions

As no glaciers are currently present in the Massif Central, a direct comparison between the current ELA and former ELAs was impossible. In order to estimate the amplitude of ELA changes and

to quantify the effect of oceanic influences that control the Cantal climate (Jubertie, 2006), the current theoretical ELA was assessed using current climatic conditions derived from 21 climatic stations located in western Cantal (Figs. 1 and 4A). Climatic conditions were extrapolated to higher altitude using a linear regression and plotted against the Ohmura equation (Fig. 4C) which provides a relationship between the mean summer temperature (MST in °C) and the mean annual precipitation (MAP in mm yr⁻¹) at the ELA (derived from an inventory of 70 glaciers in the world; Ohmura *et al.*, 1992). By graphic read out, the intersection between the extrapolated current climatic conditions above summits of the Cantal Mountains and the Ohmura equation yielded an MST of 7.6 ± 0.3°C and an MAP of 3162 ± 163 mm yr⁻¹. These climatic conditions were converted to elevation in metres, using current altitudinal lapse rates of 840 mm yr⁻¹.km⁻¹ and 5.0°C.km⁻¹ (Fig. 4A). A similar lapse rate for MST has been reconstructed reflecting the potential effects of dominant southwestern influences in the Cère Valley (Valadas, 1984) to 5.5°C.km⁻¹ (Genevois *et al.*, 2022). This yielded a current theoretical ELA at 2759 ± 28 m (Fig. 4C). A higher altitudinal lapse rate for MST (i.e. 5.5°C.km⁻¹) decreased the current theoretical ELA to 2634 m a.s.l. Once the ELA was calculated for current climatic conditions and for former glacial stadials, MST values were calculated according to a –90% to 0% change of MAP compared with present, using the Ohmura equation (Ohmura *et al.*, 1992) and current climatic gradients. This assumption did not account for palaeo-climatic gradients prevailing during the LGM and the Last Glacial-to-Interglacial Transition (LGIT) in Europe (Heyman *et al.*, 2013; Peyron *et al.*, 1998).

Mean July temperature (MJT) data reconstructed from chironomid assemblages of the Oldest Dryas and the YD at the Roustières sites were used to estimate theoretical MAP at the ELA (Figs. 1 and 4). These data indicate an MJT of 6–10°C for the Oldest Dryas and 10–13°C for the YD. These two periods are drier than today according to pollinic assemblages (Gandouin *et al.*, 2016; Ponel *et al.*, 2016). First, palaeo-MJTs were converted into MSTs using the current linear relationships (0.98 factor; Fig. 4B). Then the summer cooling was estimated by comparing palaeo-MSTs with current MSTs recorded by local climatic stations. This cooling was applied to the current climate

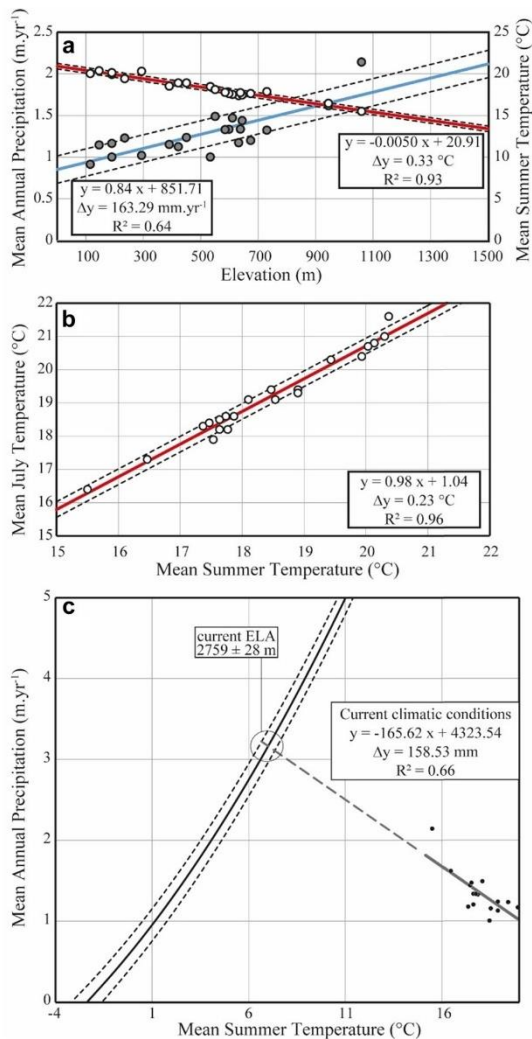


Figure 4. Climatic conditions in the western Cantal Mounts. (a). Mean summer temperature (MST) and mean annual precipitation (MAP) from the 21 climatic stations, plotted against elevation and associated elevation gradients. Black dots are mean annual precipitation. White dots are mean annual temperatures. (b). Linear regression of mean July temperature (MJT) against MST. (c). Calculated current theoretical equilibrium line altitude from interpolation of the 21 climatic stations against the Ohmura equation. [Color figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

in the Cère Valley to obtain theoretical MSTs during the period of interest. No correction for altitude was performed as the Roustières site altitude frame reconstructed ELAs for the Carnéjac and the Polminhac stadials. The Ohmura equation was used to calculate the associated MAP. As the Roustières elevation (1196 m a.s.l.) approximates the ELA reconstruction elevations for the Carnéjac and the Polminhac stadials, no elevation correction was performed on the calculated MSTs and MAP.

Results

Glacial geomorphology

No significant glacial deposits were found in the upper part of the Cère Valley. Here, multiple head valleys with amphitheatre

morphologies have developed in trachyandesitic rocks (Fig. 5A). These topographic settings were associated with limited ice accumulation, except for the Fond d'Alagnon glacial cirque in the Alagnon Valley which ice contributed to the Cère Valley glacier by a glacier transfluence towards the Fond de Cère pass (1290 m) (Fig. 5A). In contrast, in the lower part of the Cère Valley, large glacial landforms constituting a specific landform assemblage, such as moraines and proglacial outwash were found, particularly in the Aurillac basin (Fig. 6). Geomorphological observations enabled a partial reconstruction of the deglaciation sequence despite disturbances caused by slope deposits (alluvial fans, colluvial accumulation and landslides) or fluvial processes (incision and aggradation of the valley floor) which may have masked, reworked or buried glacial landforms and the associated deposits (Fig. 6).

All glacial and associated deposits identified in this work were located between the Tronquières moraine and the Pas de la Cère. The Tronquières moraine in the Aurillac basin (644 m a.s.l.; Figs. 2 and 6) reveals the maximal extent of the Cère glacier. According to geological cores (Fig. 2), these deposits are composed of diamicton 2–4 m thick, interpreted as till of undetermined age. Three levels of terrace above the current Cère river +10, +20, +30 m (Figs. 2 and 6)—were identified on the eastern slope of the Tronquières moraine, at the Cère and the Jordanne rivers' confluence. Around 5.5 km upstream of the Tronquières moraine, the Carnéjac end moraine (640 m a.s.l.) forms a transverse topographic ridge in the Cère Valley. This landform was associated with fluvio-glacial deposits forming a 3 km long perched (+15 to +5 m) terrace above the current Cère River. Near the proximal Carnéjac end-moraine slope, clayey sediments were reported (Figs. 2 and 6), interpreted as potential lacustrine deposits. The Polminhac end moraine (650 m a.s.l.), located 14 km upstream of the Tronquières moraine, is constituted of two individual, smooth and parallel ridges across the valley (Fig. 2). An alluvial cone partly masked this end moraine. On the Cère Valley slopes, the La Pradelle lateral moraine (925 m a.s.l.) was identified (Figs. 6 and 7) and is associated with the Carnéjac stadial. In addition, isolated patches of till and isolated erratic boulders were found at the Vézac pass (665 m a.s.l.), at the Puy des Arbres pass (880 m a.s.l.) and at the Curebourse pass (1000 m a.s.l.). These glacial deposits attest to transfluences of the Cère glacier towards secondary valleys (Fig. 6). The Vic-sur-Cère landform is interpreted as an alluvial fan in relation to a marked gully. These glacial landforms allow the definition of at least three glacial stadials. The Tronquières stadial for which the Tronquières moraine gives a minimal extent. As no new observations were performed, the earlier assumption that associated these deposits with pre-LLGM glacial advance was not modified (Veyret, 1978). However, tills were identified between the Troquières moraine and the Carnéjac end moraine. Based on their fresh aspects, i.e. no weathering traces, these deposits are associated with the LLGM. The Carnéjac and the Polminhac stadials were associated with two glacial standstills during the deglaciation.

Between the Carnéjac end moraine and the Pas de la Cère, large landslides affected the valley slopes. The largest one was the Vixouze landslide in which till deposits filled longitudinal gullies that were subsequently moulded by subglacial erosion (Figs. 5C, 5E, 6 and 7). These observations suggest that the Vixouze landslide, and by extension other smaller landslides in the Cère Valley, occurred before the Carnéjac stadial.

Chronological results

All samples have ³⁶Cl/³⁵Cl ratios in the range of 8.9–14.8 × 10⁻¹⁴ compared with two process blanks (BKCTL-01 and -02) with

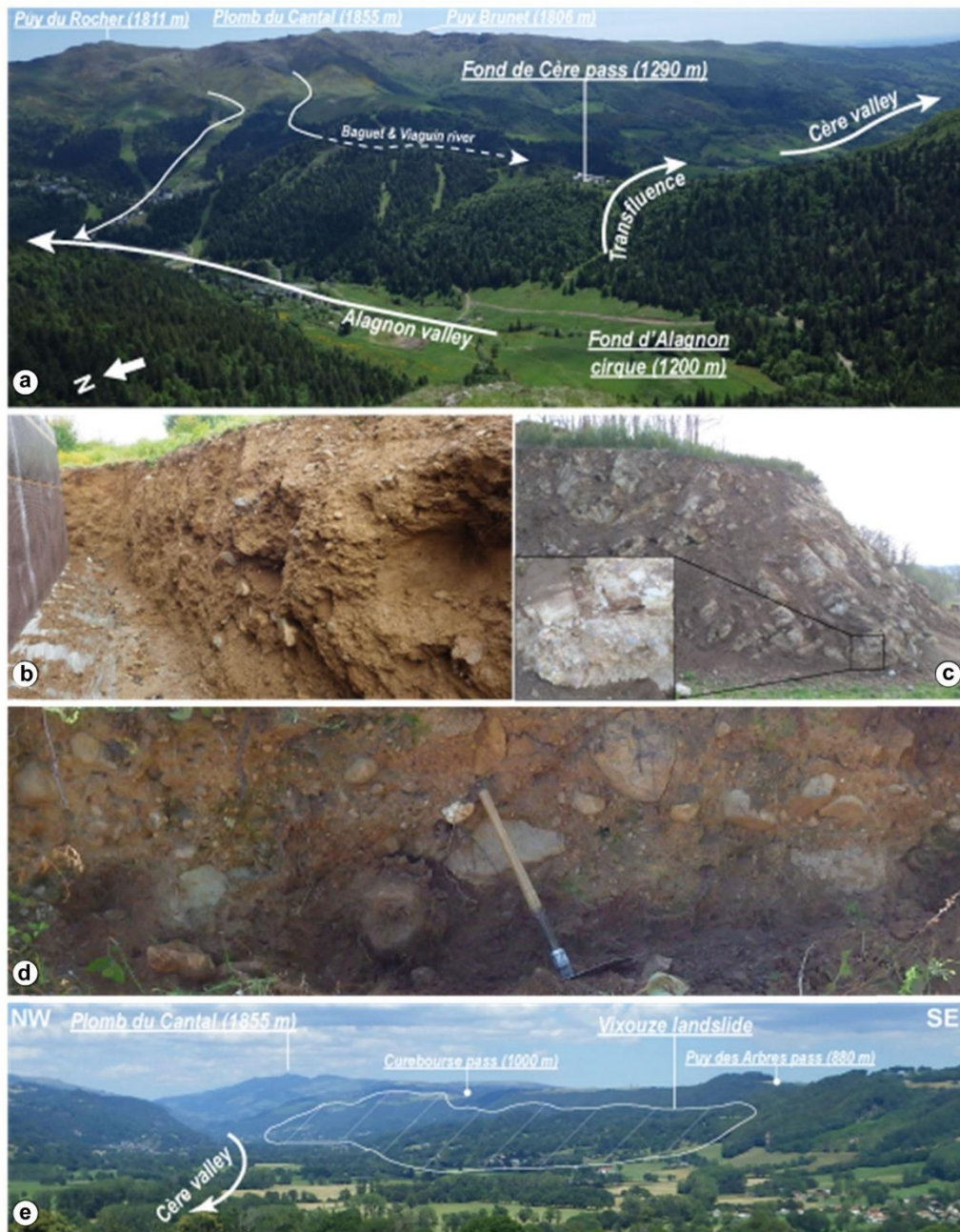


Figure 5. Photographs of geomorphological features in the Cère Valley. (a). The Fond d'Alagnon glacial cirque and the Alagnon glacier transfluence towards the Cère Valley. (b). Basal till deposits (Local Last Glacial Maximum, LLGM) at the Vézac pass. (c). Fossilised alluvion under basaltic table in the Vixouze landslide constituting slide masses. (d). Ice-marginal deposits (LLGM) forming terraces at the Vézac pass. (e). View of the lower Cère Valley, showing the extent of the Vixouze landslide. [Color figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.wiley.com)]

$^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ ratios of 2.32 ± 0.6 and $0.12 \pm 0.04 \times 10^{-15}$, respectively. Typical uncertainties for raw AMS data are 1.7–3.0% for $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ and 6.2–9.3% for $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$. Measurement results, calculated concentrations and surface exposure ages with their uncertainties are reported in Table 4.

For samples CTL-01 and CTL-03, the correction of surface exposure ages with a 10 and a 20 mm.k^{-1} erosion rate led to older ages (Table 4; Fig. 8). In these samples, Cl concentrations are low (~ 30 ppm; Table 4). All other samples (CTL-02, -04, -20 and -21) give younger exposure ages when applying 10 and 20 mm.k^{-1} erosion rates (Fig. 8). This is counter-intuitive

when correcting exposure ages for erosion but these samples have high Cl concentrations (between ~ 99 and 521 ppm; Table 4). This high Cl concentration induces higher ^{36}Cl concentration in the subsurface than at the surface through low-energy-neutron capture by ^{35}Cl .

Surface exposure ages corrected with a 10 mm.k^{-1} erosion rate were assumed to best reflect boulders' erosion since their exposure. The stratigraphically oldest erratic boulder (CTL-04) is isolated and located on the Cavanhac plateau and has an exposure age of 13.5 ± 3.9 ka (Table 4). This sample was taken from an erratic boulder associated with the LLGM retreat,

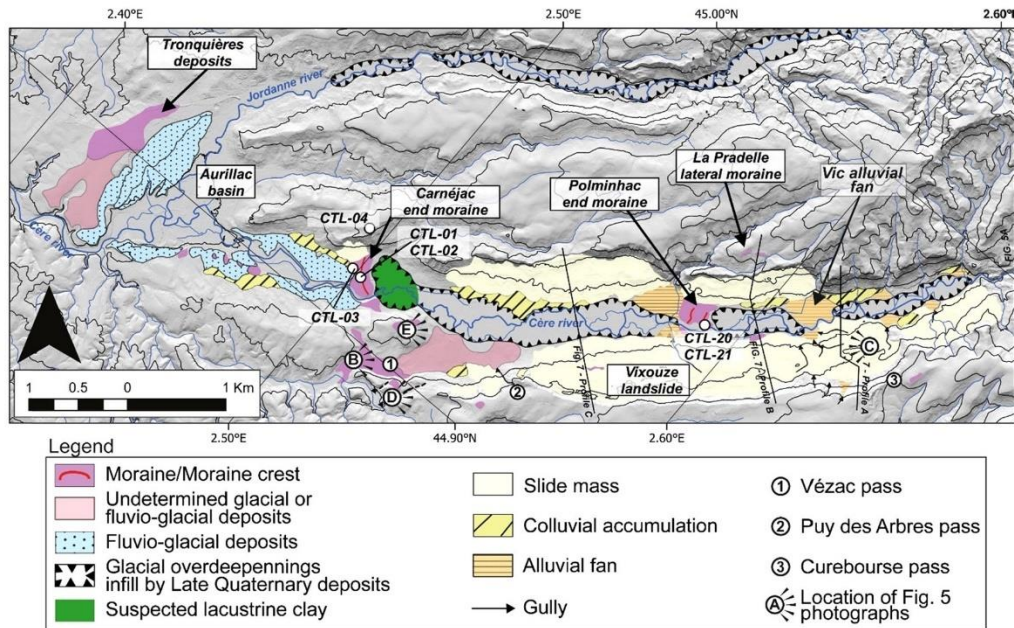


Figure 6. Map of glacial and slope deposits and location of the ^{36}Cl samples in the lower part of the Cère Valley. [Color figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

before the Carnéjac stadial (Figs. 3D, 6 and 8). Three moraine boulders embedded in the Carnéjac end moraine were sampled (Table 4; Figs. 3A–3C, 6 and 8). Sample CTL-01 was taken from a basaltic boulder characterised by fractures and jigsaw cracks (Fig. 6A). Samples CTL-02 and CTL-03 were taken from volcanic breccia boulders (Figs. 3B and 3C). Surface exposure ages are clustered: 12.6 ± 1.2 ka (CTL-01), 12.0 ± 2.2 ka (CTL-02) and 12.2 ± 1.1 ka (CTL-03), whereby only CTL-02 was a Cl-rich sample. Two volcanic breccia boulders were sampled from the inner ridge of the Polminhac end moraine (Figs. 3E–3F, 6 and 8): CTL-20 (Cl-rich sample) yielded a maximum exposure age of 12.1 ± 2.6 ka and CTL-21 an exposure age of 0.9 ± 0.3 ka. Due to its position near the Cère River (~ 40 m) and its small size (~ 0.2 m³ above ground), the CTL-21 boulder is interpreted as an exhumed boulder associated with probable later fluvial or anthropogenic end-moraine erosion.

We note that ^{36}Cl surface exposure ages from two distant (~ 8 km apart) end moraines: the Carnéjac and the Polminhac moraines, are well clustered to ~ 12 ka ($n=4$; Fig. 8). The interpretation of these ages is discussed in ‘Interpretation and discussion’ section.

Glacier modelling

We performed 3D reconstructions of the palaeo-Cère glacier with the position of Carnéjac and Polminhac end moraines. We extended the glacier flowline to the Font d’Alagnon glacial cirque to take into account the glacier transfluence at this place (Fig. 5A). The elevation of the La Pradelle lateral moraine (Figs. 6 and 7B) indicate a palaeo-ice thickness of 280 m, compatible with a basal shear stress of 25 kPa for the lower part of the Cère valley during the Carnéjac stadial. However, typical values of basal shear stress for valley glaciers were 50–150 kPa (Benn and Evans, 2010). Our low value for basal shear stress supports rapid basal sliding compatible with deformable sediments at the glacier bed. Such deformable sediments could be represented by Oligocene and Miocene uncemented clayey sediments or

Late Pleistocene deposits, which composed the lower Cère Valley floor (Figs. 2 and 6). For the uppermost half of the valley a basal shear stress value of 100 kPa was used. We note that the topography of the glacier bed changed before and after the landslides. However, the two distinct topographic configurations did not significantly affect the reconstructed palaeoglaciers and associated ELAs. An ELA of 1078 ± 43 m a.s.l. for a pre-landslide topography and an ELA of 1091 ± 43 m a.s.l. for a post-landslide topography was calculated (Table 5). Because we found till, associated with the Carnéjac stadial, in transversal gullies of the Vixouze landslide (Figs. 6 and 7C): (i) we hypothesise that the age of the majority of landslides in the Cère Valley are associated with pre-Carnéjac stadial periods; and (ii) we chose the post-landslide topography to reconstruct the Carnéjac and the Polminhac stadials. The glacier modelling of the Polminhac stadial was processed using the same basal shear stress values as for the Carnéjac stadial. Only the main flowline was adjusted to match the respective end moraine.

During the Carnéjac stadial, only the Curebourse pass was reached by the palaeo-glacier that potentially flowed over into the Goul Valley (Figs. 6 and 7). The other two transfluences identified in the field were probably active during the LLGM or at times when more ice accumulated in the valley. Reconstructed ELAs for the Carnéjac stadial (1091 ± 43 m a.s.l.) and for the Polminhac stadial (1152 ± 34 m a.s.l.) are indistinguishable within uncertainties (Table 5). These ELA values were comparable to those reconstructed in Western Europe for the LGM (see Kuhlemann *et al.*, 2008 for a synthesis).

Based on the MJTs for the Oldest Dryas and the YD from the Roustières site, the associated MJTs at the ELA were calculated and are summarised in Table 5. Results indicate a 9.2 – 5.4°C cooling for the Oldest Dryas with a $+141$ to $+230\%$ MAP at the ELA and a 5.4 to 2.6°C cooling for the YD with a $+230$ to $+305\%$ MAP at the ELA compared with today (Table 5). During these two periods, the reconstructed MAP gives a wetter climate than today, which is not consistent with local and regional palaeoenvironmental data. This discrepancy is partially due to the temperature not being cold enough to calculate the MAP at the ELAs. The

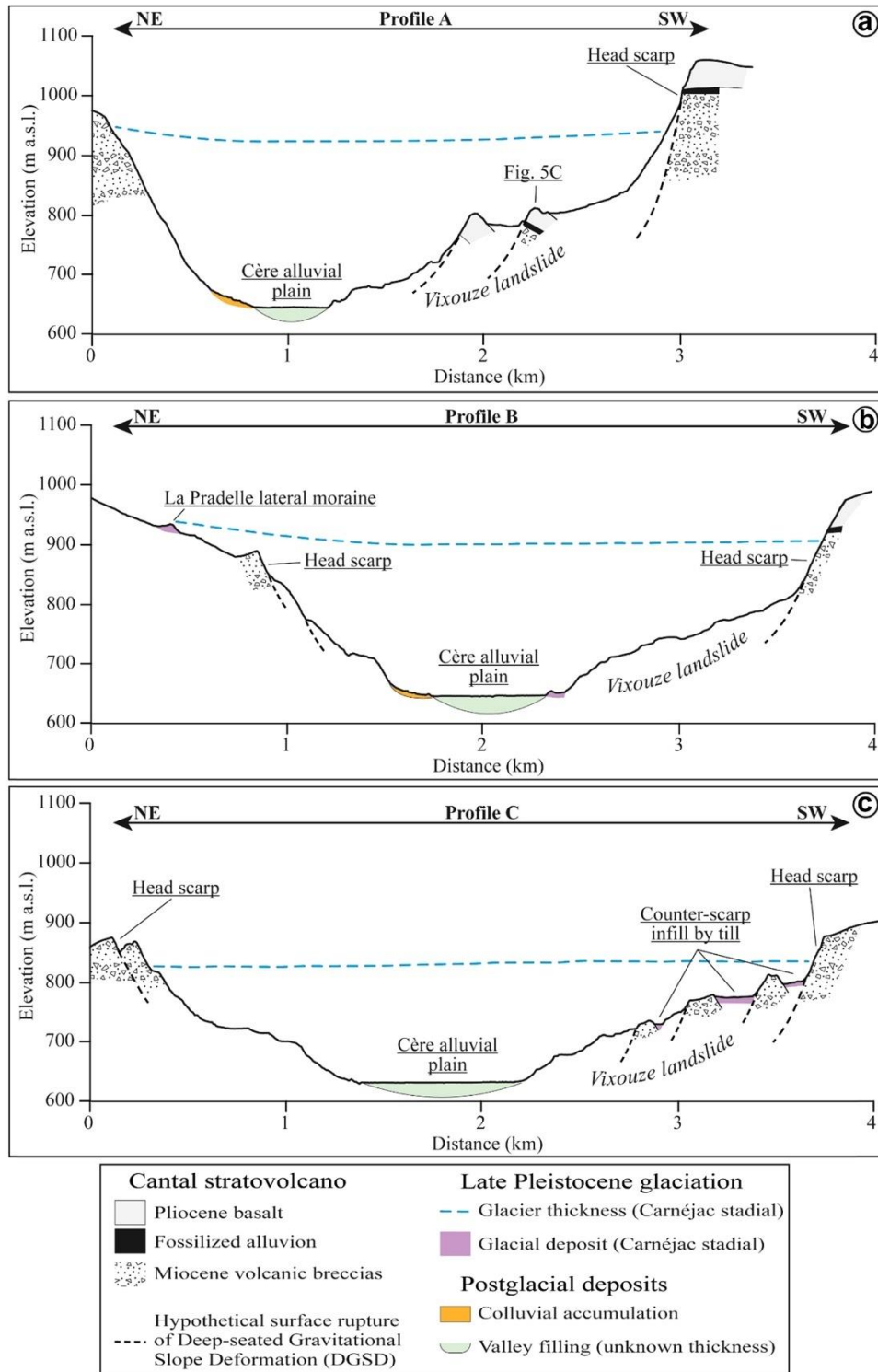


Figure 7. Transverse profiles of the lower Cère Valley showing relationships between deep-seated gravitational slope deformations and the former glacier. (a). Transversal profile located upstream from the Vic alluvial fan. (b). Transversal profile located upstream from the Polminhac end moraine. (c). Transversal profile located upstream from the Carnéjac end moraine. For precise location of profiles see Figure 6. [Color figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.wiley.com)]

Table 4. Relevant data for chemical ³⁶Cl extraction, AMS results and ³⁶Cl exposure ages.

Sample ID	Sample weight (g)	Mass of Cl in spike (mg)	[³⁵ Cl]/[³⁷ Cl]	[³⁶ Cl]/[³⁵ Cl]	[³⁶ Cl]/[³⁵ Cl]	Number of atoms Cl (10 ⁻¹⁹)	[Cl] in sample (ppm)	[³⁶ Cl] (10 ⁶ atoms)	[³⁶ Cl] (10 ⁴ at.g ⁻¹)	Age (ka)* including ρ uncertainties ε = 0 mm yr ⁻¹	Age (ka)* including ρ uncertainties ε = 10 mm yr ⁻¹	Age (ka)* including ρ uncertainties ε = 20 mm yr ⁻¹
Plateau de Cavanhac												
CTL-04**	43.59	1.8117	3.459 ± 0.059	11.1 ± 0.8	11.1 ± 0.8	38.60 ± 7.03	521 ± 95	35.80 ± 6.42	82.14 ± 14.73	13.5 ± 3.9 (4.9)	13.3 ± 3.9 (4.9)	13.3 ± 3.9 (4.9)
Moraine de Carnéjac												
CTL-01	42.97	1.8020	8.703 ± 0.150	14.8 ± 0.9	14.8 ± 0.9	2.25 ± 0.13	31 ± 2	7.07 ± 0.48	16.44 ± 1.11	12.0 ± 1.2 (1.3)	12.6 ± 1.2 (1.3)	13.9 ± 1.2 (1.3)
CTL-02**	44.09	1.8020	3.757 ± 0.067	9.5 ± 0.7	9.5 ± 0.7	20.20 ± 2.34	270 ± 31	17.38 ± 2.10	39.42 ± 4.76	13.6 ± 2.2 (3.0)	12.0 ± 2.2 (3.0)	12.1 ± 2.2 (3.0)
CTL-03	40.41	1.8096	8.684 ± 0.262	13.7 ± 0.8	13.7 ± 0.8	2.27 ± 0.16	33 ± 2	6.57 ± 0.44	16.26 ± 1.09	11.8 ± 1.1 (1.3)	12.2 ± 1.1 (1.3)	13.2 ± 1.1 (1.3)
Moraine de Polminhac												
CTL-20	45.07	2.0010	3.807 ± 0.115	8.9 ± 0.5	8.9 ± 0.5	20.56 ± 3.60	269 ± 47	17.01 ± 2.65	3.78 ± 0.59	13.6 ± 2.6 (2.6)	12.1 ± 2.6 (2.6)	12.3 ± 2.6 (2.6)
CTL-21**	45.15	1.9998	4.961 ± 0.149	1.8 ± 0.2	1.8 ± 0.2	7.57 ± 0.72	99 ± 9	1.64 ± 0.18	0.36 ± 0.04	0.9 ± 0.3 (0.3)	0.9 ± 0.3 (0.3)	0.9 ± 0.3 (0.3)
BKCTL-01	-	1.7632	376.034 ± 9.772	0.23 ± 0.06	0.23 ± 0.06	-	-	-	-	-	-	-
BKCTL-02	-	1.9914	212.416 ± 8.504	0.012 ± 0.004	0.012 ± 0.004	-	-	-	-	-	-	-

*No snow correction.
**Cl-rich sample.

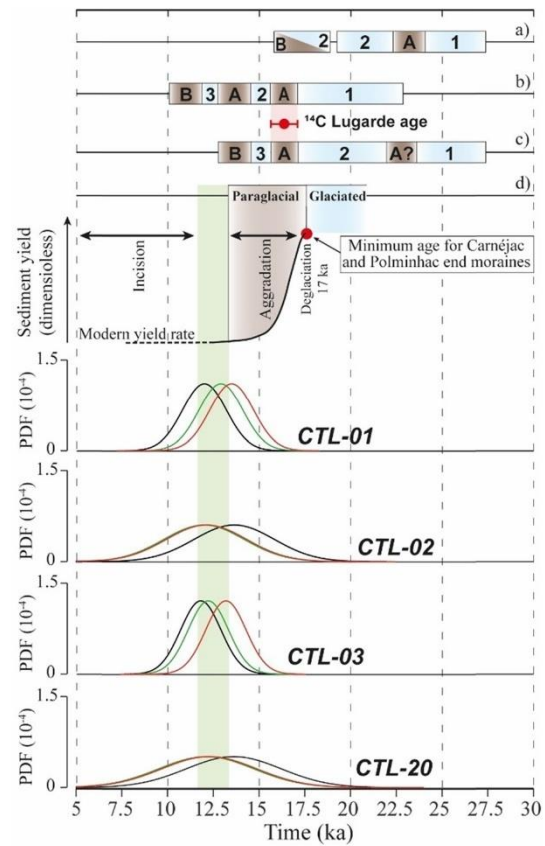


Figure 8. Camel plots of ³⁶Cl exposure ages under different erosion rate scenarios (black line: 0 mm.ka⁻¹, green line: 10 mm.ka⁻¹, red line: 20 mm.ka⁻¹) against local glacial chronologies and the chronological scenario of postglacial evolution of the Cère Valley. Camel plots were generated using the Matlab code from G. Balco (<https://cosmognosis.wordpress.com/2009/07/13/matlab-code-for-camel-diagrams/>). a) Glacial chronology of the Aubrac lateau icefield from ¹⁰Be and ²⁶Al exposure ages (Ancrenaz *et al.*, 2022). b) Relative glacial chronology established by Veyret (1978) for the CCMD last glaciation. c) Relative glacial chronology established by Etlicher and Goë de Hervé (1988) for the CCMD last glaciation. 1: Local Last Glacial Maximum, 2: Minor glacier advance, 3: Cirque glacier stade, A: Glacier retreat, B: Full deglaciation. d) Schematic representation of the sediment yield during the paraglacial period (modified from Ballantyne, 2002) against our chronological scenario for the deglaciation, the postglacial and the ‘modern’ periods. The convergence of ³⁶Cl exposure ages (green box) is interpreted as the end of the paraglacial period and the beginning of the ‘modern’ period (see text for more details). [Color figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

source of this incompatibility is discussed in the following section.

Interpretation and discussion

³⁶Cl surface exposure ages interpretation: boulder exhumation related to a postglacial event?

³⁶Cl surface exposure ages obtained in the Cère Valley range between 13 and 11 ka (Table 4) and are coeval with the YD ($n=3$ for the Carnéjac end moraine and $n=1$ for the Polminhac end moraine). Sample CTL-04 from the stratigraphically oldest boulder gives an older surface exposure age with a broad uncertainty (Table 4; Fig. 8). This exposure age could reflect a minimum age for the LGM end but it is not further discussed here as it is a single dated erratic boulder.

Table 5. Synthesis of Carnéjac and Polminhac equilibrium line altitude (ELA) reconstructions and associated climatic conditions using local mean July temperature (MJT) for the Younger Dryas and the Oldest Dryas.

	ELA (m)	Roustières site (1196 m a.s.l.)					
		Current climatic conditions at ELA altitude		Younger Dryas climatic conditions at ELA		Oldest Dryas climatic conditions at ELA	
		MST (°C)	MAP (mm.yr ⁻¹)	MST (°C)	MAP anomaly (%)	MST (°C)	MAP anomaly (%)
Carnéjac stade (post-landslide topography)	1091 ± 43	15.5 ± 0.2	1771 ± 36	9.5–12.4	+230 – +305	5.7–9.5	+141–+230
Carnéjac stade (pre-landslide topography)	1078 ± 43	15.5 ± 0.2	1760 ± 37				
Polminhac stade	1152 ± 34	15.2 ± 0.2	1823 ± 29				
Today	2759 ± 28	7 ± 1	3162 ± 159	-	-	-	-

MAP: mean annual precipitation; MST: mean summer temperature.

The association of the Carnéjac or the Polminhac end moraines with the YD cold event is not plausible considering:

- the existing relative and local chronologies for the CCMD glacier fluctuations (Veyret, 1978; Etlicher and Goër de Hervé, 1988). These early chronological hypotheses are supported by local palaeoenvironmental data and surface exposure ages (¹⁰Be and ²⁶Al) from the nearby Aubrac Mounts (Ancrenaz *et al.*, 2022). Both palaeoenvironmental and exposure ages support a deglaciation of the CCMD at the end of the Oldest Dryas (Fig. 8). During the YD, either only cirque glaciers occurred in the CCMD, according to Veyret (1978), or the CCMD was fully deglaciated, according to Etlicher and Goër de Hervé (1988).
- the ELAs and associated palaeoclimatic conditions reconstructed for these two stadials in the Cère Valley (between 1078 ± 43 and 1152 ± 34 m; Table 5), which are comparable to reconstructions from the Alps or the Pyrenees during the LGM or the early LGIT (Ivy-Ochs *et al.*, 2008; Kuhlemann *et al.*, 2008; Reixach *et al.*, 2021).

Two explanations for this apparent time lag between the expected glacial chronology of the CCMD and the ³⁶Cl surface exposure ages obtained in the Cère Valley (this study) are considered. First, existing relative glacial chronologies for the CCMD underestimate the intensity of glacial advances during the YD. This means that associated climatic conditions in the CCMD were colder than expected to sustain these two major glacier stadials. Nevertheless, local palaeoenvironmental data converge towards robust reconstructions of the YD in the CCMD (Juigné *et al.*, 1996; Miras *et al.*, 2006; Miras and Guenet, 2013; Ponel *et al.*, 1991; Vergne, 1991) and are not consistent with our mapped glacier advances.

The second hypothesis relies on uncertainties regarding the geomorphological events leading to the exhumation of the sampled boulders. Indeed, boulders embedded in end moraines could record incomplete exposure histories (Heyman *et al.*, 2011) induced by geomorphological evolution of the end moraine. Two processes could lead to underestimated surface exposure ages: erosion of the sampled surfaces and incomplete exposure. The effects of erosion on the sampled surface were quantified by correcting surface exposure ages for various erosion rates and results show comparable ages (Table 4; Fig. 8). Generally, incomplete exposure is regarded as the main limiting effect in the use of surface exposure ages (Heyman *et al.*, 2011). Incomplete exposure encompasses the effects of post-depositional burial or exhumation that led to underestimated surface exposure ages. For example, end-moraine slope destabilisation after the deglaciation

is considered to be one of the main processes leading to incomplete exposure of boulders, by boulder rolling, burial or latter exhumation through erosional processes (Allard *et al.*, 2020; Heyman *et al.*, 2011; Putkonen and Swanson, 2003; Tomkins *et al.*, 2021; Zreda *et al.*, 1994).

In the Cère Valley, ³⁶Cl surface exposure ages obtained for the Carnéjac end moraine and the Polminhac end moraine were: (i) interpreted as non-related glacial events; and (ii) constrained between 13 and 11 ka. We argue that these boulders experienced the same incomplete exposure history with a first phase of burial with shielding and then a simultaneous exhumation related to a unique and rapid geomorphological event concerning both the Carnéjac and the Polminhac end moraines. This geomorphological event took place after the deglaciation of the Cère Valley. This hypothesis is further developed in the following section.

Geomorphological scenarios for the postglacial evolution of the Cère Valley

Geomorphological observations concerning the postglacial evolution of the lower Cère Valley, between the Aurillac basin and the Pas de la Cère (Fig. 2 for location), are summarised here:

- Intensive geomorphological activities on valley slopes such as gullies incision, alluvial fans (Vic fan; Fig. 6), shallow landslides and colluvial accumulation.
- The valley floor is composed of up to 15–20 m of Pleistocene sediments, i.e. till, fluvio-glacial, fluvial or slope deposits, according to geological cores (Fig. 2).
- Three terrace levels were identified in the Aurillac basin (+10, +20 and +30 m; Fig. 6).
- Between the Carnéjac end moraine and the Pas de la Cère, two flat topographic levels on the valley floor are reported at 640 m—related to the Carnéjac end moraine—and at 660 m—related to the Polminhac end moraine.
- Finally, clayey deposits against the proximal slopes of the Carnéjac end moraines were identified and were interpreted as lacustrine clay from a moraine-dammed proglacial lake by Veyret (1978).

The resulting landform-sediment assemblage is interpreted as a typical paraglacial landscape (Ballantyne, 2002). The Cère Valley filling is related to the hydro-sediment continuity perturbation during postglacial evolution, inducing intensive aggradation dynamics between the Carnéjac end moraine and the Pas de la Cère. Intense slope activities due to paraglacial conditions is enhanced by the overall lithologies of the Cère

Valley tributaries (heterogeneous volcanic breccias and trachytic rocks) favourable to glacial debuttressing, landsliding and fluvial erosion, which support a perturbed hydro-sedimentary continuity by enhanced sediment supply in the Cère Valley.

To explain the synchronous ^{36}Cl surface exposure ages from the Carnéjac ($n=3$) and the Polminhac ($n=1$) end moraines separated by 8 km, we combined our (i) literature review, (ii) geological core compilation and (iii) fieldwork, to propose two complementary geomorphological scenarios: the Aurillac proglacial lake and the postglacial Cère River fluvial incision. The two scenarios encompass potential evolutions of the Cère Valley leading to boulder burial. These scenarios rely on two major assumptions: the Carnéjac and the Polminhac stadials were coeval to glacier-favourable periods identified in the Aubrac Mountains between 25 and 17 ka and the Cère Valley deglaciation is coeval with the Aubrac Mountains deglaciation ~ 17 ka (Ancrenaz *et al.* 2022). In addition, the potential effects of anthropogenic disturbance (agricultural activities and urbanization) were not accounted for in these scenarios.

The Aurillac proglacial lake scenario

The Tronquières moraine (644 m a.s.l.) is assumed to be LLGM deposits. During the Cère glacier retreat the Tronquières moraine could have dammed the valley, enclosing the Aurillac basin and producing a moraine-dammed proglacial lake: the Aurillac Lake (Fig. 9). The lake surface altitude reached between 640 and 660 m a.s.l. (deepest part between ~ 50 and ~ 70 m in the Aurillac basin), was 18 km long at its maximum with a total surface area ranging between 32 and 44 km². The following Carnéjac and Polminhac stadials and their associated end moraines were deposited in a glaciolacustrine environment (Fig. 9). The Aurillac Lake shielded, at least partially, boulders from the Carnéjac and the Polminhac end moraines from cosmic rays. At some point during deglaciation, the Tronquières moraine was breached by the Cère River, lowering the Aurillac proglacial lake level and exposing the boulders. Carnéjac and Polminhac end moraines dammed the valley, producing secondary lakes that did not shield end-moraine crests and the sampled boulders. As the Tronquières moraine was breached, fluvial terraces in the Aurillac basin were constructed while minor lakes subsisted in the valley (Fig. 9). In this scenario, ^{36}Cl surface exposure ages from the Carnéjac and the Polminhac boulders (13–11 ka) are considered to be the maximum ages for their exhumation and correspond to the timing of the Aurillac Lake drainage.

Postglacial fluvial incision scenario

After the LLGM, the Cère Valley glacier retreated and the Carnéjac and the Polminhac stadials occurred during deglaciation. As no moraine-dammed lakes were present in the Aurillac basin, the Carnéjac and the Polminhac end moraines were deposited in a terrestrial ice-marginal environment. The construction of alluvial terraces in the Aurillac basin were coeval with the Cère Valley deglaciation. After the full deglaciation, the Carnéjac and the Polminhac end moraines produced moraine-dammed lakes associated with aggradation dynamics by lacustrine sedimentation on the valley floor. These dynamics are enhanced by intense slope activities. During this period of aggradation, end moraines were stable landforms and sampled boulders were buried and fully shielded by at minimum 4 m of till. The end of aggradation dynamics was associated to a change in the hydro-sedimentary dynamics, leading to the Cère River fluvial incision of end moraines. This erosional phase was responsible for the end moraine destabilisation leading to boulder exhumation. In this

scenario, ^{36}Cl surface exposure ages (13–11 ka) reflected the end moraines' stabilisation after an intensive erosional phase associated with the end of postglacial aggradation dynamics.

Each of these two scenarios have limitations. For the Aurillac proglacial lake scenario, the true age of the Tronquières moraine is still uncertain. However, the identification of fresh aspect tills in the Aurillac basin associated with the LLGM (this study) offset the pre-LLGM hypothesis from Veyret (1978). In addition, no lacustrine deposits were identified with certainty in the Aurillac basin. For the postglacial fluvial incision scenario, the well-preserved topography of the Carnéjac and the Polminhac end moraines was the main limitation, which indicated limited post-deposition erosion of these landforms. Furthermore, the important size of the sampled boulders (Fig. 3) favoured limited effects of postglacial exhumation through end-moraine erosion (Heyman *et al.*, 2016).

Despite these limitations, our two scenarios highlight the wide range of postglacial geomorphological events that could have affected the lower Cère Valley morphology and then could have impacted the ^{36}Cl surface exposure ages of the boulders. The true postglacial evolution is probably a combination of the two geomorphological scenarios: moraine-dam lake breaching and consecutive fluvial incision. More precisely, it is highly probable that proglacial lakes between the Carnéjac and the Polminhac end moraines have subsisted for a longer time than the lake between Aurillac and Carnéjac (Fig. 9). This is suggested by the distinct evolution between the Aurillac basin, affected by a longer fluvial incision (three terrace levels for nearly 30 m of vertical incision), compared with the Carnéjac–Polminhac–Pas de la Cère area, where no fluvial terraces are observed (a very limited incision of 10 m at the Carnéjac moraine).

The chronological signal recorded by our ^{36}Cl ages, between 13 and 11 ka, occurred 5 ka after the deglaciation and records an abrupt change in the hydro-sediment continuity in the Cère Valley. We interpret the chronological signal as an exhumation age of the sampled boulders, due to the end of aggradation dynamics and the beginning of fluvial incision that demarcated the end of the postglacial evolution of the Cère Valley (Figs. 8 and 9). By comparison, in deglaciated valleys of the Alps, the postglacial valley-filling duration was estimated to be up to 7 ka (Bardinoni *et al.*, 2018), which is consistent with our scenarios. The end of the valley-filling is mainly controlled by the timing of the tributaries' deglaciation, slope stabilisation and climatic conditions (Bardinoni *et al.*, 2018; Ravazzi *et al.*, 2012). A combination of all three factors was expected to control the end of the postglacial adjustment in the Cère Valley (13–11 ka).

Conclusions

The Cère Valley was occupied by a glacier during the last glaciation and sediment assemblages provided an opportunity to reconstruct glacial fluctuations in the CCMD. Revision of geomorphological arguments allows us to identify three glacial stadials. The Tronquières moraine marks the last maximal extent of the glacier but it was not possible to identify whether it was deposited by a pre-LLGM glacier advance or an LLGM glacier advance. As a working hypothesis we attributed the glacial deposits in the Aurillac basin to the LLGM. Two other glacier stadials, the Carnéjac and the Polminhac stadials, are defined by end moraines that indicate two major glacial events. Large landslides in the Cère Valley pre-dated these two glacier stadials (based on the presence of till in landslide counter-slopes). ^{36}Cl surface exposure ages from one erratic boulder, three boulders embedded in the Carnéjac end moraine and two boulders embedded in the Polminhac end

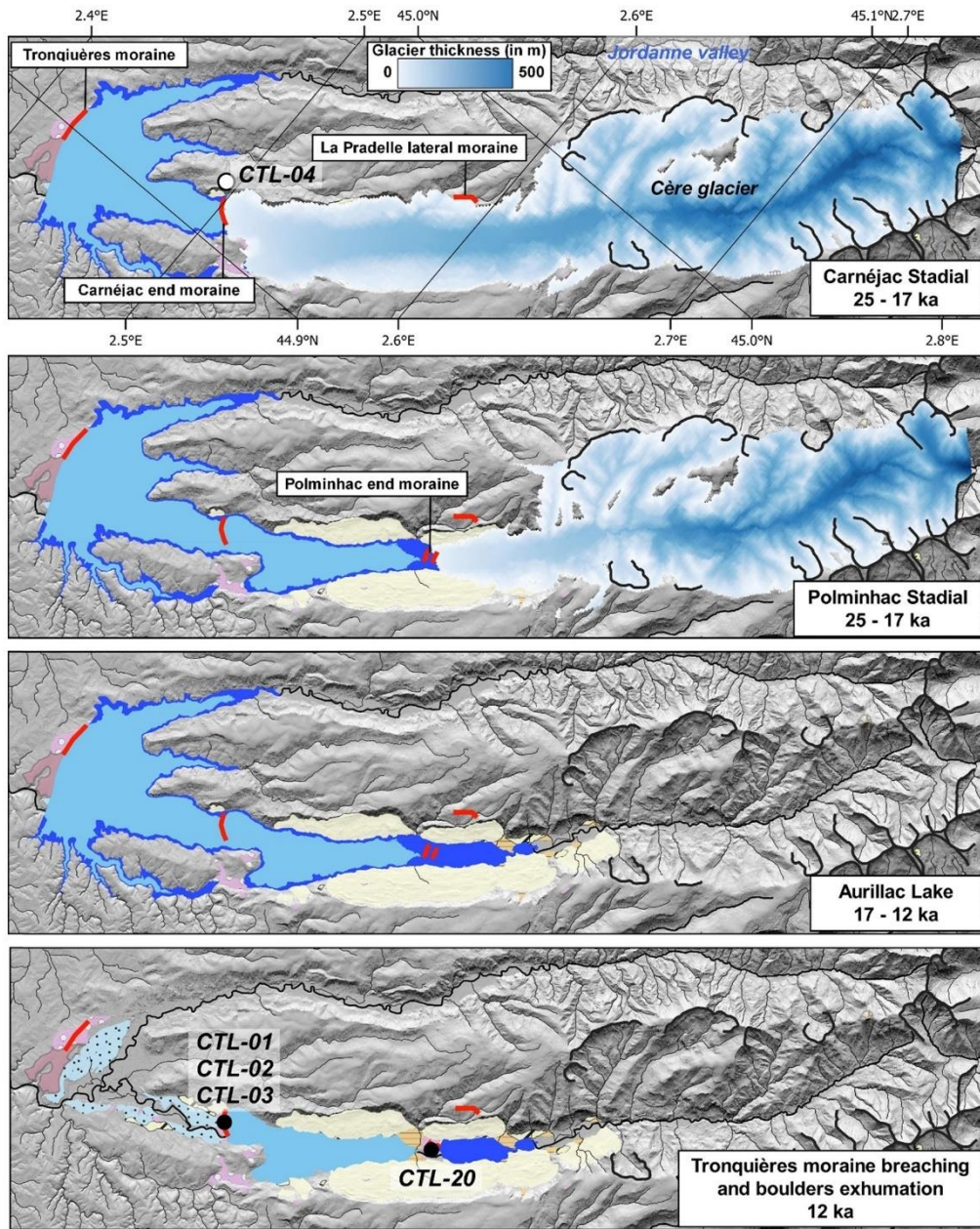


Figure 9. Reconstruction of the last deglaciation in the Cère Valley according to the Aurillac proglacial lake scenario. Two lake levels were represented: 640 m in light blue and 660 m in dark blue. Black lines delineated glacial cirques. For the legend see Fig. 6. [Color figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/jqs.3491)]

moraine were obtained. Results are coeval to the YD and range between 13 and 11 ka. The ages are too young considering the hypothesised ages of these end moraines according to existing relative glacial chronologies in the CCMD and the direct glacial chronology from the nearby Aubrac Mounts. Moreover, 3D reconstructions and associated ELAs with prevailing climatic conditions (MST and MAP) calculated for the Carnéjac and the Polminhac stadials are comparable to those calculated for the LGM and the early LGIT in the Alps and the Pyrenees.

To explain the time lag between ^{36}Cl surface exposure ages and expected end-moraine ages, we investigated geomorphological scenarios that could have led to a later exhumation of

the sampled boulders. Using geomorphic observations, geological cores and ^{36}Cl surface exposure ages, two scenarios were presented: the Aurillac proglacial lake scenario and the postglacial fluvial incision scenario. Each scenario explains plausible causes of boulder burial and then exhumation by one unique geomorphological event. The geomorphological scenario judged as the more plausible indicated that after the Cère Valley glaciation, between 25 and 17 ka, moraine-dammed lakes and intensive slope activities under paraglacial conditions led to the Cère Valley filling. During this period, the Carnéjac and the Polminhac end moraines were stable landforms with sampled boulders buried and shielded from cosmic rays. This postglacial evolution (>17 to ~12 ka) was

ended by the Cère River fluvial incision, eroding the base of the end moraines which lowered their surfaces and exposed the sampled boulders (~12 ka). However, future geomorphological investigations in the CCMD are needed to validate and complete this scenario.

This work shows that our ^{36}Cl surface exposure ages are related to a major geomorphological event at the Cère Valley scale, during its postglacial evolution. Those geomorphological processes need to be fully understood and are complementary to direct chronologies and 3D glacier reconstructions to correctly reconstruct glacial fluctuations. In other formerly glaciated Cantal valleys, such as the Alagnon Valley, the same landform assemblage is identified (a flat valley floor filled by Pleistocene sediments). This highlights the potential complex postglacial evolution of several Cantal valleys that is still poorly known and for which this work provides a few first-order hypotheses.

Acknowledgments and funding. The authors thank Mr Christophe Ribes and Mr Jean-Marie Lafon, inhabitants of Carnéjac, for giving us permission to access erratic boulders located on their properties. ^{36}Cl analyses were performed at the ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix-en-Provence), supported by the INSU/CNRS, by the ANR through the 'Projets thématiques d'excellence' programme for the 'Equipements d'excellence' ASTER-CEREGE action, and by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD). This project was co-funded by INSU-SYSTER and was partially funded by the Ice-Collapse project (the dynamics of ice sheet collapse in deglaciation periods) supported by the French Agence Nationale de la Recherche through grant ANR-18-CE01-0009.

Data availability atatement

Data available on request from the authors.

References

- Allard JL, Hughes PD, Woodward JC. 2021. Heinrich Stadial aridity forced Mediterranean-wide glacier retreat in the last cold stage. *Nat. Geosci.* **14**: 197–205. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00703-6>
- Allard JL, Hughes PD, Woodward JC, Fink D, Simon K, Wilcken KM. 2020. Late Pleistocene glaciers in Greece: a new ^{36}Cl chronology. *Quaternary Science Reviews* **245**: 106528. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106528>
- Ancrenaz A, Defive E, Poiraud A. 2020. Fluctuations glaciaires au Pléistocène supérieur dans les Monts d'Aubrac (Massif central, France): nouvelles données. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* **26**: 16. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.14516>
- Ancrenaz A, Braucher R, Defive E, Poiraud A, Steiger J. 2022. Last glacial fluctuations in the southwestern Massif Central, Aubrac (France): First direct chronology from cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al exposure dating. *Quaternary Science Reviews* **285**: 107500. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107500>
- André M-F. 2002. Geomorphic evidence for recurrent cold-based ice conditions in Nordic uplands during the Quaternary glaciations (Aurivaara Plateau, North Sweden). *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography* **56**: 74–79. <https://doi.org/10.1080/002919502760056387>
- Arnaud N, Leyrit H, Nehlig P, Binet F, Jamet A, Vannier W. 2002. Lahars on the north-western flank of the Cantal stratovolcan 11.
- Arnold M, Aumaitre G, Bourlès DL, Keddadouche K, Braucher R, Finkel RC, Nottoli E, Benedetti L, Merchel S. 2013. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER after 4 years: Status and recent developments on ^{36}Cl and ^{129}I . *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **294**: 24–28. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2012.01.049>
- Balco G. 2011. Contributions and unrealized potential contributions of cosmogenic-nuclide exposure dating to glacier chronology, 1990–2010. *Quaternary Science Reviews* **30**: 3–27. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.11.003>
- Balco G, Stone JO, Lifton NA, Dunai TJ. 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology, Prospects for the New Frontiers of earth and Environmental Sciences* **3**: 174–195. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.12.001>
- Ballantyne CK. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* **83**.
- Benn DI, Evans DJA. 2010. *Glaciers and Glaciation*. Second Edition. ed. Hodder Education: London.
- Benn DI, Hulton NRJ. 2010. An Excel™ spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computers & Geosciences* **36**: 605–610. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.09.016>
- Blauuw M. 2010. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* **5**: 512–518. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.01.002>
- Boisse de Black Y. 1951. Les glaciations de l'Auvergne: massif du Cantal, Céallier, Monts-Dore, étude géographique et géologique. impr. Moderne, Aurillac.
- Borchers B, Marrero S, Balco G, Caffee M, Goehring B, Lifton N, Nishiizumi K, Phillips F, Schafer J, Stone J. 2016. Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. *Quaternary Geochronology* **31**: 188–198. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.01.009>
- Boule M. 1896. La topographie glaciaire en Auvergne. *Annales de Géographie* **5**: 277–296. <https://doi.org/10.3406/geo.1896.6883>
- Boule M. 1895. Les glaciers pliocènes et quaternaires de l'Auvergne. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences* **121**: 837–839.
- Brardinoni F, Picotti V, Maraio S, Bruno PP, Cucato M, Morelli C, Mair V. 2018. Postglacial evolution of a formerly glaciated valley: Reconstructing sediment supply, fan building, and confluence effects at the millennial time scale. *GSA Bulletin* **130**: 1457–1473. <https://doi.org/10.1130/B31924.1>
- Calvet M, Delmas M, Gunnell Y, Braucher R, Bourlès D. 2011. Recent Advances in Research on Quaternary Glaciations in the Pyrenees, in: *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, 127–139. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00011-8>
- Degeai J-P, Pastre J-F. 2009. Impacts environnementaux sur l'érosion des sols au Pléistocène supérieur et à l'Holocène dans le cratère de maar du lac du Bouchet (Massif central, France). *Quaternaire* **20**(2): 149–159. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.5101>
- Defive E, Raynal JP, Ancrenaz A, Poiraud A. 2019. L'englacement quaternaire du Massif central, in: Histoire de la découverte géologique du Massif central français, Mémoire. Société d'Histoire Naturelle d'Auvergne, p. 267.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.02.025>
- Ehlers J, Gibbard PL, Hughes PD. 2011. Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Elsevier. ed, Developments in Quaternary Science.
- Etlcher B, Goër de Hervé A(de). 1988. La déglaciation würmienne dans le Massif Central français, le point des travaux récents/The Würmian deglaciation in the French Massif-Central, review of recent works. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* **25**: 103–110. <https://doi.org/10.3406/quate.1988.1871>
- 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 Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **172**: 861–866. [https://doi.org/10.1016/S0168-583X\(00\)00200-7](https://doi.org/10.1016/S0168-583X(00)00200-7)
- Gandouin E, Rioual P, Pailles C, Brooks SJ, Ponel P, Guiter F, Djamali M, Andrieu-Ponel V, Birks HJB, Leydet M, Belkacem D, Haas JN, Van der Putten N., de Beaulieu JL. 2016. Environmental and climate reconstruction of the late-glacial-Holocene transition from a lake sediment sequence in Aubrac, French Massif Central: Chironomid and diatom evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **461**: 292–309. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.08.039>

- Genevois V, Martin C, Morel J-M, Poiraud A, Suc O, Laveuf C, Vautier A, Decugis E, Marcou P, Foret M, Rahimian V. 2022. Référenciel Régional Pédologique du Cantal, étude n°30150.
- Glangeaud P. 1921. Essai de synthèse sur les anciens glaciers du Massif central. *Compte rendu sommaire Société Géologique de France 4ème série, tome XXI*: 119.
- Goër de Hervé A(de). 1972. La Planèze de Saint-Flour: structure et géomorphologie glaciaire. Univ. Clermont II.
- Heyman BM, Heyman J, Fickert T, Harbor JM. 2013. Paleo-climate of the central European uplands during the last glacial maximum based on glacier mass-balance modeling. *Quat. res.* **79**: 49–54. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.09.005>
- Heyman J, Applegate PJ, Blomdin R, Gribenski N, Harbor JM, Stroeven AP. 2016. Boulder height – exposure age relationships from a global glacial ¹⁰Be compilation. *Quaternary Geochronology* **34**: 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.03.002>
- Heyman J, Stroeven AP, Harbor JM, Caffee MW. 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. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.040>
- Hughes PD, Gibbard PL. 2015. A stratigraphical basis for the Last Glacial Maximum (LGM). *Quaternary International* **383**: 174–185. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.06.006>
- Ivy-Ochs S, Kerschner H, Reuther A, Preusser F, Heine K, Maisch M, Kubik PW, Schlüchter C. 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *J. Quaternary Sci* **23**: 559–573. <https://doi.org/10.1002/jqs.1202>
- Jubertie F. 2006. Les excès climatiques dans le Massif central français. L'impact des temps forts pluviométriques et anémométriques en Auvergne. Université Blaise Pascal - Clermont Ferrand II.
- Julien A, Laval E. 1868. Sur l'existence d'anciens glaciers dans le Puy-de-Dôme et le Cantal, et sur l'origine véritable des conglomérats ponceux de la colline de Perrier. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences* **67**: 1356–1357.
- Juvigné E, Bastin B, Delibrias G, Evin J, Gewalt M, Gilot E, Streef M. 1996. A comprehensive pollen- and tephra-based chronostratigraphic model for the Late Glacial and Holocene period in the French Massif Central. *Quaternary International* **34–36**: 113–120. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(95\)00075-5](https://doi.org/10.1016/1040-6182(95)00075-5)
- Kleman J, Borgström I. 1996. RECONSTRUCTION OF PALAEO-ICE SHEETS: THE USE OF GEOMORPHOLOGICAL DATA. *Earth Surface Processes and Landforms* **21**: 893–909. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199610\)21:10%3C893::AID-ESP620%3E3.0.CO;2-U](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199610)21:10%3C893::AID-ESP620%3E3.0.CO;2-U)
- Kuhlemann J, Rohling EJ, 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. <https://doi.org/10.1126/science.1157638>
- Leibrandt S. 2011. Reconstitution de l'évolution morpho-structurale et de la dynamique éruptive du massif du Cantal: relation avec la distribution spatio-temporelle du volcanisme du Massif Central (France). Univ. Paris Sud 2.
- Marrero SM, Phillips FM, Borchers B, Lifton N, Aumer R, Balco G. 2016a. Cosmogenic nuclide systematics and the CRONUScal program. *Quaternary Geochronology* **31**: 160–187. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.09.005>
- Marrero SM, Phillips FM, Caffee MW, Gosse JC. 2016b. CRONUS-Earth cosmogenic ³⁶Cl calibration. *Quaternary Geochronology* **31**: 199–219. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.10.002>
- Merchel S, Bremser W, Alfimov V, Arnold M, Aumaître G, Benedetti L, Bourlès DL, Caffee M, Fifield LK, Finkel RC, Freeman SPHT, Martschini M, Matsushi Y, Rood DH, Sasa K, Steier P, Takahashi T, Tamari M, Tims SG, Tosaki Y, Wilcken KM, Xu S. 2011. Ultra-trace analysis of ³⁶Cl by accelerator mass spectrometry: an interlaboratory study. *Anal Bioanal Chem* **400**: 3125–3132. <https://doi.org/10.1007/s00216-011-4979-2>
- Miras Y, Guenet P. 2013. Une histoire plurimillénaire des paysages du Cézaillier et ses liens avec les activités agrosylvo-pastorales depuis le Néolithique à partir de l'analyse pollinique de la tourbière de La Borie (1170 m, Saint-Saturnin, Cantal) 17.
- Miras Y, Surmely F, Guenet P, Vannièrre B, Walter-Simonnet A-V. 2006. Dynamiques d'occupation et histoire de l'environnement d'un terroir de moyenne montagne: la tourbière de Peyre (Lacapelle-Barrès, Cantal, Massif central) et ses alentours. *Presses Universitaires de Franche-Comté* **799**: 157.
- Murton JB, Ballantyne CK. 2017. Chapter 5 Periglacial and permafrost ground models for Great Britain. *EGSP* **28**: 501–597. <https://doi.org/10.1144/EGSP28.5>
- Nehlig P, Leyrit H, Dardon A, Freour G, de Goër A, Huguet D, Thieblemont D. 2001. Constructions et destructions du stratovolcan du Cantal. *Bulletin de la Société Géologique de France* **172**: 295–308.
- Ohmura A, Kasser P, Funk M. 1992. Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology* **38**: 397–411.
- Pellitero R, Rea BR, 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. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.05.005>
- Pellitero R, Rea BR, Spagnolo M, Bakke J, Ivy-Ochs S, Frew CR, Hughes P, Ribolini A, Lukas S, Renssen H. 2016. GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglacières. *Computers & Geosciences* **94**: 77–85. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.06.008>
- Peyron O, Guiot J, Cheddadi R, Tarasov P, Reille M, de Beaulieu J-L, Bottema S, Andrieu V. 1998. Climatic Reconstruction in Europe for 18,000 YR B.P. from Pollen Data. *Quaternary Research* **49**: 183–196. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1961>
- Ponel P, Etlicher B, De Beaulieu JL, Debard E, Thionin M, Vasari A, Petiot R. 1991. La fin de la dernière glaciation dans le Cantal (France): la tourbière de La Taphanel et son environnement. *Quaternaire* **2**: 147–163. <https://doi.org/10.3406/quate.1991.1964>
- Ponel P, Guiter F, Gandouin E, Pailles C, Rioual P, Djmalali M, Andrieu-Ponel V, Leydet M, Van der Putten N, de Beaulieu J-L. 2016. Novel insights from coleopteran and pollen evidence into the Lateglacial/Holocene transition in Aubrac, French Massif Central. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **463**: 83–102. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.09.020>
- Ponel P, Russell Coope G. 1990. Lateglacial and Early Flandrian Coleoptera from La Taphanel, Massif Central, France: Climatic and Ecological Implications. *Journal of Quaternary Science* **5**: 235–249. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390050306>
- Putkonen J, Swanson T. 2003. Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quaternary Research* **59**: 255–261. [https://doi.org/10.1016/S0033-5894\(03\)00006-1](https://doi.org/10.1016/S0033-5894(03)00006-1)
- Rames J-B. 1873. Géogénie du Cantal avec une étude historique et critique sur les progrès des la géologie dans ce département. 116.
- Ravazzi C, Badino F, Marssetti D, Patera G, Reimer PJ. 2012. Glacial to paraglacial history and forest recovery in the Oglio glacier system (Italian Alps) between 26 and 15 ka cal bp. *Quaternary Science Reviews* **58**: 146–161. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.10.017>
- Rea BR. 2009. Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews* **28**: 237–248. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.011>
- Reille M, Beaulieu J-L(de). 1988. History of the Würm and Holocene vegetation in western Velay (Massif Central, France): a comparison of pollen analysis from three corings at Lac du Bouchet. *Review of Palaeobotany and Palynology* **54**: 233–248.
- Reimer PJ, Austin WEN, Bard E, Bayliss A, Blackwell PG, Bronk Ramsey C, Butzin M, Cheng H, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Hajdas I, Heaton TJ, Hogg AG, Hughen KA, Kromer B, Manning SW, Muscheler R, Palmer JG, Pearson C, van der Plicht J, Reimer RW, Richards DA, Scott EM, Southon JR, Turney CSM, Wacker L, Adolphi F, Büntgen U, Capano M, Fahrni SM, Fogtman-Schulz A, Friedrich R, Köhler P, Kudsk S, Miyake F, Olsen J, Reinig F, Sakamoto M, Sookdeo A, Talamo S. 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kbp. *Radiocarbon* **62**: 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Reixach T, Delmas M, Braucher R, Gunnell Y, Mahé C, Calvet M. 2021. Climatic conditions between 19 and 12 ka in the eastern Pyrenees, and wider implications for atmospheric circulation patterns in Europe. *Quaternary Science Reviews* **260**: 106923. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106923>

- Rodríguez-Rodríguez L, González-Lemos S, Ballesteros D, Valenzuela P, Domínguez-Cuesta MJ, Llana-Fúnez S, Jiménez-Sánchez M. 2018. Timing of paraglacial rock-slope failures and denudation signatures in the Cantabrian Mountains (North Iberian Peninsula). *Land Degrad Dev* **29**: 3159–3173. <https://doi.org/10.1002/ldr.3012>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.06.003>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.02.013>
- Schimmelpfennig I, Schaefler JM, Putnam AE, Koffman T, Benedetti L, Ivy-Ochs S, Team A, Schlüchter C. 2014. ^{36}Cl production rate from K-spallation in the European Alps (Chironico landslide, Switzerland): ^{36}Cl PRODUCTION RATE AND K-SPALLATION. *J. Quaternary Sci.* **29**: 407–413. <https://doi.org/10.1002/jqs.2720>
- Stone JO. 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* **105**: 753–759.
- Stone JO, Allan GL, Fifield LK, Cresswell RG. 1996. Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**: 679–692. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00429-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00429-7)
- Tomkins MD, Dortch JM, Hughes PD, Huck JJ, Pallàs R, Rodés Á, Allard JL, Stimson AG, Bourlès D, Rinterknecht V, Jomelli V, Rodríguez-Rodríguez L, Copons R, Barr ID, Darvill CM, Bishop T. 2021. Moraine crest or slope: An analysis of the effects of boulder position on cosmogenic exposure age. *Earth and Planetary Science Letters* **570**: 117092. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117092>
- Valadas B. 1984. Les hautes terres du Massif central français: contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. Univ. Panthéon-Sorbonne (Paris I).
- Van Dorsser HJ. 1986. La vallée du Brezon et les plateaux adjacents. *Revue de Géomorphologie Dynamique* **35**: 113–121.
- Van Dorsser HJ. 1982. Carte géomorphologique du Sud-Ouest du Massif du Cantal. *Revue de Géomorphologie Dynamique* **31**: 1–35.
- Vergne V. 1991. Les paysages végétaux d'Artense au Tardiglaciaire et à l'Holocène (Vegetal landscapes in the Artense region during Late-glacial and Holocene). *Bulletin de l'Association de Géographes Français* **68**: 23–28. <https://doi.org/10.3406/bagf.1991.1555>
- Veyret Y. 1978. Les modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français: problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne. Univ. Panthéon-Sorbonne (Paris I).
- Veyret-Mekdjian Y, Brousse P, Delibrias G. 1978. Première datation d'un épisode glaciaire récent dans le Massif central français. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences* **286**: 1089–1092.
- Williams AJ, Stuart FM, Day SJ, Phillips WM. 2005. Using pyroxene microphenocrysts to determine cosmogenic ^3He concentrations in old volcanic rocks: an example of landscape development in central Gran Canaria. *Quaternary Science Reviews* **24**: 211–222. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.07.004>
- Wirsig C, Zasadni J, Christl M, Akçar N, Ivy-Ochs S. 2016. Dating the onset of LGM ice surface lowering in the High Alps. *Quaternary Science Reviews* **143**: 37–50. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.001>
- Zreda MG, Phillips FM, Elmore D. 1994. Cosmogenic ^{36}Cl accumulation in unstable landforms: 2. Simulations and measurements on eroding moraines. *Water Resources Research* **30**: 3127–3136. <https://doi.org/10.1029/94WR00760>

CHAPITRE 4

Late Pleistocene glaciation in the Cantal Mountains and on the Cézallier Plateau (western Massif Central, France): insights from glacial geomorphology and surface exposure ages*

**Ce chapitre correspond à la version soumise de l'article de même nom, pour le numéro spécial « Recent trends in glacial and periglacial geomorphology » dans la revue Geomorphology ; Ancorenaz et al. (soumis).*

Late Pleistocene glaciation in the Cantal Mountains and on the Cézallier Plateau (western Massif Central, France): insights from glacial geomorphology and surface exposure dating

Arthur Ancrenaz¹, Stéphane Pochat², Emmanuelle Defive¹, Alexandre Poiraud¹, Régis Braucher³, Vincent Rinterknecht³, Johannes Steiger¹

¹ Université Clermont Auvergne, CNRS, GEOLAB, F-63000 Clermont-Ferrand, France

² Laboratoire de Planétologie et Géosciences, LPG, UMR 6112, Nantes Université, CNRS, France

³ Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRAE, CEREGE, BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 4, France

Correspondence to: Arthur Ancrenaz (arthur.ancrenaz@uca.fr)

Abstract. The aim of this work is to build a new chronology of the Late Pleistocene glacial fluctuations in the Cantal Mountains and on the Cézallier Plateau (western Massif Central, France) through a study of glacial landform-sediment assemblages and the production of new exposure ages ($n = 43$) from (i) erratic boulders (^{36}Cl and ^{10}Be) spread over twelve glacial landforms, (ii) two ages from polished bedrocks (^{10}Be) and (iii) three ages from moraine depth profiles (^{10}Be and ^{26}Al). The results indicate that the majority of glacial deposits are attributed to Marine Isotopic Stage 2 (29 to 11 ka). From this dataset, four glacial stadials are discriminated: the Early-Local Last Glacial Maximum at 29-24 ka, (ii) Late-Last Glacial Maximum at 24-20 ka, (iii) a glacial stand-still at approximately 17 ka, during a general deglaciation phase between 20-16 ka and finally (iv) a cirque stadial localized only in the Cantal Mountains at <16 ka. This new chronology strengthens the chronostratigraphy for the western Massif Central and highlights the sensitivity of the area to atmospheric circulation changes.

1. Introduction

Late Pleistocene glacial fluctuations in mid-latitude mountains are valuable paleoclimatic proxies. At the local scale, knowledge of these fluctuations may provide a key for the quantification of climatic conditions at high elevations, where other proxies for studying paleoclimates are rare or absent (Ohmura et al., 1992; Osmaston, 2005; Rea, 2009). At the regional scale, the regional dispersion of paleoglaciers provides milestones for past atmospheric circulation changes (Kuhleemann et al., 2008; Hughes and Woodward, 2017; Rea et al., 2020). The use of paleoglaciers as a proxy for the characteristics of the Late Pleistocene paleoclimate must be based on robust geomorphological reconstructions that clearly identify the successive extents and timings of glacier stadials. To this end, dating glacial landforms is a critical aspect and has been supported by the development of terrestrial cosmogenic nuclides (TCNs) as a direct dating tool. Indeed, TCN allows us to build robust glacial chronology for Pleistocene glaciers (Balco, 2011; Allard et al., 2021a). As a result, the multiplication of glacial chronologies highlighted the asynchronicity of paleoglacier maxima due to contrasting paleoclimatic forcings (Ehlers et al., 2011; Monegato et al., 2017; Batchelor et al., 2019; Allard et al., 2021b).

In Europe, two periods have been particularly studied: the Last Glacial Maximum (LGM) between 26 and 19 ka (Clark et al., 2009) and the following Late Glacial-Interglacial Transition (LGIT; 19 to 11 ka). Interest in these periods relies on intensive paleoclimatic changes inducing paleoenvironmental changes in abiotic and biotic aspects. During the early part of Marine Isotopic Stage 2 (MIS2; 29–24 ka) in western Europe, the southward migration of the Polar Front Jet Stream was deemed responsible for the reorganization of atmospheric circulations, inducing the displacement of westerlies. As a result, the glacier maxima in the Alps can be attributed to enhanced southerlies due to the southward displacement of westerlies (Florineth and Schlüchter, 2000; Luetscher et al., 2015; Monegato et al., 2017). More generally, paleoenvironmental studies pointed out the role of the Heinrich Stadials (HS) as primary controlling factors in the European paleoclimate, with forcings through southward extent of sea ice or the Atlantic Meridional Oceanic Circulation (AMOC) reduction, conducting to colder and drier paleoclimates (see Toucanne et al., 2022 and references therein).

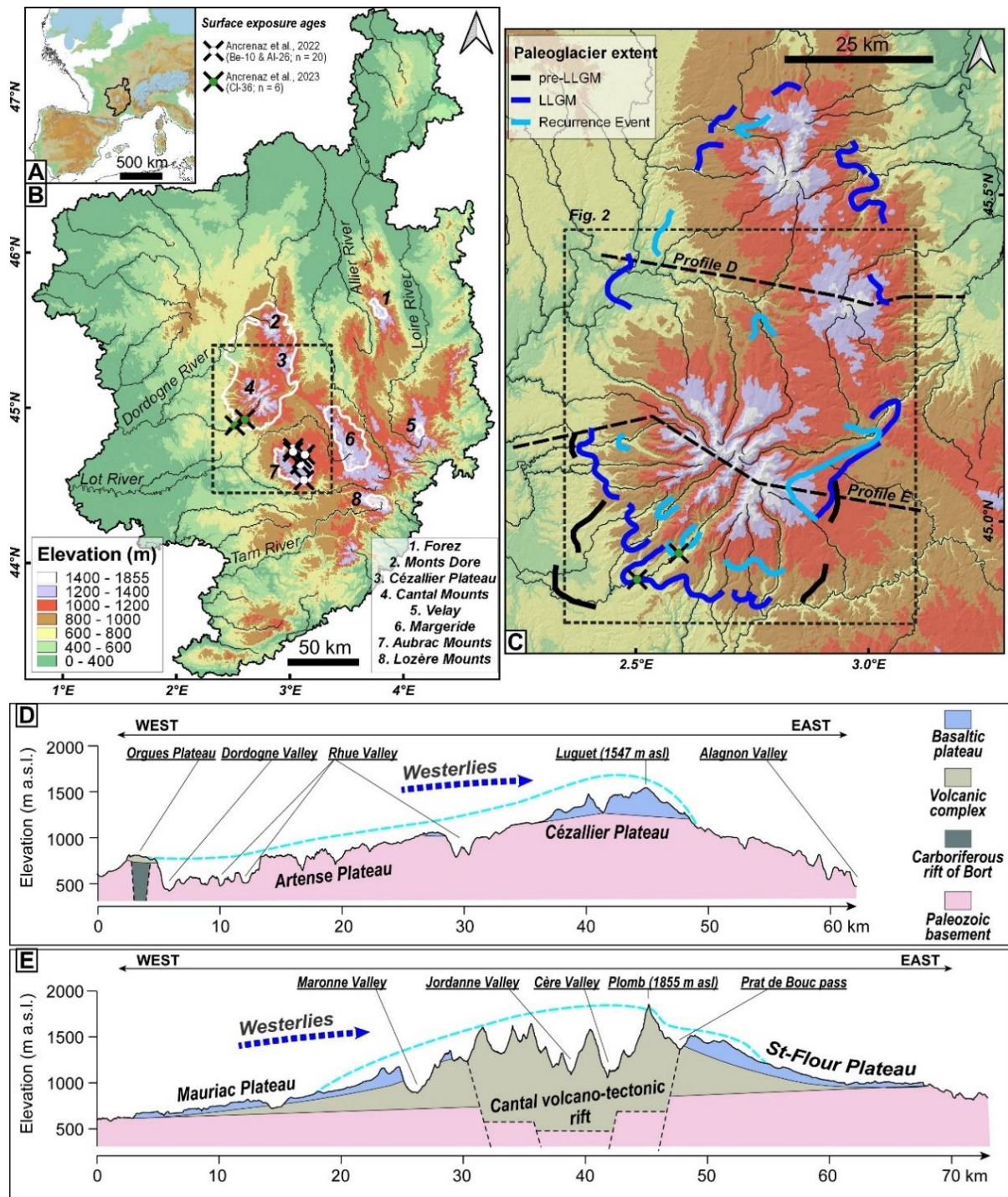


Figure 1. Map of the Late Pleistocene glaciation extent in the French Massif Central. A. Location of the French Massif Central outlined by the black line. The blue dashed line delimits Late Pleistocene glacial maxima (Ehlers et al., 2011). The dashed black line delimits the paleocoastline (-130 m) during the Last Glacial Maximum. B. Late Pleistocene glaciation maxima in the Massif Central are delimited by white lines (Ehlers et al., 2011), and the surface exposure ages from the Aubrac Mountains (Ancrenaz et al., 2022) and the Cère Valley in the Cantal Mountains are shown (Ancrenaz et al., 2023). C. Focus on glacial fluctuations from the Cantal-Cézallier Monts Dore (CCMD). D. Transversal simplified geologic profile of the Cézallier Plateau with hypothetical LGM paleoglacier surface. E. Transversal simplified geologic profile of the Cantal Mountains with the hypothetical LGM paleoglacier surface. Note that high dissymmetry occurred between the western and eastern flanks.

The French Massif Central is located at a key position, as it forms the first orographic barrier to westerlies, between 44° to 46°N, with current climatic influences from the Mediterranean Sea in its southern part (Jubertie, 2006). In this context, paleoglacier fluctuations are regarded as key paleoclimatic proxies to constrained timings and intensities of paleo-atmospheric circulation changes. However, reconstructions of paleoglacier fluctuations in this area are lacking. The only direct glacial chronology available was obtained from the Aubrac Mountains (44.60°N - 3.00°E) in the southwestern Massif Central (Ancrenaz et al., 2022) and highlights that the Local Last Glacial Maximum (LLGM) occurred from 27-24 ka and was followed by two glacier stadials: one from 23-20 ka and another from 19-16 ka. Finally, full deglaciation was estimated to have occurred from 18-16 ka. These findings highlight the synchronicity of the southwestern Massif Central with other regional proxies. To strengthen this early glacial chronology, this work proposes to reconstruct paleoglacier fluctuations in the western Massif central from the Cantal Mountains and the Cézallier Plateau. Two reasons are highlighted to support this focus: (i) this region was the most glaciated area of the Massif Central and (ii) due to the relatively high elevation of the summits (culmination at 1855 m asl), this region is expected to record later glacier stadials.

During the LLGM, paleoglaciers from the Cantal Mountains, the Cézallier Plateau and the Monts Dore (CCMD; 45.25°N – 2.75°E) coalesced, forming a glaciated area of 2.5×10^3 km². Major landform-sediment assemblages were found in the main valleys and allowed the identification of (i) ‘older’ moraines attributed to the penultimate glaciation (Veyret, 1978) and (ii) the Local Last Glacial Maximum (LLGM) followed by a glacier stadial attributed to MIS 2 (Veyret, 1978). Finally, a cirque stadial occurred in the Cantal cirques and was attributed to the Oldest Dryas or the Younger Dryas (see Etlicher and Goër de Hervé, 1988 and references therein). The first attempt by the authors to produce a direct glacial chronology in the Cantal Mountains relied on six surface exposure ages (³⁶Cl) collected from end moraines in the Cère Valley located in southwestern Cantal. The results highlight that the studied glacial landform-sediment assemblages were disturbed by a period of postglacial aggradation favored by paraglacial environments. Indeed, the surface exposure ages obtained (13–12 ka) were interpreted as unsuitable for refining the paleoglacier chronology (Ancrenaz et al., 2023).

The aim of this study is to constrain Late Pleistocene glacial fluctuations in the Cantal Mountains and on the Cézallier Plateau. To this end, investigations involving geomorphological mapping and TCN dating (^{10}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl) are focused on key glacial landform-sediment assemblages to obtain the first direct glacial chronology. These results are integrated into the existing chronostratigraphy, forming a comprehensive chronostratigraphy for the western Massif Central during the MIS 2.

2. Study area

2.1 Geological settings

In this study, we focused on the Cantal Mountains and the Cézallier Plateau, two contiguous areas located in the western Massif Central; these areas are composed of comparable geological structures and have experienced a shared glaciation history since the paleoglaciers from the Cantal Mountains, the Cézallier Plateau and the Monts Dore (CCMD) were coalescent at least during the glaciation maximum (Figs. 1-2).

The Cantal Mountains and the Cézallier Plateau are Miocene and Pliocene volcanic complexes of different origins created after Oligocene rifting. They are underlain by a Paleozoic basement filled during the Oligocene and Miocene, mainly by continental marls and limestones. The regional geological structures and volcanic construction type have produced two distinct morphologies. The Cantal Mountains are a radially dissected stratovolcano that culminated at 1855 m asl and extended over ~2000 km² (Figs. 1C and 1E) (see Goër de Hervé, 1972; Varet, 1970; Veyret, 1978). The Cézallier Plateau is a volcanic highland with an area of ~300 km², ranging in elevation from ~1150 to 1547 m asl (Figs. 1D-E) and dotted with volcanic cones and maars. Three topographic domains are distinguished:

- The Cantal summits, ranging from 1400 to 1855 m asl, are constituted by trachytic domes or necks separated by deep amphitheatres or glacial cirques (250-700 meters deep) dominated by high, sloping, sharp crests comparable to an alpine relief landform.
- Radially overdeepened Cantal valleys, up to 400 m deep 3 km large, are controlled by volcanic and structural contexts (Valadas, 1984).

- The Cantal basaltic plateaus and the Cézallier Plateau, which extended over 1500 km², are constituted mainly by basaltic lava flow with smooth surfaces and gentle slopes (from 10° to 5°).

Finally, the Artense Plateau delimited the Cantal Mountains to the north and the Cézallier Plateau to the west. It is a granitic and metamorphic plateau with gentle slopes from east (~1200 m asl) to west (~500 m asl) along 25 km.

2.2 Current climate and paleoglaciers dissymmetries

Present climatic conditions in the CCMD are marked by strong precipitation gradients due to Foehn effects, as the CCMD relief is the first orographic barrier encountered by North Atlantic westerlies. The relatively high precipitation rates on the west-facing slopes under oceanic climatic facies change to lower precipitation rates on the east-facing slopes under a pronounced continental climatic facies (Jubertie, 2006). Precipitation gradients can be highly variable at very local scales according to the slope orientation (Genevois et al., 2022).

This effect is thought to have also affected the development of paleoglaciers during the last glaciation, with a highly developed ice system occurring on the western flank and a short ice system developing on the eastern flank (Fig. 1). Three main glacial accumulation zones were centered on the highest-elevation zone of the Cantal Mountains, the Cézallier Plateau and the Monts Dore, forming near-continuous accumulation zones (Veyret, 1978). This climatic pattern associated with local topographic constraints has induced three general configurations:

- individual valley glaciers, longer toward the west than towards the east;
- individual plateau glaciers located on the Cantal southern plateaus;
- a glacier lobe from the coalescence of the northern Cantal glacier, the western Cézallier glacier and the southern Monts Dore glacier. This glacier system converged in the Artense Plateau to form an extensive lobe that reached the Bort Plateau (40 km from the Cézallier summit and more than 50 km following the valley from the Cantal origin) (Fig. 2).

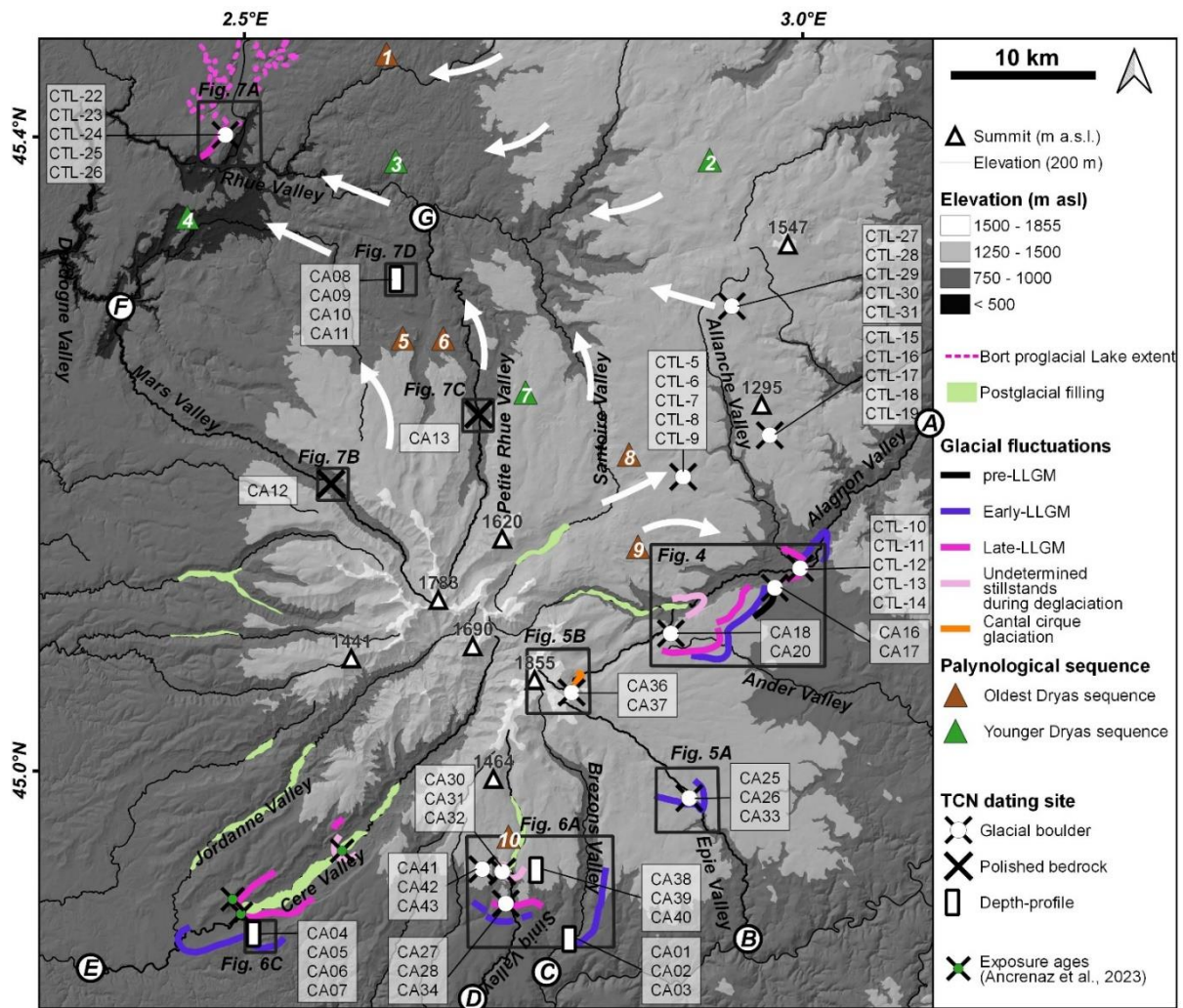


Figure 2. Map of the main glacial landforms in the Cantal Mountains and on the Cézallier Plateau with the locations of the study sites and glacial features sampled for terrestrial cosmogenic nuclide dating. White arrows highlight the iceflow directions (Veyret, 1978). Letters are located at the end of the longitudinal profile of Figure 10. 1) Lac Noir, 2) Godivelle (Gewelt and Juvigné, 1988), 3) Lastioulles (De Beaulieu et al., 1985), 4) Madic (Vergne, 1989), 5) Gioux, 6) Taphanel (Ponel et al., 1991), 7) Borie (Miras and Guenet, 2013), 8) Jolan, 9) Lapsou (Duprat-Oualid et al., 2022), and 10) Peyre (Miras et al., 2006).

3. Methods

3.1 Geomorphological mapping and morphostratigraphic units

The study of glacial landforms and deposits was conducted following three steps: regional mapping with a digital elevation model (DEM; 5-m resolution) and orthophotographs (0.5-m resolution) obtained from the IGN (*Institut National de l'information Géographique et Forestière*) followed by a field work validation. Local highlights are produced through detailed sedimentological characterization and geomorphological mapping of key sectors useful for providing glacier fluctuation information. This approach was enhanced by the establishment of a new typology that focuses on till sources and ice-

marginal landforms that limits misinterpretations (see Appendix A). Geomorphological mapping was performed using a geographic information system: ArcGIS (v.10.3).

Resultant glacial landform-sediment assemblages were used to define a comprehensive morphostratigraphic framework for representing glacial fluctuations. Using geometrical relationships between glacial landforms and sediments located in key areas of the Cantal Mountains and the Cézaillier Plateau, such as end moraine positions, the landform-sediment assemblages were subdivided into morphostratigraphic units (Lukas, 2006; Hughes, 2013). This allowed us to compare deglaciation sequences from distant valleys or plateaus and target suitable landforms to be dated.

3.2 Terrestrial Cosmogenic Nuclide dating using ^{10}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl

3.2.1 Sample collection

The glacial landforms and depositional features applied for TCN dating were selected for their potential ability to temporally constrain the glacial events identified from the morphostratigraphic units and according to their geomorphological contexts and their own sedimentological and morphological characteristics. Two limitations were defined: (i) a lack of dateable glacial features, as erratic boulders embedded in moraines are mostly removed for agricultural purposes, and (ii) in Cantal valleys, postglacial landform disturbances could be responsible for complex exposure histories (Ancrenaz et al., 2023). To overcome these limitations, two TCN dating approaches were combined: surface exposure ages from erratic boulders or polished bedrocks and surface exposure ages from moraine depth profiles.

To investigate the geological diversity of the study area, three nuclides were used:

- Chlorine-36 (^{36}Cl) produced in volcanic whole rocks from various targets (primarily Ca and K) that constituted CCMD highlands and
- The beryllium-10 (^{10}Be) and aluminum-26 (^{26}Al) pair produced in quartz minerals that are abundant in the Paleozoic basement composing the CCMD lowlands.

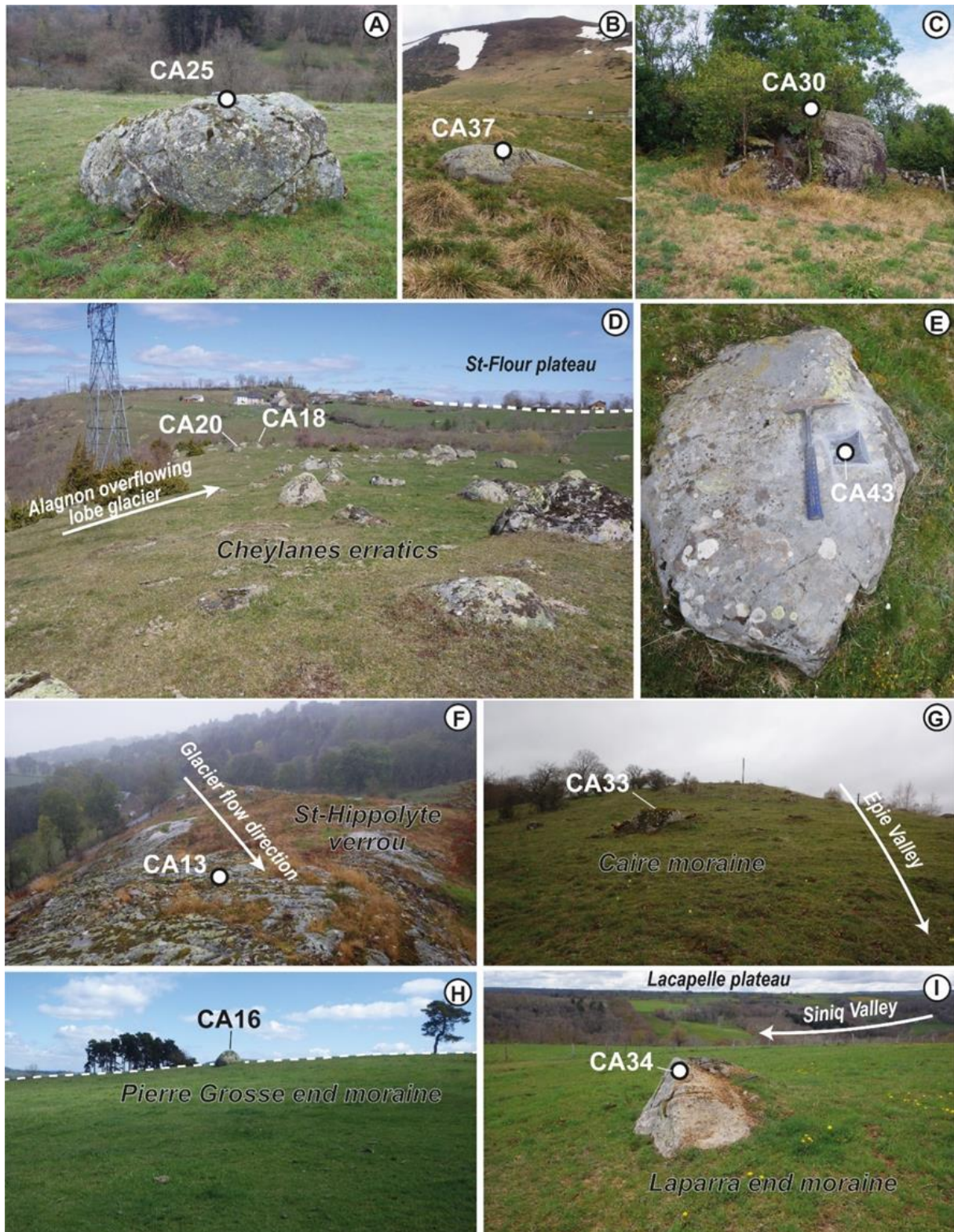


Figure 3. Annotated photographs of erratic boulders and scoured bedrock sampled for TCN dating from the Cantal Mountains and the Cézallier Plateau.

Erratic boulder and polished bedrock sampling

Forty-three erratic boulders were sampled from twelve sites (Table 1): five end moraines and seven isolated moraines or groups of erratic boulders. Sampling focused only on the tallest boulders, ideally >1.5 m in height (Heyman et al., 2016), with broad bases embedded in the glacial landform (Fig. 3). Samples were collected at boulder surfaces, within the upper 1 to 7 cm, preferentially at the top of each boulder on a large and flat surface, using a hammer and a chisel. According to the availability of dateable erratic boulders at each site, between two and five boulders were sampled. Forty-one samples from volcanic boulders were prepared for ^{36}Cl extraction, and two samples from gneissic boulders were prepared for ^{10}Be extraction (Table 1).

In addition, two polished bedrocks with plucking fractures were sampled from granitic rocks for the ^{10}Be and ^{26}Al extractions. These samples were taken from the tops of these erosional surfaces located in valley thalwegs (Table 1).

Moraine depth profile sampling

Three depth profiles were obtained for the ^{10}Be and ^{26}Al measurements within unique sedimentological moraine units associated with unique depositional events. Altogether, three to four samples were taken from three distinct anthropogenic and vertical excavations (Table 1 and Appendix B). Samples were taken at depths between 0.175 and 3.350 m and were composed of an amalgamated till matrix with a maximum particle size of 2 cm. For descriptions of these sedimentological units and samples, see Appendix B.

3.2.2 Sample extraction and measurements

Beryllium-10 and Aluminum-26

Thirteen samples were prepared for the ^{10}Be and ^{26}Al measurements, and two were prepared for the ^{10}Be measurements (Table 1). The physical and chemical preparations followed the protocols described by Brown et al. (1991) and Merchel and Herpers (1999). The samples were crushed and sieved between 0.25 and 1 mm. After mineral separation using a Frantz barrier separator, the nonmagnetic grains (including quartz) received successive acid applications of H_2SiF_6 and HCl to eliminate nonquartz minerals and three partial dissolutions in HF to eliminate atmospheric ^{10}Be . According to Merchel et al. (2008), ~0.15 g of a homemade (3025 ± 9 ppm) ^9Be solution was added to the solution to fix the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$

ratio before quartz was totally dissolved using a 40% HF solution. Natural concentrations of ^{27}Al were measured in liquid aliquots by inductively coupled plasma–optical emission spectrometry (ICP–OES, Thermo Icap6500). Afterward, beryllium and aluminum were extracted by successive anion and cation resins. Finally, the $\text{Be}(\text{OH})_2$ and $\text{Al}(\text{OH})_3$ hydroxides were heated at 800 °C for one hour. The resulting powders were mixed with niobium (BeO) or silver (Al_2O_3) prior to the accelerator mass spectrometry (AMS) measurements. The measurements from samples CA12 and CA13 provided inconsistent ^{26}Al values due to high natural ^{27}Al contents of $7.36 \pm 2.37 \times 10^5$ and $6.04 \pm 1.83 \times 10^5$ at.g $^{-1}$, respectively (Table 2). Associated $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio were not compatible with surface exposure, then the surface exposure ages were thus not calculated for these two samples.

^{10}Be data were calibrated from an ASTER in-house preparation, “STD11”, with a $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of $(1.191 \pm 0.013) \times 10^{-11}$ (Braucher et al., 2015) using a ^{10}Be half-life of 1.387 ± 0.0012 Ma (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010). The reported analytical uncertainties were associated with counting statistics, machine stability and blank correction. Two measurement sessions were performed. For CA01 to CA13, the process blank (BLANK-Be-I) had a $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of 2.59×10^{-15} . For CTL-23 and CTL-25, the process blank (BLANK-Be-II) had a $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ blank ratio of 8.35×10^{-16} . The ^{26}Al data were calibrated using an ASTER in-house standard, “SM-AL-11”, with a ratio of $7.401 \pm 0.064 \times 10^{-12}$ (Merchel et al., 2008) assuming a ^{26}Al half-life of 0.705 ± 0.017 Ma (Samworth et al., 1972). The reported analytical uncertainties included counting statistics, machine stability ($\sim 0.5\%$ for ^{10}Be ; Arnold et al., 2010), and blank correction uncertainties. The analytical data corresponding to the ^{10}Be and ^{26}Al measurements are reported in Table 2 and Table 2B in Appendix B.

Chlorine-36

The samples collected for the ^{36}Cl measurements ($n = 41$; Table 1) were crushed and sieved to 0.25-0.5 mm. Chlorine was extracted and purified from whole-rock samples to produce AgCl for AMS analysis, following the procedure described by Schimmelpfennig et al. (2011). Chemical analyses (trace and major elements) of the bulk rocks from ten samples and chemical analyses (trace and major elements) of the chemically treated fractions of all samples were performed at the SARM-Nancy laboratory and are summarized in Table 3 and Table 4, respectively.

For ^{36}Cl , the use of an isotopically enriched carrier allowed the simultaneous measurement of $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ and the determination of the natural Cl contents of the dissolved samples. For the normalization of the $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ ratio calibration, an ASTER in-house standard was used with a $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ value of $1.42 \pm 0.02 \times 10^{-12}$ (Merchel et al., 2011). Four measurement sessions were performed. Four process blanks (BKCTL-01, BKCTL-02, BKCTL-03, BKCA-01) with $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ ratios of 2.32×10^{-15} , 1.22×10^{-16} , 1.23×10^{-16} and 3.52×10^{-15} were used to correct the ^{36}Cl concentrations by subtracting the number of ^{36}Cl and Cl atoms in the blanks from those in the samples. Typical uncertainties for raw AMS data are 1.7–3.0% for $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ and 6.2–9.3% for $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$.

3.2.3 Surface exposure age calculation

The ^{10}Be concentrations measured from the erratic boulders and bedrock were computed into surface exposure ages using the CHRONUS-Earth online calculator v.3 (Balco et al., 2008; http://stoneage.ice-d.org/math/v3/v3_age_in.html). The ^{10}Be and ^{26}Al production rates at sea level and high latitudes (SLHL) from spallation were used as the default calibration dataset (Borchers et al., 2016): 4.13 ± 0.22 $\text{at.g}^{-1}.\text{yr}^{-1}$ and 29.950 ± 2.955 $\text{at.g}^{-1}.\text{yr}^{-1}$, respectively. These production rates were scaled using the Lal-Stone time-dependent scaling scheme (Lal, 1991; Stone, 2000), the ERA40 atmosphere model and the magnetic field reconstruction from Lifton et al. (2014).

The ^{36}Cl concentrations were computed into surface exposure ages using the Excel spreadsheet of Schimmelpfennig et al. (2009). The ^{36}Cl production rates at SLHL from spallation are 42.2 ± 4.8 atoms ^{36}Cl (g Ca) $^{-1}$ yr^{-1} (Braucher et al., 2011; Schimmelpfennig et al., 2011), 148.1 ± 7.8 atoms ^{36}Cl (g K) $^{-1}$ yr^{-1} (Schimmelpfennig et al., 2014), 13.0 ± 3.0 atoms ^{36}Cl (g Ti) $^{-1}$ yr^{-1} (Fink et al., 2000), 1.9 ± 0.2 atoms ^{36}Cl (g Fe) $^{-1}$ yr^{-1} (Stone et al., 1996), and 696 ± 185 neutrons (g air) $^{-1}$ yr^{-1} for the production rate of epithermal neutrons from fast neutrons in the atmosphere at the land/atmosphere interface (Marrero et al., 2016). These production rates were scaled with the Lal-Stone time-invariant scaling scheme (Lal, 1991; Stone, 2000).

The resulting surface exposure ages were corrected for topographic shielding using a GIS model (Li, 2018) and DEM (25-m resolution). Since no local measurements of erosion rates on boulders from the Cantal are available and considering the lithological diversity of the sampled boulders, surface exposure

ages were not corrected for erosion ages. The null erosion hypothesis is considered the minimalist assumption. The method used to compute the surface exposure ages of the ^{10}Be and ^{26}Al depth profiles in moraines is presented in Appendix B.

3.2.4 Landform age interpretation

For each landform sampled for TCN dating, the surface exposure ages were used to define the landform age using a probabilistic approach with the Probabilistic Cosmogenic Age Analysis Tool (P-CAAT; Dortch et al., 2022). P-CAAT produced composite probability density estimates from ages and their uncertainties (internal or external) related to isolated Gaussian components. This tool allows a user-choice bandwidth estimator to model Gaussian components. For small datasets (fewer than 6 samples), setting the arithmetic mean of the external age uncertainties as the numeric bandwidth gives more accurate solutions (Dortch et al., 2022). For this work, the exposure ages obtained for each landform are clustered, considering the age uncertainties. Then, the landform age given by the unique Gaussian component was interpreted as the best approximation of the landform age (Table 5). Exceptions are discussed in the main text (Section 4.2).

4 Results

4.1 Glacial geomorphology

Key glacial landform-sediment assemblages were identified and mapped in eleven subareas of the Cantal Mountains and the Cézallier Plateau (see Fig. 2 for locations): (i) the Alagnon Valley, the Epie Valley and the Lagnon Cirque in eastern Cantal (Fig. 4); (ii) the Brezons Valley, the Lacapelle Plateau and the Cère Valley in southern Cantal (Fig. 5); (iii) the Rhue, Mars and Petite Rhue valleys in northern Cantal (Fig. 6); and (iv) the northeastern Cantal and the Cézallier Plateau (Fig. 7). The detailed geomorphological mapping results obtained from field prospecting are presented in the following subsection.

4.1.1 Eastern Cantal

Alagnon Valley

The Alagnon Valley, from the Alagnon Cirque (~1200 m asl) to the Alagnon gorge (~750 m asl), is the major glaciated valley of the eastern Cantal and separates the St-Flour Plateau to the south and the Cézérat Plateau to the north (Figs. 2 and 4A). The slopes of the Alagnon Valley are (i) affected by deep-seated gravitational landslides and (ii) covered by vegetized and active screes associated with basaltic cornices that demarcate the St-Flour and Cézérat plateaus (Fig. 4A). On the valley floor, between Murat city and the Alagnon gorge, three distinct glacial landform sediment assemblages are identified: the Entraygues plain, the Neussargues plain and the Murat valley filling (Figs. 4A-B).

The Entraygues plain is composed of distal glacial deposits in the Alagnon Valley (Fig. 4A-B) constituted by tills that form a perched plain 2 km long +30 to +15 m above the current Alagnon and Allanche rivers. This landform is interpreted as a till drift remodeled and buried by proglacial outwash associated with the end moraines located in the Neussargues plain.

The Neussargues plain is a continuous till drift that fills the valley along ~8 km between the Entraygues plain and Murat (Fig. 4A-B), punctuated by several end moraines separated by proglacial meltwater channels, resulting in the Alagnon and Allanche outlet glacier stillstands. The first stillstand was associated with the Pouzat end moraine (~800 m asl) that demarcated the coalescent Alagnon and Allanche glacier outlets. This landform is breached in its center by the Entraygues plain. Upstream, end moraines are associated with the Alagnon and Allanche glacier outlet disconnection and individual recessions, such as the Canals end moraine (823 m asl) in the Allanche Valley or the Prades (845 m asl), the Champs (894 m asl) and the Chapelle (881 m asl) end moraines in the Alagnon Valley. The Entraygues and the Neussargues plains are incised by the Alagnon River by ~30 to 20 m with two postglacial terrace levels: T1 at +10-8 m and T0 at +5-3 m (Fig. 4).

Upstream of the Prades end moraine, the morphology of the valley bottom—the flat floor along 2 km—is interpreted as a postglacial valley filling (Fig. 4). Here, no alluvial terraces are reported.

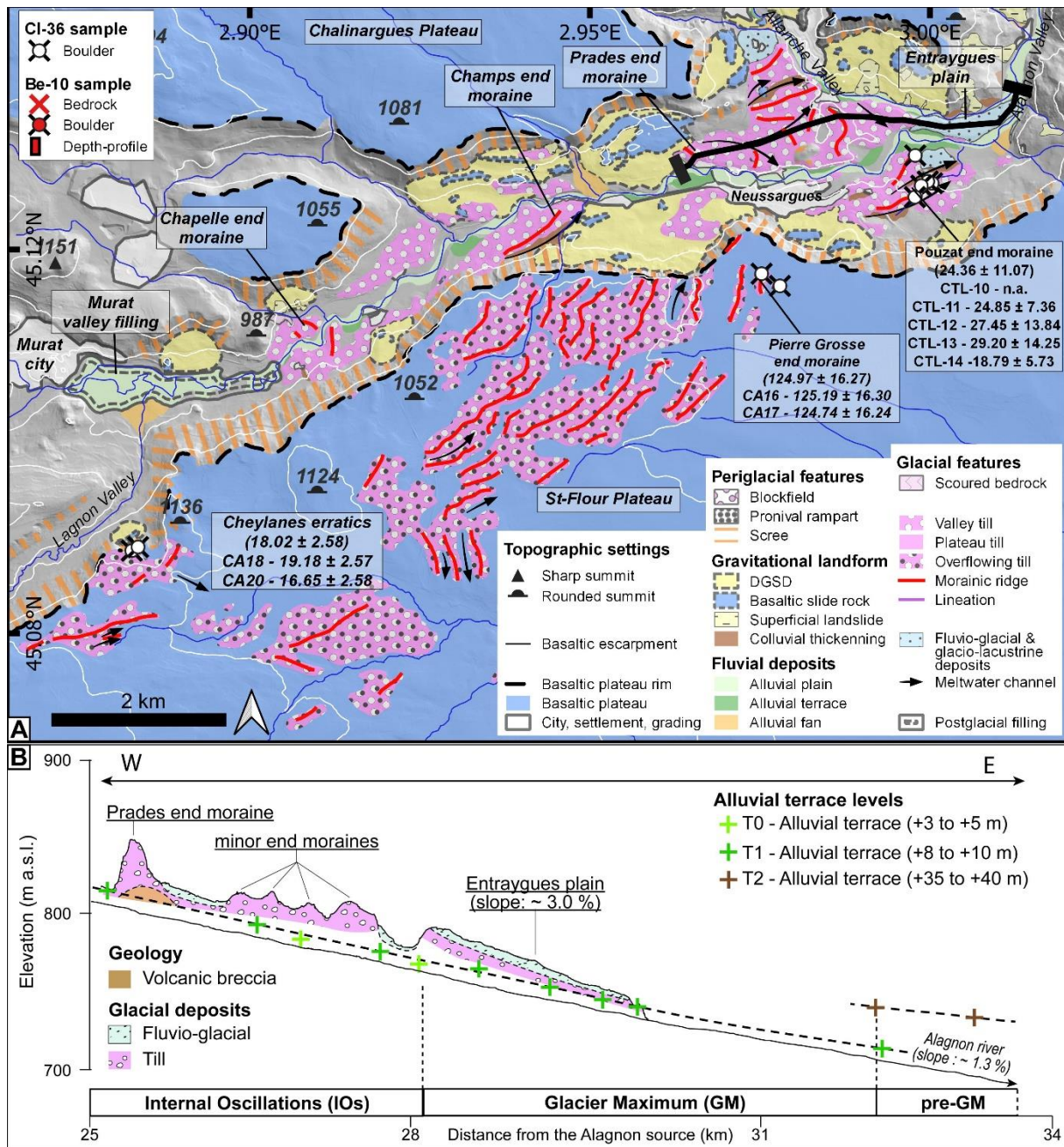


Figure 4. Landform-sediment assemblages from the Alagnon Valley and the adjacent St-Flour plateau. A. Geomorphological mapping from the Alagnon Valley and the adjacent St-Flour Plateau. B. Longitudinal profile of the Neussargues and the Entraygues plains located in the Alagnon Valley. The surface exposure ages are shown in ka, and the calculated Gaussian ages are shown between brackets.

St-Flour Plateau

The southern slopes of the Alagnon Valley are dominated by the St-Flour Plateau on which overflowing moraines are identified, attesting to the overflow of the Alagnon paleoglacier (Fig. 4A). These deposits form a series of subparallel and nearly continuous ridges up to 10 m high. Their general orientation is interpreted as typical end moraines from outlet glacier lobes. Multiple positions of the Alagnon overflow

toward the St-Flour Plateau are demarcated between the Pierre Grosse end moraines (985 m asl) and the Cheylanes erratic boulders (1120 m asl). The latter are associated with the Alagnon glacier thinning that caused the end of the overflow toward the St-Flour Plateau.

Epie Valley

The Epie valley, located within southeastern Cantal (Fig. 5A), is a narrow (with a >1-km width), poorly incised (~100-m) valley that delimits the St-Flour Plateau to the east and the Cézens Plateau to the west. The Epie outlet glacier was alimented mainly by the Epie amphitheater and by a glacial diffluence from the Lagnon Cirque toward the Prat de Bouc pass at 1392 m asl (Fig. 5B). In the Epie Valley, no distinct glacial landforms or sediment assemblages are reported. Only isolated moraine patches are identified and associated with glacier recessions. The Rials moraine, the distal glacial deposits from the Epie glacier found 15 km from the glacier source, is an isolated patch of overflowing moraine located on the St-Flour Plateau (Fig. 5A). On the Cézens Plateau, the Caire watershed is partly covered by overflow moraines that match the occurrence of autochthonous basaltic blockfields (periglacial landforms) (Fig. 5A).

Lagnon Cirque

The east-facing Lagnon Cirque alimented the Lagnon Valley, an Alagnon tributary. It is the most developed glacial cirque of the Cantal Mountains with steep head walls up to 1800 m and pseudofloors at ~1600 and ~1300 m asl. The Lagnon Glacier alimented the Epie glacier through a glacial transfluence at the Prat de Bouc Pass at an elevation of 1392 m asl (Fig. 5B).

Moraines cover the cirque floors with near-continuous deposits along the Prat de Bouc pass. The latter is associated with the end of the glacial transfluence toward the Epie Valley and demarcates the containment of the Lagnon Cirque glacier (Fig. 5B). Above the Prat de Bouc pass, a minor end moraine is identified: the Jambe end moraine. It is a 1-m-high ridge parallel to slopes with an associated glacier surface of approximately 0.25 km². Periglacial features are also common in the Lagnon Cirque and the neighboring Chamalières Cirque, especially a protalus rampart at ~1550 m asl (Fig. 5B).

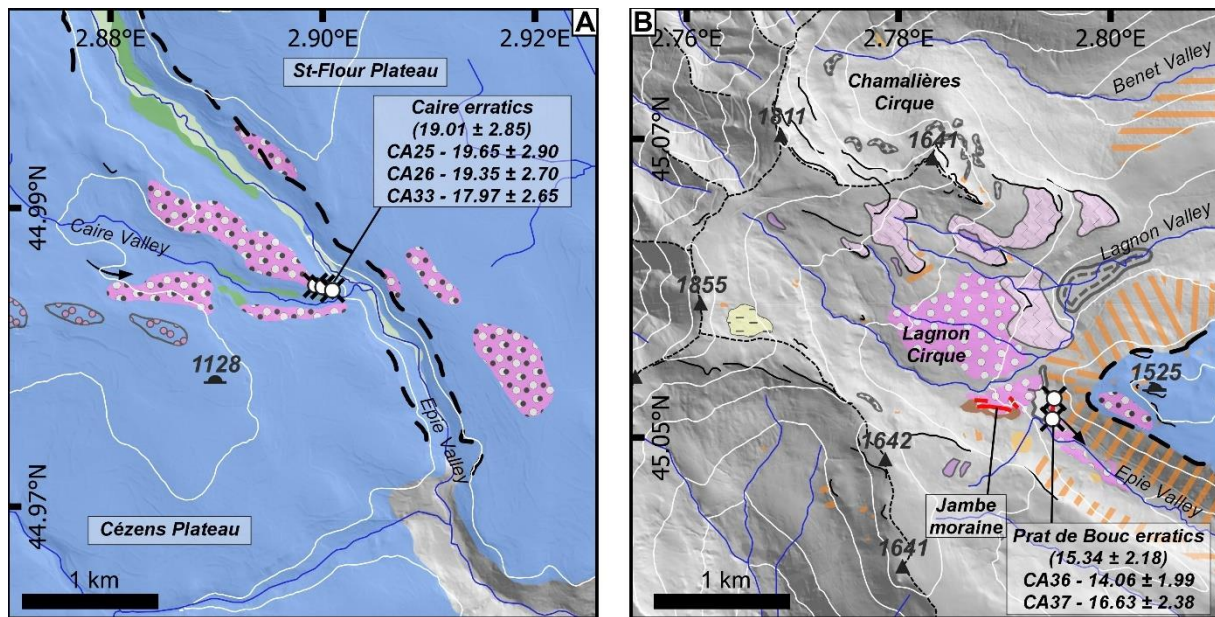


Figure 5. Glacial geomorphological maps of the Epie Valley (A) and the Lagnon Cirque (B). For the locations and legend, see Fig. 2 and Fig. 4A, respectively.

4.1.2 Southern Cantal

Brezons Valley

The Brezons Valley, the main valley of the southern Cantal Mountains, is a deep (200 to 400 m) and large (1 to 2 km) valley nourished by three glacial cirques, the Mandre, the Encloux and the Livernade cirques, and multiple tributaries from the Lacapelle Plateau to the west and the Cézens Plateau to the east (Fig. 6A). The Brezons Valley flanks are covered by basaltic screes nourished by basaltic cornices associated with plateau rims and affected by deep-seated gravitational landslides (Fig. 6A). Four glacial features are associated with the Brezons glacier: the Boutragot end moraines, the Moulinges moraine, and the St-Martin and the Brezons terraces.

The Boutragot end moraines are distal glacial deposits of the Brezons outlet glacier, found on the Cézens plateau at 1025 m asl. These end moraines are constituted by overflowing till sourced from the Brezons Valley. The Boutragot end moraines demarcate the maximal extent of the Brezons paleoglacier overflowing toward the Cézens Plateau (Fig. 6A). According to the elevation of the Boutragot end moraines, the associated glacier thickness reached ~250 m ~13 km from its source. The Boutragot moraines are located downstream of the Montrozier boulder fields (1108 m asl) constituted by autochthonous basaltic boulders and associated with periglacial environments (Fig. 6A).

In the Brezons Valley, glacial remnants are reported along the ~8-km stretch before the Brezons River flows into gorges where the Moulinges moraine, composed of distal glacial deposits, is identified (Fig. 6A). This moraine is constituted by a thick till drift perched at +25 m above the present-day river, forming an irregular terrace 2 km long. Upstream, two series of relatively low and discontinuous terraces perched between +15 and +12 m are reported: the Brezons and St-Martin terraces (Fig. 6A). Sparse sections show a diamicton composed of rounded and heterogeneous volcanic clasts (with a maximum long axis of 50 cm) dominated by pebbles and embedded in an unconsolidated sandy and/or gravelly matrix. These deposits are associated with fluvio-glacial deposits, such as kame terraces, formed during two distinct steps of the Brezons glacier downwasting: the first one constructed the St-Martin terraces, and the second one constructed the Brezons terraces. The Brezons River cut off these terraces at the level of the alluvial terrace, T1, at +10-8 m (Fig. 6A).

Lacapelle Plateau

The Lacapelle Plateau is a south-facing basaltic plateau between the Brezons Valley and the Cère Valley. It is crossed by the Siniq and Goul valleys (Fig. 6A). Around the Siniq Valley, three distinct glacial landform-sediment assemblages are recognized: (i) the local Lacapelle plateau moraines, (ii) the ice-marginal landforms of the Siniq lobe glacier and (iii) the postglacial Siniq valley filling.

The Lacapelle Plateau is covered by thin (up to 1-m-thick) plateau tills, forming low mounds hundreds of meters long separated by closed depressions (Fig. 6A). Locally, the plateau tills can be thicker, up to 4 m, especially in present-day drainage networks or in association with residual basaltic relief. In the latter case, these landforms are interpreted as glacial lineations, from which specific characteristics can be derived (see Appendix A).

Overflow moraines sourced from the Siniq Valley are identifiable by isolated patches of erratic boulders (trachytic and trachyandesitic rocks). Their distribution forms a lobate extent of 3 km associated with the glaciers that overflowed from the Siniq Valley toward the adjacent Lacapelle Plateau (Fig. 6A-B). Upstream in the valley, a series of end moraines demarcated multiple glacier stillstands, from the Laparra (1013 m asl) to the Laygo (1005 m asl) end moraines. The Laygo end moraine enclosed the Siniq valley filling, identified from the flat valley floor at 696 m asl along a length of 6.5 km (Fig. 6A-B).

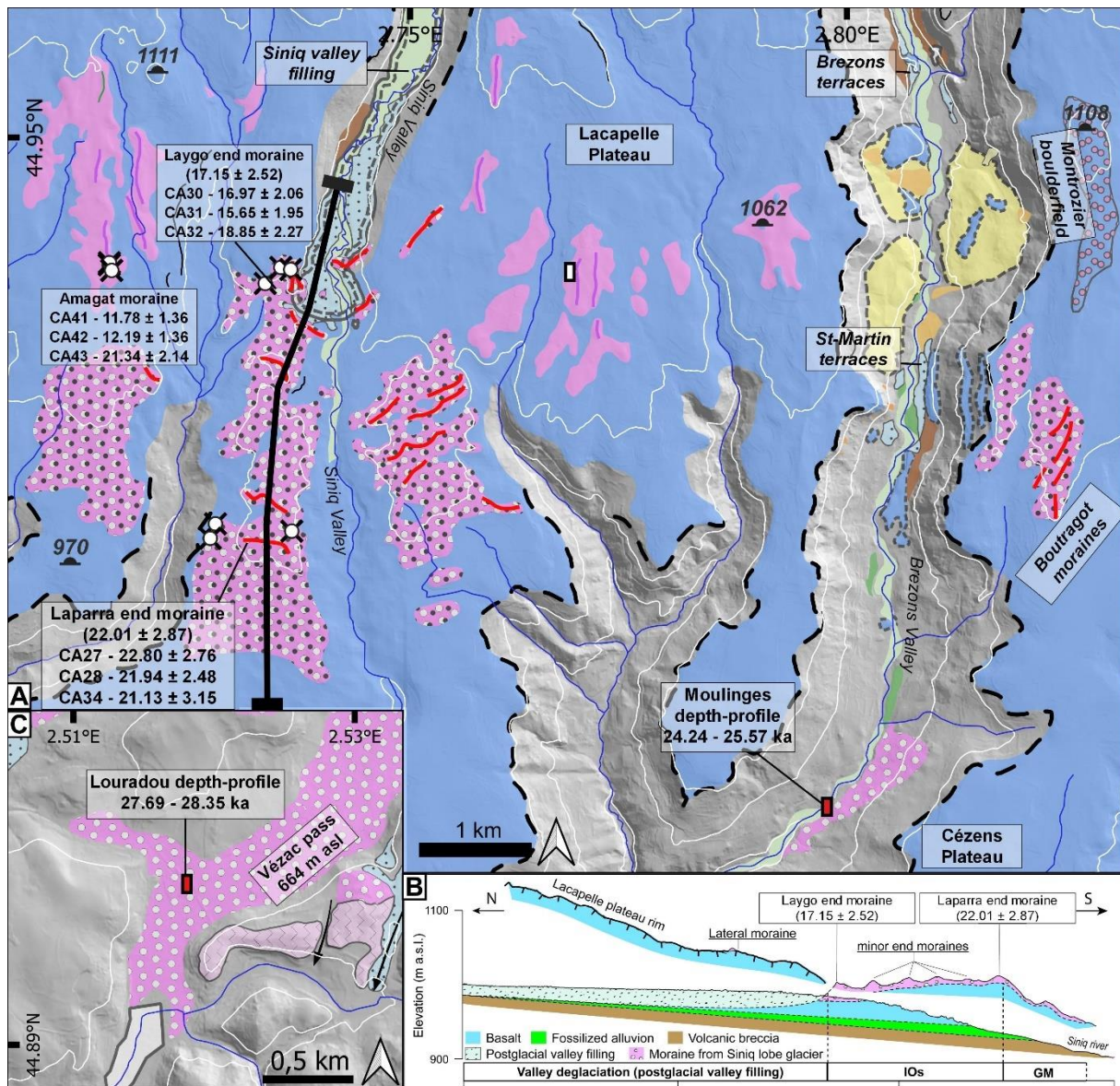


Figure 6. Glacial geomorphological map of the Brezons Valley with the adjacent Lacapelle Plateau (A), the longitudinal profile along the Siniq Valley (B) and a geomorphological map of the Vézac pass in the lower Cère Valley (C). For the locations and legend, see Fig. 2 and Fig. 4A, respectively.

Cère Valley

The Cère valley is the major Cantal valley, oriented toward the southwest. The Cere glacier was alimented by a glacial transfluence toward the Fond de Cère Pass (1290 m asl) from the Fond d'Alagnon Cirque and by secondary cirques or amphitheatres along the valley. The glacial and associated deposits in this area were mapped by Ancrenaz et al. (2023). Here, the study site was restrained to the Vézac pass at 664 m asl, 27 km from the Fond de Cère Pass, above the Carnéjac end moraine (Fig. 6C).

The Vézac Pass is filled by moraines associated with a glacial transfluence from the Cère Valley toward the Couffins Valley. This moraine corresponds to the distal glacial remnants found in the Couffins Valley. Its deposition is associated with a glacial recession phase responsible for the kame terrace edifications (700 m asl) along interfluves that dominated the Vézac Pass to the east (Fig. 6C). This glacial retreat phase occurred before the glacier stillstands produced the Carnéjac and Polminhac end moraines.

4.1.3 Northern Cantal

Mars Valley

The Mars Valley is a west-facing, deep (300 to 500 m) and long (4 to 2-km) valley alimented by the Falgoux Cirque. The associated valley glacier is estimated to have had a length of up to 26 km (Fig. 7B). At 9 km from the glacier source, the valley intersects the Paleozoic basement at ~900 m asl (Fig. 7B). Here, granitic and metamorphic outcrops present typical ‘roches moutonnées’ morphologies.

Orgues Plateau

The Orgues Plateau is a phonolitic dome that culminates at 859 m asl and is located above the Dordogne and the Rhue confluence ~35 km from the Cantal summits (Fig. 7A). Here, the distal glacial deposits toward the west are attributed to the Rhue paleoglacier, which was alimented by northern Cantal valleys and western Cézallier valleys.

On the east-facing slopes of the Orgues Plateau, a group of erratic boulders is identified. Postglacial landforms masked or reworked part of these glacial deposits, especially phonolitic screes and heads (Fig. 7A). To the north of the Orgues Plateau at the Vioux settlement, deltaic deposits associated with the Bort proglacial lake are reported at 626 m asl. Interfluves of the western part of the Artense Plateau, inside the extent of the Bort proglacial lake, are covered by fluvio-glacial deposits. To the east of the Dordogne and the Rhue confluence, gneissic reliefs are scoured and covered by discontinuous morainic or fluvio-glacial deposits that fill the overdeepened morphologies and part of the hydrographic networks; perched terraces were identified at +20 m (Fig. 7A).

Petite Rue Valley

The Petite Rhue valley, a tributary of the Rhue valley, is a north-facing valley alimented by the Petite Rhue Cirque. At 11 km from its source, the valley intersects the Paleozoic basement, which is composed mainly of granites at ~900 m asl and presents typical *roches moutonnées* morphologies (Fig. 7B).

A second site was studied from the surrounding interfluves of the Petite Rhue Valley at 905 m asl (see Fig. 2 for location); this site forms a flat plateau with *roches moutonnées* of one hundred meters long and dozens of meters high. Between these features, depressions originated by suggestive overdeposition are filled by moraines (Fig. 7D).

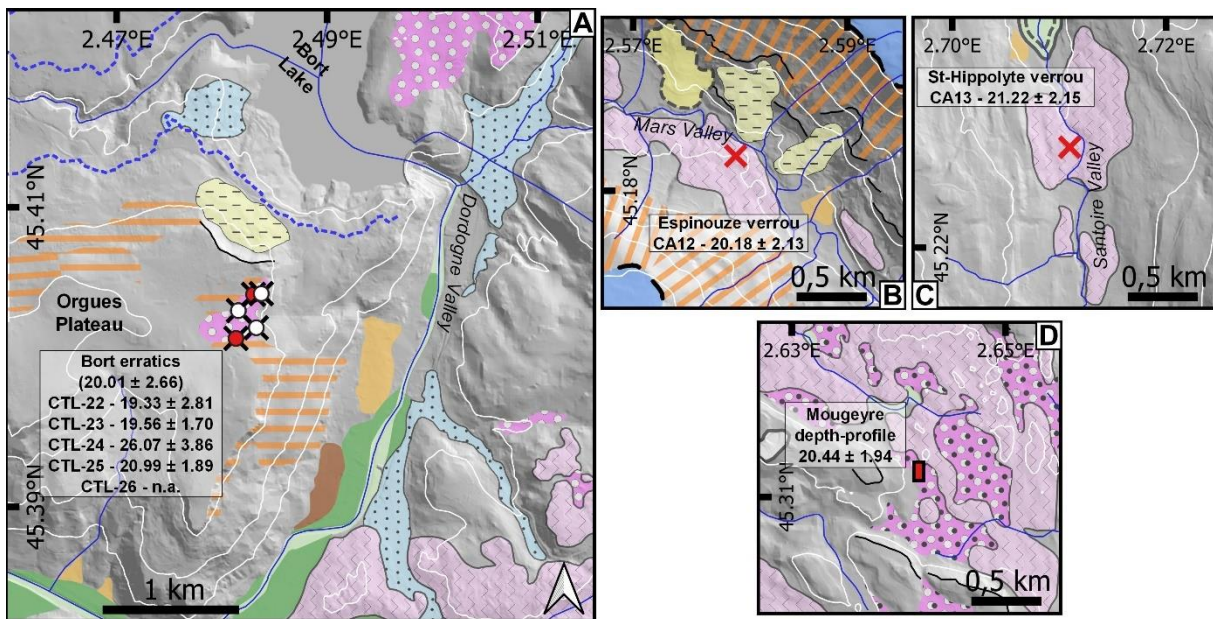


Figure 7. Glacial geomorphological map of the northern Cantal study sites, with the Dordogne and Rhue paleo-glacier confluence (A), the Espinouze verrou in the Mars Valley (B), the St-Hippolyte verrou in the Petite Rhue Valley (C) and the Mougeyre site (D). For the locations and legend, see Fig. 2 and Fig. 4A, respectively.

4.1.4 Northeastern Cantal and Cézallier Plateau

Cézérat Plateau

The Cézérat Plateau refers to the Cantal northeastern basaltic plateau with elevations between 1300 and 1000 m asl (Fig. 2). Here, the landscape is composed of subglacially scoured morphologies with bared and scoured basaltic mounds separated by depressions occupied by lakes or peat bogs. At the Pinatelle site, a group of glacially transported basaltic boulders are reported at 1135 m asl (Fig. 8A). These boulders are locally accompanied by patches of plateau moraines.

Cézallier Plateau

The glacial landforms identified at the two study sites on the Cézallier Plateau are dominated by groups of erratic boulders that cover slopes and interfluves, locally accompanied by bare rock surfaces and dismantled tor-like features. Two groups of erratic boulders were identified as being suitable for ^{36}Cl dating (see Fig. 2 for location): the Combalut (Fig. 8C) and Pradiers (Fig. 8B) sites.

These two sites are located on the west-facing Cézallier slopes. The Combalut erratics are located on the western slopes of the Suc de Mourcairol (1224 m asl), a basaltic interfluve. The Pradiers erratics are located on the southern slopes of the Pradiers phonolitic dome (1360 m asl). These two groups of erratic boulders were deposited by the Cézallier paleoglaciers recession.

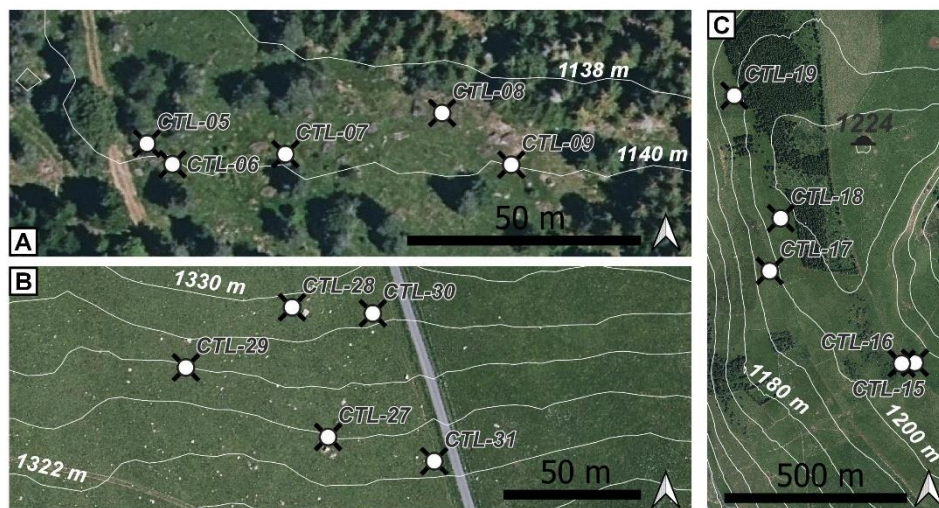


Figure 8. Annotated aerial photography of groups of erratics from the northeastern Cantal at the Pinatelle site (A), the Cézallier Plateau at the Combalut site (B) and the Pradiers site (C). For the locations and legend, see Fig. 2 and Fig. 4A, respectively.

4.2 Morphostratigraphy and surface exposure age

A comparison of the landform-sediment assemblages from the Alagnon and Siniq valleys and their surrounding regions, the St-Flour Plateau and Lacapelle Plateau, respectively, allowed us to integrate these distant glacial features into four morphostratigraphic units: (i) the Glacier Maximum (GM), (ii) the Internal Oscillations (IOs) in the Cantal valleys, (iii) the Cantal plateaus and Cézallier Plateau deglaciation and finally (iv) the Cantal cirque glaciation. Morphostratigraphic units and the associated surface exposure ages are presented with their external uncertainties in this section and compiled in Table 5. The surface exposure ages from samples CTL-10, CTL-26, CA12 and CA13 were unreliable

due to large uncertainties in the Cl or Al measurements (Table 2) and are thus not discussed in the following text.

4.2.1 Glacier Maximum (GM) unit

Glacier maximum (GM) deposits are distal glacial depositional features. The majority of GM deposits are sparse patches of tills or groups of erratic boulders, and only one GM end moraine has been reported: the Pierre Grosse end moraine located on the St-Flour Plateau. In some localities, GM deposits are associated with the occurrence of periglacial features such as boulder fields, e.g., on the Cézens Plateau above the Epie Valley (Fig. 5A) or the Brezons Valley (Fig. 6A).

Four GM features were dated in this work: the Pierre Grosse end moraine, the Moulinges and the Louradou moraines and the Orgues group of erratic boulders (Table 5).

- At the Pierre Grosse end moraine, two erratic (trachytes) boulders were sampled: CA16 (124.19 ± 16.30 ka) from a boulder embedded in the morainic crest and CA17 (124.74 ± 16.24 ka) from a boulder located on the foot of the distal slope of the end moraine. The Gaussian age was 124.97 ± 16.27 ka (Table 5; Figs. 4A and 9).
- Two ^{10}Be and ^{26}Al depth profiles were performed in the Moulinges (Brezons Valley; 666 m asl) and the Louradou (Cère Valley; 725 m asl) moraines (see Appendix B for more details). The resulting ages were 24.24–25.57 and 27.69–28.35 ka (1-sigma uncertainty), respectively.
- Finally, at the Orgues Plateau, a group of erratic boulders was sampled. Three samples from phonolitic boulders gave ^{36}Cl surface exposure ages of 19.33 ± 2.81 ka (CTL-22), 26.07 ± 3.87 ka (CTL-24) and CTL-26 (n.a). Two samples were taken from gneissic boulders, and the corresponding ^{10}Be surface exposure ages were 19.56 ± 1.70 ka (CTL-23) and 20.99 ± 1.89 ka (CTL-25). Two composite Gaussians were modeled by P-CAAT; one gave an age of 20.01 ± 2.66 ka (n=3), and the second gave an age of 25.98 ± 2.60 ka (n=1). The first Gaussian result was interpreted as the most likely age for the Pouzat moraine (Table 5; Figs. 6A and 9).

4.2.2 Internal Oscillation (IO) unit in Cantal valleys

In the Cère Valley (Ancrenze et al., 2023) as well as in the Allagnon and Siniq valleys, a series of end moraines were found backward of the GM deposits (Figs. 4A, 6A and 8). The number of end moraines

and the longitudinal extents of these end moraines differed: three sets of end moraines were observed over a length of 7 km in the Alagnon Valley, and two sets of end moraines were observed over a length of 3 km in the Siniq Valley. Despite these differences, these glacial features were grouped into the same morphostratigraphic unit: the Internal Oscillations (IOs) unit, which demarcates multiple glacier stillstands in those two Cantal valleys. The glacial features reported from other Cantal valleys located behind the GM deposits were integrated into this unit.

Older IO

The most distal end moraines in the Alagnon and the Siniq valleys, the Pouzat and the Laparra end moraines, respectively, demarcated the older glacier stillstands and were attributed to the 'older' IO subunit.

- At the Pouzat end moraine, five large trachybasaltic erratics were sampled (Table 5): n.a. (CTL-10), 24.85 ± 7.36 ka (CTL-11), 27.45 ± 13.84 ka (CTL-12), 29.20 ± 14.25 (CTL-13) and 18.79 ± 5.73 ka (CTL-14). The resultant Gaussian age was 24.36 ± 11.07 ka.
- At the Laparra end moraine, three erratic boulders were sampled: CA27 from a trachyandesitic boulder aged 22.80 ± 2.76 ka (CA27), 21.94 ± 2.48 ka (CA28) and 21.13 ± 3.15 ka (CA34). The associated Gaussian age was 22.01 ± 2.87 ka (Table 5).

Intermediate IO

In addition to a series of end moraines reported from the Alagnon and Siniq valleys, other glacial features located in the Cantal valleys were attributed to the IO unit, as they were located behind the GM deposits. However, since no specific morphostratigraphic framework was identified, these features were integrated into an intermediate IO subunit. Five glacial features were dated using TCN.

- Samples from the Espinouze (CA12) and St-Hypolite (CA13) *roches moutonnées* gave ^{10}Be surface exposure ages of 20.18 ± 2.13 ka and 21.22 ± 2.15 ka, respectively (Table 5, Fig. 8).
- The Caire moraine (1000 m asl; Epie Valley) was located less than 1 km upstream of the GM deposits. Three trachyandesitic boulders were sampled and gave ^{36}Cl surface exposure ages of 19.65 ± 2.90 ka (CA25), 19.35 ± 2.70 ka (CA26) and 17.97 ± 2.65 ka (CA33). The associated Gaussian age was 19.01 ± 2.85 (Table 5).

- The Cheylanes group of erratics (1095 m) was associated with the end of the Alagnon glacier overflowing toward the St-Flour Plateau. Two samples were taken from trachyandesitic erratics, and the ^{36}Cl exposure ages were 19.18 ± 2.57 ka (CA18) and 16.65 ± 2.58 ka (CA18). The associated Gaussian age was 18.02 ± 2.58 ka (Table 5).
- The Mougueyre ^{10}Be and ^{26}Al depth profiles from the Mougueyre moraine at 900 m asl appeared to be in a steady state (see Appendix B). The modeled erosion rate was 39.80 ± 3.77 mm.ka $^{-1}$, yielding a ^{26}Al integration time of 20.44 ± 1.94 ka (Table 3B in Appendix B). This latter age was interpreted as the minimum age of the Mougueyre moraine.

Younger IO

The end moraines farthest upstream ascribed to the IO unit in the Alagnon and Siniq valleys were the Chapelle and Laygo end moraines, respectively, which demarcate the last glacier stillstands reported in the studied Cantal valleys. These features also demarcated the occurrence of valley filling (Figs. 4, 6 and 8).

- Three erratic boulders (trachyandesitic) were sampled from the Laygo end moraine: 16.97 ± 2.06 ka (CA30), 15.65 ± 1.95 ka (CA31) and 18.85 ± 2.27 ka (CA32). The associated Gaussian age was 17.15 ± 2.52 ka (Table 5).

4.2.3 Deglaciation units from the Cantal Plateau and the Cézallier Plateau

Simultaneously with the identification of the IO unit in the Cantal valleys, glacial retreats on the Cantal plateaus and the Cézallier Plateau were identified from a variety of glacial features. However, a distinct morphostratigraphical framework could not be determined from the field evidence. In that respect, all glacial features attributable to local plateau glaciers were grouped within the deglaciation unit. As a result, the ages of glacial features were expected to follow trends primarily controlled by their topographic position and their location between the northeastern Cantal, western Cézallier and southern Cantal regions.

- The southern Cantal plateau deglaciation was dated at the Amagat group of erratics (1065 m asl). Three basaltic erratic boulders were sampled and gave ^{36}Cl surface exposure ages of 11.78 ± 1.36 ka (CA41), 12.19 ± 1.36 ka (CA42) and 21.34 ± 2.14 ka (CA43). The two youngest ages

(those of CA41 and CA42) were interpreted as having been affected by postdepositional reworking since deglaciation of this plateau was dated at 15 ka (Miras and Guenet, 2013). Consequently, only the age of the CA43 sample was suitable for dating the Amagat group of erratics, with an age of 21.34 ± 2.14 ka.

- The northeastern Cantal Plateau deglaciation was dated at the Pinatelle group of erratic boulders (1135 m asl) with five erratic boulders dated using ^{36}Cl to 18.28 ± 2.44 ka (CTL-05), 15.28 ± 2.28 ka (CTL-06), 16.62 ± 2.15 ka (CTL-07), 17.30 ± 2.17 ka (CTL-08) and 19.83 ± 2.53 ka (CTL-09). The associated Gaussian age was 17.50 ± 2.80 ka (Table 5; Fig. 9).
- The Cézallier Plateau deglaciation was dated from two groups of glacially transported volcanic boulders (mainly basalts and phonolites) at the Combalut (1200 m asl) and Pradiers (1325 m asl) groups of erratic boulders (Fig. 8B-C). At the Combalut site, five erratic boulders were sampled, and the calculated ^{36}Cl surface exposure ages were 18.31 ± 1.99 ka (CTL-15), 19.25 ± 2.28 ka (CTL-16), 18.19 ± 3.24 ka (CTL-17), 21.24 ± 3.18 ka (CTL-18) and 16.19 ± 1.78 ka (CTL-19). The associated Gaussian age was 18.40 ± 3.26 ka. For the Pradiers site, five boulders were sampled, and the calculated ^{36}Cl surface exposure ages were 17.71 ± 2.51 (CTL-27), 15.24 ± 2.13 (CTL-28), 17.45 ± 2.42 (CTL-29), 17.18 ± 2.47 (CTL-30) and 19.69 ± 2.33 ka (CTL-31). The associated Gaussian age was 17.54 ± 2.80 ka (Table 5; Fig. 9).

4.2.4 Cantal cirque unit

Finally, the last glacial morphostratigraphic unit was found to be associated with the Cantal cirque glaciation, using glacial remnants found in the Lagnon Cirque. Three subunits were discriminated: (i) the Lagnon cirque glacier confinement, demarcated by the Prat de Bouc moraine, (ii) the Lagnon cirque glacier retreats demarcated by abandoned moraines on cirques floors and (iii) the Lagnon cirque glacier fragmentation characterized by a discontinuous cirque glaciation that produced small, local glaciers, as reported from the Jambe end moraine (Fig. 5B).

Only the Prat de Bouc moraine was dated from two trachytic boulders with ^{36}Cl surface exposure ages of 14.06 ± 1.99 ka (CA36) and 16.63 ± 2.38 ka (CA37) and a Gaussian age of 15.34 ± 2.18 (Table 5; Fig. 9).

5 Interpretations and discussion

5.1 New glacial chronology for the CCMD

The surface exposure ages obtained from TCN dating combining ^{10}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl from erratic boulders, polished bedrocks and moraine depth profiles provide, with very few exceptions, a coherent global chronological dataset. Indeed, the forty-four surface exposure ages produced in this study from seventeen glacial features (Table 5; Fig. 9) were consistent with the relative chronology provided by the morphostratigraphical framework established here, indicating increasingly young ages toward upstream areas. Indeed, all surface exposure ages framed MIS 2 (29 to 11 ka) except that of the Pierre Grosse end moraine (~125 ka; $n = 2$). These older results are not discussed here because this study focuses on Late Pleistocene paleoglacier fluctuations.

The chronology of the following glacier stadial was specified as follows: (i) the Early-LLGM, (ii) the Late-LLGM, (iii) a general glacier retreat punctuated by glacier stillstands that led to the Cézallier Plateau deglaciation and finally (iv) the Cantal cirque glaciation. Due to individual surface exposure age uncertainties and associated landform age uncertainties, the chronological boundaries of these major glacial stadials overlapped.

5.1.1 Early-Local Last Glacial Maximum (Early-LLGM) and Late Local Last Glacial Maximum (Late-LLGM)

The surface exposure ages obtained from the GM and the Older IOs were chronologically well-demarcated with two peaks:

- (i) an Early-LLGM peak centered at 25-26 ka according to the two ^{10}Be and ^{26}Al depth profiles from the Moulinges and the Louradou moraines, dated between 24-28 ka, and
- (ii) the late-LLGM peak at approximately 22 ka according to the Lappara end moraine providing clustered ages with a Gaussian age of 22.01 ± 2.85 ka ($n = 3$).

However, two landforms, the Orgues group of erratic boulders and the Pouzat end moraine, provided surface exposure ages that overlapped with these two peaks. For the Orgues group of erratic boulders, three surface exposure ages were centered at ~20 ka (^{10}Be and ^{36}Cl), and one erratic boulder was 26.07 ± 3.86 ka (CTL-24; ^{36}Cl). For the Pouzat end moraine, the surface exposure ages obtained were centered at 29–24 ka, but high individual uncertainties did not allow us to interpret the landform age.

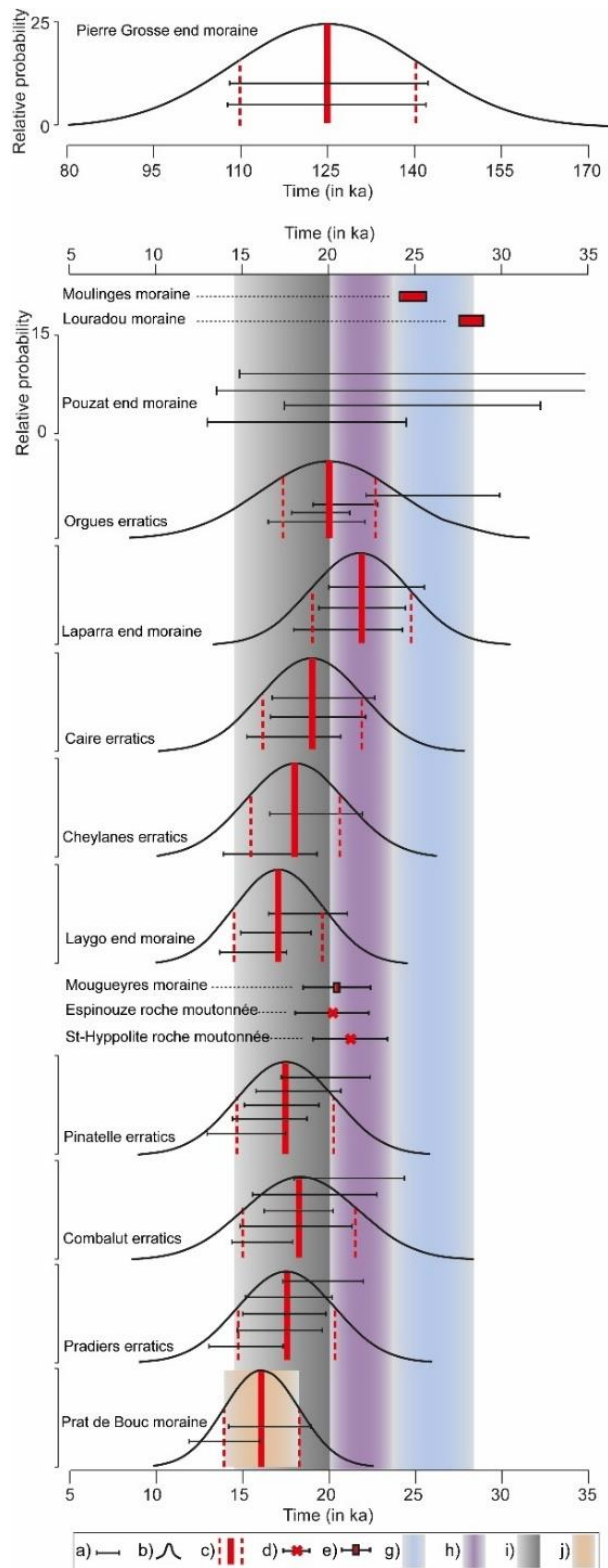


Figure 9. Glacial chronologies obtained from the comparisons of surface exposure ages obtained from erratic boulders, polished bedrocks and depth profiles from the Cantal Mountains and Cézallier Plateau morphostratigraphic units. A) Surface exposure ages from erratic boulders. B) Relative probability of the Gaussian component computed using P-CAAT (Dortch et al., 2022). C) Gaussian age and external uncertainty. D) Surface exposure ages obtained from roches moutonnées. E) Exposure ages from Be-10 and Al-26 depth-profile modeling (Appendix B). G) Early Local Last Glacier Maximum. H) Late Local Last Glacier Maximum. I) Deglaciation. J) Cantal cirque glaciation. No Gaussian age was available for the Pouzat end moraine.

One geomorphological scenario was deemed plausible for investigating the potential sources of these two chronological peaks at least at the Orgues group of erratic boulders: the polygenic landform. Two glacier advances that reached nearly the same frontal position during the Early-LLGM and again during the Late-LLGM could produce two surface exposure age peaks. Polygenic landforms have been reported in other European mountains, such as the Alps (Roattino et al., 2021), the Pyrenees (Delmas et al., 2011) and the Serra da Estrela (Vieira et al., 2021). For these cases, multiple glacial advances reworked older (previously exposed) and fresh (no prior exposure) sediments into the same landform. This interpretation implies that the Rhue paleoglacier and probably other paleoglacier outlets of the CCMD reached approximately the same extents during the Early-LLGM (29-24 ka) and the Late-LLGM (24-20 ka). According to these results, the age of the Bort proglacial lake could be stated. This lake was produced by the Rhue paleoglacier that reached and dammed the ice-free Dordogne Valley at the Bort Plateau (Figs. 2 and 7). Our chronological results at the Bort group of erratics show that this ice-dammed proglacial lake existed during the Early-LLGM (29 to 24 ka) and the Late-LLGM (24 to 20 ka).

5.1.2 Deglaciation trends

The rhythm and steps of the following deglaciation in the Cantal valleys can only be specified roughly by the surface exposure age results obtained from the Intermediate and Younger IO units and by the Cantal plateaus and the Cézallier Plateau deglaciation unit (Fig. 8). The surface exposure ages obtained for these units covered a long period between 21 and 15 ka, and the individualization of the glacial events is not clear.

In the Cantal valleys, surface exposure ages pointed toward ~19 ka (Fig. 9):

- 20.44 ± 1.94 ka in the Mougueyres moraine (Rhue Valley; 890 m asl),
- 19.01 ± 2.85 ka in the Caire moraine (Epie Valley; 1050 m asl), and
- 18.02 ± 2.58 ka in the Cheylanes erratics (Alagnon Valley; 1100 m asl).

This rapid deglaciation after the Late LLGM was supported by geomorphological evidence from other areas, such as the kame terraces in the Brezons Valley and the valley filling reported from the Alagnon and the Siniq valleys (Fig. 9) and the Cère Valley (Ancrenaz et al., 2023).

Glacial retreat in valleys was accompanied by deglaciation on the Cantal plateaus and Cézallier Plateau. A strong topographic influence was highlighted by the earlier deglaciation in the southern Cantal, with the Amagat erratics at 1065 m asl (21.34 ± 2.14 ka), whereas the northeastern Cantal and Cézallier Plateau deglaciation was centered at 17–19 ka:

- approximately 17.50 ± 2.80 ka in the Pinatelle erratics (eastern Cantal; 1140 m asl),
- approximately 18.40 ± 3.26 ka in the Combalut erratics (Cézallier Plateau; 1150 m asl), and
- approximately 17.54 ± 2.80 ka in the Pradiers erratics (Cézallier Plateau; 1300 m asl).

This retreating trend is interrupted by glacial stabilization or readvancement at 16.98 ± 0.98 ka at the Laygo end moraine (southern Cantal; 1005 m asl). However, due to the overlapping ages of the Cézallier Plateau deglaciation and the Laygo end moraine, this work could not precisely determine the chronological order of these two events.

These results were in good agreement with the ages of the kame terraces in the Santoire Valley at 15.7–17.1 ka cal BP (Veyret, 1978; 2 sigma radiocarbon age calibrated with CLAM v.2.3.2 software and the ‘IntCal20’ calibration curve; Blaauw, 2010; Reimer et al., 2020).

According to these results, the deglaciation of the Artense Plateau (see Figs. 1 and 2 for location), initially dated from pollinic stratigraphy to the Oldest Dryas at ~17 ka (Vergne, 1991), can be stated. The Mougueyres TCN depth profile indicates a deglaciation event at least at ~20 ka. This is interpreted as rapid glacial retreat after the Late LLGM. This first-order hypothesis highlights the sensitivity of this paleoglacier.

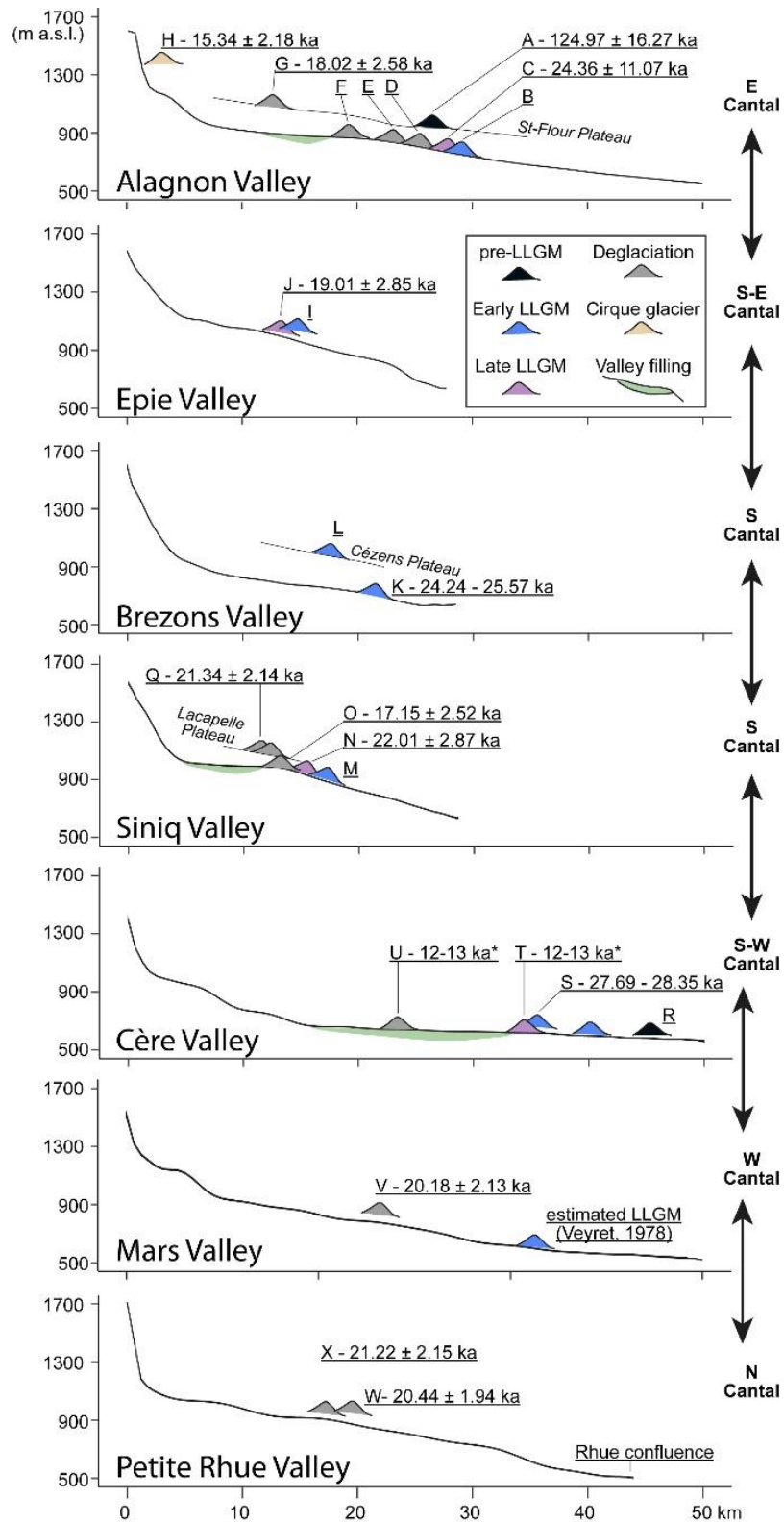


Figure 10. Longitudinal profile of the Cantal Mountains glaciated valleys with key glacial morphostratigraphic units and associated exposure ages. For the locations of the profiles, see Fig. 2. A. Pierre Grosse end moraine, B. Entraygues moraine, C. Pouzat end moraine, D. Prades end moraine, E. Champs end moraine, F. Chapelle end moraine, G. Cheylanes erratics, H. Prat de Bouc moraine, I. Rials moraine, J. Caire moraine, K. Moulinges moraine, L. Boutragot end moraines, M. isolated LLGM deposits, N. Laparra end moraine, O. Laygo end moraine, P. Sapinières plateau moraine, Q. Amagat erratics, R. Tronquières deposits, S. Louradou moraine, T. Carnéjac end moraine, U. Polminhac end moraine, V. Espinouze verrou, W. Mougueyres moraine, and X. St-Hipolyte verrou.

5.1.3 Cantal cirque glaciation

The Prat de Bouc moraine was dated to 15.34 ± 2.18 ka and was the youngest glacial landform dated in this study (Figs. 9 and 10), implying that continuous deglaciation occurred in the Alagnon Valley and its tributaries between the deposition of the Cheylanes erratics (18.02 ± 2.58 ka) and the Prat de Bouc moraine, located in the Lagnon Cirque. The latter landform demarcated the confinement of the Lagnon cirque glacier and provided an upper chronological limit for the Cantal cirque glaciation. The Lagnon cirque, and likely other glacial cirques from the Cantal Mountains, were glaciated during the Oldest Dryas end, while the Cézallier Plateau was probably already fully deglaciated at this time (~ 17 ka). Considering the elevations and orientations of Cantal cirques, a relatively long subsistence period of these cirque glaciers was expected, probably until at least the beginning of the Bølling/Allerød (14.8–12.8 ka), since this latter period was associated with warmer climate (Duprat-Oualid et al., 2022; Gandouin et al., 2016; Ponel et al., 2016, 1991; Vergne, 1991). The Cantal cirque glaciers are expected to have progressively melted out during the Oldest Dryas end the Bølling/Allerød beginning.

5.1.4 Limitations

Two exceptions to this general deglaciation scheme were found in the ages obtained from the Espinouze and St-Hypolite polished bedrocks, inferred to belong to the Intermediate IO unit. These two ^{10}Be ages, 20.18 ± 2.13 and 21.22 ± 2.15 ka, were older than expected considering the sampling positions (Fig. 9). Indeed, the Cantal valley deglaciation was expected to have occurred between 16 and 20 ka. This time lag was interpreted as the effect of inheritance from preglaciation exposure, a common result for bedrocks that have not experienced intensive subglacial erosion (Crest et al., 2017); i.e., subglacial erosion does not remove sufficient material ($<4\text{-}5$ m deep) to set the *in situ* nuclide concentration to zero.

5.2 Comparisons with the local paleoenvironment and paleoclimatic implications

The main outcome of the presented reconstruction of glacial fluctuations in the Cantal Mountains and on the Cézallier Plateau supports synchronicity with the glacial fluctuations reconstructed in the Aubrac Mountains, 50 km south of the study area (Ancrenaz et al., 2022). This corroborates that the western Massif central, in which the CCMD and the Aubrac Mountains are located, could be taken as a

homogenous paleoclimatic domain. On this basis, the glacier-favorable periods highlighted by the glacial chronology identified in this study strengthened and extended the chronostratigraphy available for the western Massif central.

- During the early part of MIS 2 in the western Massif Central, between 29 and 24 ka, the Early LLGM in the CCMD occurred between 28 and 23 ka (this work, Figs. 9-10) and the LLGM in the Aubrac Mountains occurred between 27 and 23 ka (Ancrenaz et al., 2022). These results match the global LGM *sensu* Hughes and Gibbard (2015) that occurred during Greenland Stadial (GS) 3 between 27.5 and 23.3 ka (Rasmussen et al., 2014). In France, the Last Permafrost Maximum (LPM), for which widespread thermal contraction cracking events were identified between 30 and 24 ka, demonstrated a cold and arid climate (Andrieux et al., 2018). In particular, high sedimentation rates of coversands in southwestern France have been reported and dated to the Heinrich Stadial 2 (HS2), which was recorded between 26.5 and 24.3 ka (Sanchez Goñi and Harrison, 2010; Sitzia et al., 2015; Bertran et al., 2020).

The LLGM of an alpine icefield was also attributed to this period (Wirsig et al., 2016; Monegato et al., 2017), with air mass advection from the Mediterranean basin as the dominant moisture source centered at 25.3 ka (Luetscher et al., 2015). These data provide a basis to propose that during this period, the southward displacement of westerlies in the North Atlantic favored cyclogenesis in the Mediterranean basin, which in turn favored enhanced landward moisture advection (Florineth and Schlüchter, 2000; Kuhlemann et al., 2008; Luetscher et al., 2015; Monegato et al., 2017).

Altogether, these proxies depicted reduced westerlies and improved southerlies in western Europe. As a result, the Early LLGM in the western Massif central was likely to be supported by enhanced southerlies. However, the glacier length dissymmetry between the western and eastern valleys indicated that westerlies still greatly impacted the glacier feeding process.

- The second part of the MIS 2 in the western Massif central, between 24 and 19 ka, was demarcated by the Late LLGM in the CCMD (23 to 19 ka) and a major glacier advance in the Aubrac Mountains at 23–20 ka (Ancrenaz et al., 2022). This period was coeval with the maximal extent of the Eurasian ice sheet (Hughes et al., 2015) and centered on the minimal sea level of -

125 m (Mix, 2001). The sea surface temperatures reconstructed from the Iberian margins provided minor cooling during this period, between 1 to 2 °C compared to the current temperature, a much lower amplitude than those estimated during the HS2 and HS1 (Eynaud et al., 2009). Coversands from southwestern France experienced a sedimentation rate reduction associated with a more humid and/or warmer climate (Sitzia et al., 2015).

This period was synchronous with major glacier advances in the Alps (Wirsig et al., 2016; Monegato et al., 2017) and the Pyrenees (Delmas et al., 2022). According to the work of Luetscher et al. (2015), moisture advection from the Mediterranean basin was less important at this time than during the early part of the MIS2 but still greater than it is today.

On this basis, it seems that the major glacier advance recorded in the western Massif central occurred during a period of potential westerly enhancement with less but still important southerlies.

- The third part of the MIS2 in the western Massif Central, between 20 and 16 ka, was demarcated by generalized glacier retreats, both in the CCMD and the Aubrac Mountains, with glacier stabilization or readvancement at ~17 ka in the southern Cantal Mountains and at ~18 ka in the Aubrac Mountains (Ancrenaz et al., 2022). This deglaciation event was coeval with the HS1 (18.0–15.6 ka; Sanchez Goñi and Harrison, 2010), which started with the progressive cooling of the North Atlantic between 19.0 and 17.4 ka (Pascual et al., 2020), inducing long-term effects on the southwestern European climate until 15.6 ka (Sanchez Goni and Harrison, 2010; Kageyama et al., 2005). The cold culmination in sea surface temperature (SST) in the Gascogne Golf was reached between 17.4 and 16.2 ka (Pascual et al., 2020). During this period, a peak in coversand sedimentation was recorded in southwestern France, highlighting the return of a cold and arid climate (Bertran et al., 2020).

The Eurasian ice sheet recession started at 20-19 ka in relation to the relatively high summertime insolation in the Northern Hemisphere (Hughes et al., 2015). The same trends were reported for the Alps icefield (Wirsig et al., 2016), but an enhanced trend was indicated by the progressive reduction in southerlies that nourished the Alps during this period (Luetscher et al., 2015). In

the peri-Mediterranean mountains, generalized glacier recessions were attributed to the aridity induced by the HS1 (Allard et al., 2021a).

In the western Massif central, the same glacial trends were reported. In this context, both the westerlies and southerlies were reduced. The combination of higher summertime insolation with aridity was deemed responsible for the rapid deglaciation depicted in the area.

- Finally, during the end of the MIS2 (16 to 11 ka) in the western Massif central, cirque glaciers subsisted only in relatively high Cantal cirques and likely in high Monts Dore cirques (> ~1400 m asl). This cirque stadial began at ~ 16 ka according to this work (Figs. 9-10). This timing was coeval with the transition between the HS1 and Bølling/Allerød that demarcated slight climatic warming in the Cantal (Duprat-Oualid et al., 2022) and Aubrac (Gandouin et al., 2016).

In the Alps or in the Pyrenees, paleoglaciers were restrained to higher-elevation areas after large glacier retreats occurred during the Bølling/Allerød (Ivy-Ochs et al., 2008) at 2400 m asl (Reixach et al., 2021). In the western Massif central, no surface exposure ages constrained the full deglaciation of the Cantal nor Monts Dore cirques. However, the abundance of periglacial landforms in these areas suggested pronounced cold conditions after the deglaciation stage.

6 Conclusion

Our geomorphological reconstitutions of landform-sediment assemblages in combination with terrestrial cosmogenic nuclide (TCN) dating (^{10}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl) from the valleys (Alagnon, Brezons, Siniq, Cère and Rhue) and plateaus of the Cantal Mountains and from the Cézallier Plateau depicted a robust glacial chronology. These findings strengthened and extended the existing chronostratigraphy available for the western Massif Central northward and during the late glacial period. It appears that glacier-favorable periods in the area followed the main paleoclimatic trends recorded by the neighboring paleoenvironmental proxies in western Europe. Four distinct glacial events were identified:

- the Early-Local Last Glacial Maximum (LLGM) occurred between 29 and 24 ka, synchronous with paleoclimatic configuration characterized by reduced westerlies and enhanced southerlies;
- the Late LLGM occurred between 24 and 20 ka, synchronous with a paleoclimatic configuration characterized by the potential improvement of westerlies with a slight reduction of southerlies;

- the deglaciation that occurred between 20 and 16 ka, with a stillstand at ~17 ka, was synchronous with reduced westerlies and southerlies and increased summertime insolation;
- finally, the Cantal cirque glaciation that occurred after ~16 ka demonstrated the long persistence of cold conditions in Cantal cirques at least above ~1400 m asl.

The location of the Massif central, at the intersection of paleoclimatic influences from the North Atlantic and the Mediterranean Sea, provides a high potential to constrain paleoclimatic conditions, especially regarding atmospheric circulations. To quantify the roles of these two potential sources of precipitation, coupled glacial/climate simulations are needed. For this purpose, this work provides geomorphological and chronological constraints.

Another outcome of this work was methodological. The use of TCN depth profiles coupling ^{10}Be and ^{26}Al is regarded as a valuable tool when alternatives (for example, erratic boulders) are unavailable. From the three ^{10}Be and ^{26}Al depth profiles obtained in this work, two provide chronological constraints for moraine deposition, with three to four samples obtained per site. One depth profile reached the steady state and did not constrain the exposure age but indicated erosion rates of 3.66 to 3.98 cm.k^{-1} , consistent with published data from unconsolidated Pleistocene moraines (1.5 to 6.9 cm.k^{-1} ; Wüthrich et al., 2017). However, this work did not account for the effect of density evolution with thickness, which could have influenced the resulting surface exposure ages and denudation rates.

Appendix A - Adapted geomorphological typology for glacial features identified and mapped in the Cantal Mountains and the Cézallier Plateau

The aim of mapping glacial depositional and erosional features from the Cantal Mountains and the Cézallier Plateau is to provide geomorphological arguments to reconstruct the extents and timing of late Pleistocene glaciations. To this end, mapping processes focus on glacial geomorphological features that are significant for such reconstructions, such as ice-marginal landforms (end moraines, proglacial outwashes, meltwater channels, etc.). This approach relies on the establishment of a comprehensive typology that considers the local contexts, such as the specific geological and topographical settings, from each study site that directly influence glacial dynamics and the associated glacial landform-sediment assemblages.

Other landform-sediment assemblages from periglacial, fluvial or gravitational landscapes are also studied, as some of these features are involved in glaciation reconstructions or in the postglacial evolution of glacial landforms and sediment assemblages.

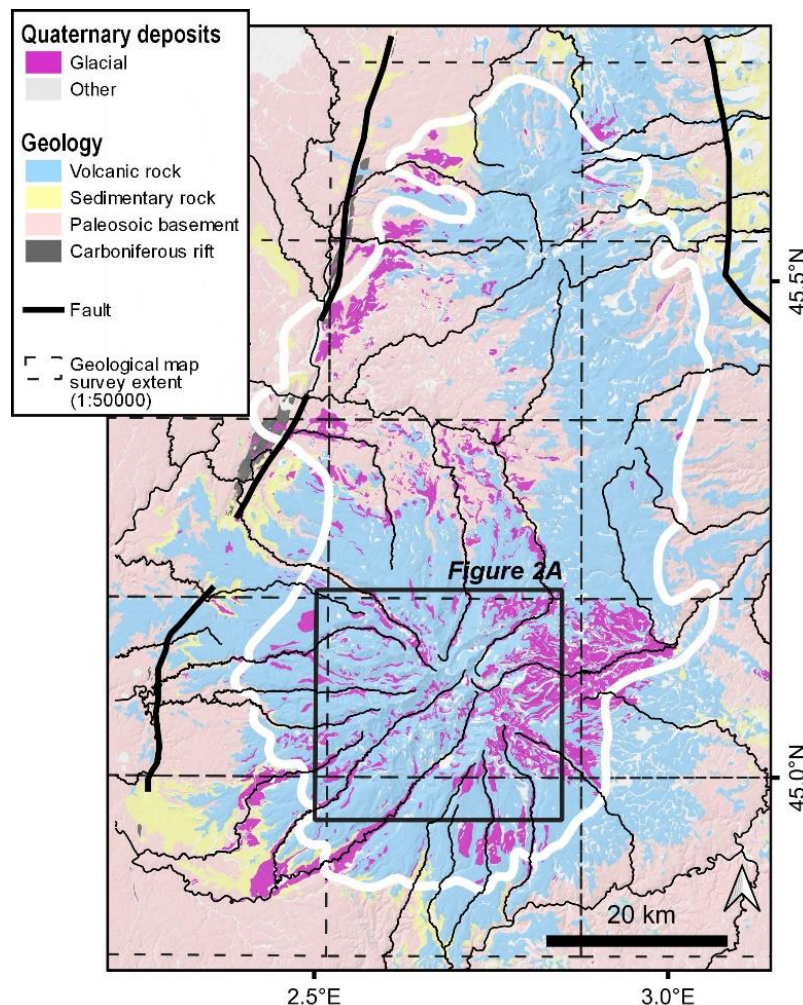


Figure 1A. Simplified geological map of the Cantal-Cézallier-Monts Dore (CCMD) with a focus on glacial deposits and the locations of glacial cirques in the Cantal Mountains. The extents of the LGM CCMD glaciers are outlined in white (Ehlers et al., 2011). The extent of the geological map survey (1:50000) is delimited by the dotted black line. Note that the coverage of the glacial deposit map varies in each geological sheet.

1. Glacial deposits in the CCMD with a focus on tills

Glacial sediments in the CCMD were identified and mapped by geomorphologists and geologists between 1951 and 1986 (Boisse de Black, 1951; Goër de Hervé, 1972; Valadas, 1984; Van Dorsser, 1986, 1982; Varet, 1970; Veyret, 1978). Resultant typologies used sedimentological criteria to distinguish at least three glacial sediments: tills, fluvio-glacial deposits and glacio-lacustrine deposits.

Till identification relied on these main characteristics: unsorted diamicton with the presence of erratic and rounded clasts. Additional criteria have been used to discriminate till subunits, such as (i) the topographic position of the tills, e.g., valley tills, valley-slope tills or plateau tills (Goër de Hervé et al., 1988; Nehlig et al., 2001a); (ii) the surficial morphology of the deposits, e.g., moraine crests or ridges, hummocky terrains and terraces; and (iii) the freshness aspect, which is based on the thickness of the alteration cortex of clasts and the degree of rubefaction with younger and older tills (Brousse et al., 1972; Goër de Hervé et al., 1988).

These broad identification criteria lead to disparate mapping coverages (see Fig. 1A). Moreover, without direct observations of superficial deposits through sections, these criteria are often too broad and could potentially lead to misinterpretations, mainly due to the CCMD geological settings. To produce comprehensive and restrictive criteria for identifying tills in the field while limiting sources of misinterpretation, a new typology is provided here. The main criteria used, the size, shape and sources of boulders and surficial morphology, are discussed in light of their geological context and geomorphological considerations.

The CCMD geological context (volcanized pre-Cambrian dissected plateaus, Fig. 1) largely influences the nature of Quaternary sediments. Concerning the identification of glacial deposits, some geological particularities complicated the use of classical criteria in till recognition. These classical criteria included the erratic sources, the size or shape of boulders, the matrix textures and the surficial morphology. The major source of uncertainty is related to volcanic breccia. Indeed, volcanic breccia encompasses various

debris flows and avalanche debris with kilometric boulders (trachyandesitic megaboulders) and represents almost 90% of the Cantal stratovolcano volume (Arnaud et al., 2002). These rocks contain all main volcanic lithologies and pyroclastics (pumices, ash, etc.). Fossilized alluvium and lacustrine clays are locally intercalated in volcanic breccias. These characteristics interfere with classic field criteria applied for the recognition of glacial deposits. Bare volcanic breccias, especially in the Cantal valleys, produce volcanic clasts of all sizes, shapes and lithologies. In these contexts, the use of the classic criteria is not sufficiently selective.

These structural conditions highlight the potential for misinterpretations when mapping glacial features but are restricted to Cantal valleys. In these areas and in the absence of direct observations of superficial deposits, these criteria must be carefully used to identify glacial features. The typology of the geomorphological features mapped in this work is presented in the following section.

2. Typology of glacial sediments and landforms

2.1 Glacial erosional features

Scoured bedrock

Scoured bedrocks are rock outcrops with distinct subglacial erosional features such as polished surfaces, striae and plucking fractures (Benn and Evans, 2010). Scoured bedrocks can take various morphologies from large roches moutonnées (with axes hundreds of meters long) to local bedrock steps (with axes tens of meters long). The lithological context strongly modulates the aspects of scoured bedrocks. In granitic and metamorphic terrains, these landforms are easily identifiable, for example, on the Artense Plateau (Veyret, 1972) or in the lower parts of the Cantal valleys. In contrast, in volcanic terrains, these morphologies are subtler. This distinction is interpreted as the effects of more intensive postglacial erosion leading to rim cicatrizations, striae and polish destruction due to the relatively weak volcanic rocks.

2.2 Tills and moraines

Three distinct till categories are defined according to a combination of their lithological contents and their topographic positions: valley tills, plateau tills and overflowing tills (Fig. 2). These units allow us to roughly identify the clast sources with a focus on delimiting the extent of local glaciation on plateaus

and extensive outlet valley glaciers. In addition, two morphological descriptors are associated with these till units to identify the following landforms: moraine ridges and moraine lineations.

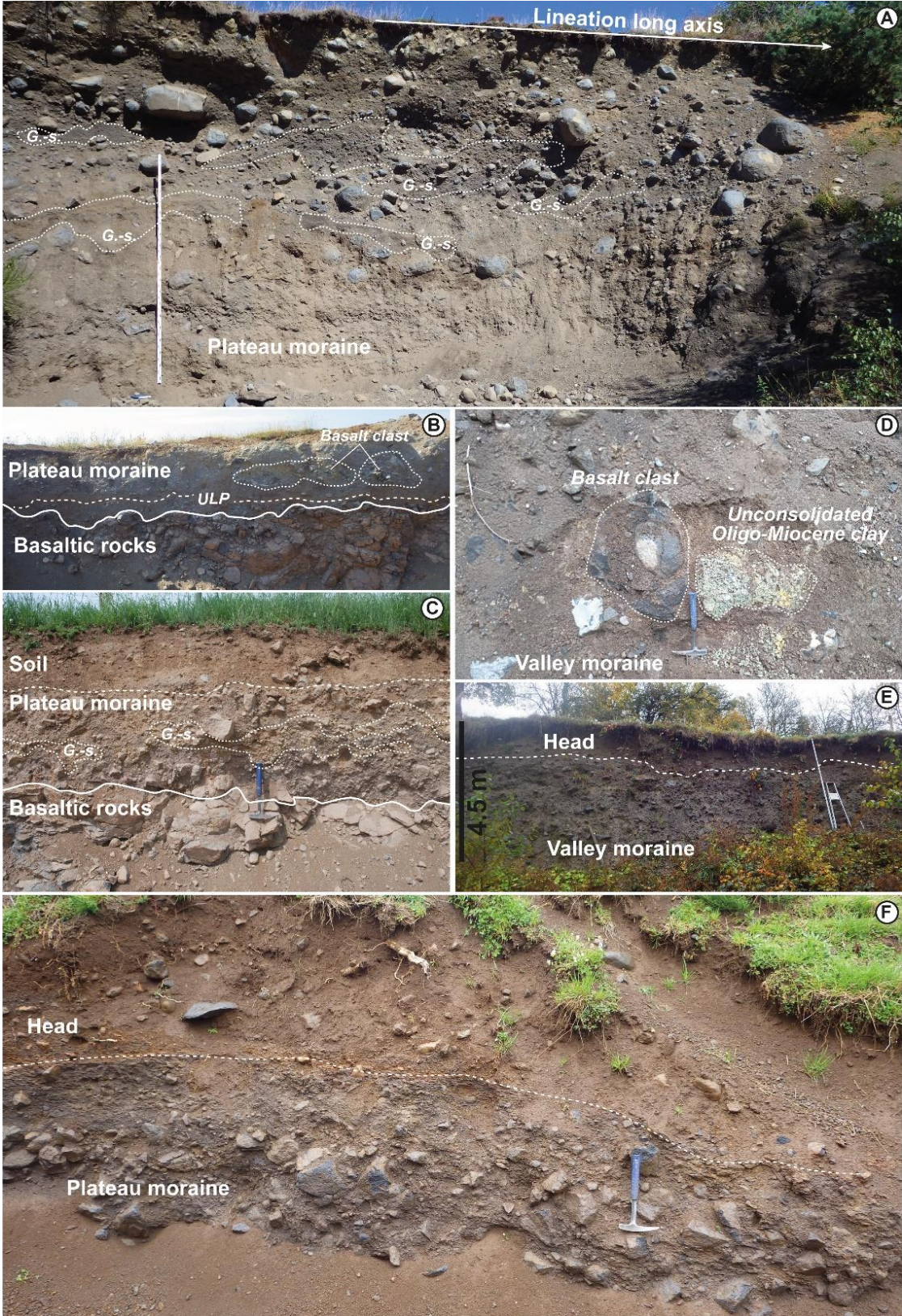


Figure 2A. Annotated photographs of valley tills and plateau tills from the Cantal Mountains and the Cézallier Plateau.

Valley tills

Valley tills encompass the extent of unsorted and heterogeneous materials supported by a developed silty and/or sandy matrix and found in the Cantal valleys (Fig. 2D-E). These deposits are constituted by a mix of volcanic lithologies in the upper parts of the Cantal or Cézallier valleys and by mixes of volcanic and plutonic rocks in the lower valley areas. These deposits possess typical till characteristics (Dreimanis and Schlüchter, 1985; Menzies, 2003; Menzies et al., 2006). Their thicknesses can vary from less than one meter to ten meters.

Plateau tills

Plateau tills are units composed of regrouped glacial deposits containing subautochthonous materials, i.e., basaltic materials with no erratics, located on the Cantal Mountains and Cézallier Plateaus. The absence of 'true' erratics provides evidence of local ice flow attributed to local plateau glaciers. Typical plateau tills consist of reworked basaltic saprolites with rounded to subangular clasts supported by a coarse sandy-gravelly matrix (Fig. 2A-C and F). The shape of the clasts depends mainly on altered basalt facies. Generally, plateau tills are thin, less than 1 m thick, except for glacial lineations (see glacial lineation landforms).

Overflowing tills

Overflowing tills present the same sedimentological characteristics as valley tills but are located on the Cantal Plateau. In the field, overflowing tills are easily identifiable by the erratic materials sourced from the Cantal valleys (mainly trachyandesitic or trachytic lithologies). These deposits highlight ice flows from valleys that overflowed on the adjacent plateaus. Overflowing tills can extend along plateau tills but are clearly delimited.

Moraine ridge

Moraine ridges are ice-marginal landforms consisting of linear or curvilinear ridges that delimit glacier frontal positions. In the Cantal valleys, moraine ridges are arcuate and discontinuous with heights of dozens of meters and delimited confined glacier snouts. On the Cantal Plateau, moraine ridges are found only in association with overflowing tills. Their morphologies are also discontinuous but generally relatively low (up to 5 m) and delimit lobate glacier margins, i.e., unconfined glacier snouts.

Glacial lineation

Glacial lineations are subglacial landforms associated with plateau tills. Glacial lineations are linear landforms that are hundreds of meters long and up to ten meters high, subparallel to the direction of ice flow. These landforms consist of thick plateau till accumulations (Fig. 2A). These landforms are favored by residual basaltic reliefs that nourish basal ice (Stroeven et al., 2013).

2.3 Fluvio-glacial and glacio-lacustrine features

Fluvio-glacial and glacio-lacustrine deposits

Fluvio-glacial and glacio-lacustrine deposits are defined using sedimentological criteria in association with specific geometry such as terraces or plain morphologies. This unit regroups coarse fluvio-glacial deposits and fluvial or lacustrine deposits connected with glacial features as end moraines.

Meltwater channels

Meltwater channels are erosion channels in tills or fluvio-glacial deposits and often do not contain contemporary drainage channels (Greenwood et al., 2007). These features are found mainly in the Cantal valleys in combination with moraine ridges. Meltwater channels can be perpendicular to moraine ridges and cut off these features or can be subparallel to the moraine ridges.

Valley fillings

Valley fillings are flat-bottomed valleys associated with aggradation dynamics controlled by valley deglaciation in a postglacial-dominated context (Murton and Ballantyne, 2017). These morphologies are common in the Cantal valleys and have been identified in previous works (Ancrenaz et al., 2023). These features are characterized by (i) being closed by end moraines, (ii) the absence of postglacial erosion leading to the establishment of alluvial terraces and (iii) being connected to large alluvial fans alimented by tributaries.

2.4 Periglacial features

Scree

Scree is a ubiquitous landform in the Cantal Mountains, especially on valley slopes and in cirques or amphitheaters. Generally, scree is associated with basaltic escarpments or basaltic plateau rims and consists of basaltic angular to subangular boulders. The majority of scree is vegetized.

Pronival ramparts

Pronival ramparts are accumulations of heterometric debris (boulder- to sand-sized) forming ridges (up to one meter high but more often represented only by a high boulder density) located downslope of persistent snow patches. The processes involved in pronival rampart establishment are generally assumed to be rockfall coupled with rolling and sliding rocks across snow patches. Other processes, such as debris flows, avalanches and solifluction, could also be involved in their formation (Matthews et al., 2017).

Blockfields

Nonglaciated parts of the Cantal Plateau are covered by blockfields, which are groups of openwork rounded to angular blocks. The shapes and sizes of these boulders are dependent on the rock alteration type. These features are especially common on basaltic residual reliefs, usually at elevations above 1000 m a.s.l., and are associated with tor-like features. Blockfields are interpreted as remnants of periglacial conditions.

2.5 Fluvial features

Alluvial plains

Alluvial plains are modern inland plains that generally lie +2 m above the corresponding channel networks. These features are generally framed by alluvial terraces.

Alluvial terraces

Alluvial terraces are perched alluvium above alluvial plains, forming discontinuous landforms. These features are regrouped into generations by comparing their relative elevations above the corresponding alluvial plains. Generally, alluvial terraces are flat with an abrupt trend toward the active channel network.

Alluvial fans

Alluvial fans are alluvium accumulated at the outlets of streams and are often steep and incised in the host rocks. These accumulations are shaped into triangles with variable thicknesses and sedimentological facies.

2.6 Gravitational features

Deep-seated Gravitational Slope Deformation (DGSD)

Deep-seated gravitational slope deformations (DGSDs) are large-scale and slow-motion rock mass deformations (Coquin et al., 2015) that affect the slopes of deep and large Cantal valleys. The largest DGSD reported from the Cantal valleys is the Vixouze landslide in the Cère Valley, with an area of 11.5 km² (Ancrenaz et al., 2023). The general morphology of DGSDs is characterized by two components: (i) multiple slid and tilted rock masses that conserved their coherence and highlight failures in the upper DGSD parts and (ii) landslide feet with disorganized morphologies formed by lobate accumulation that reworked the DGSD materials spread on the valley bottom. The filling of DGSD counterslopes by glacial deposits (tills or fluvio-glacial deposits) demonstrated that these landforms preexisted to at least the last glaciation period. These major features can be particularly well observed in slopes constituted by volcanic breccias capped by basaltic lava flows, with well-identifiable head scarps that generally correspond to Cantal basaltic plateau rims.

Superficial landslides

Superficial landslides, in opposition to DGSDs, are regrouped localized landslides that affect the soils of the study area through a variety of processes such as slides, flows or creeps.

Colluvial thickening

A colluvial thickening is an accumulation of colluvia, unsorted fine debris that can contain rounded to angular clasts and is generally located downslope. These features can be locally enriched in sands due to volcanic breccia weathering and/or in organic matter and can accumulate up to 10 m.

Appendix B - In situ terrestrial cosmogenic nuclide (TCN) depth profiles in moraines from the Cantal Mountains using coupled ^{10}Be and ^{26}Al .

Three sections in moraines from the Cantal Mountains are sampled for ^{10}Be and ^{26}Al depth profiles: the Moulinges moraine (Brezons Valley), the Louradou moraine (Cère Valley) and the Mougueyres moraine (Rhue Valley). Each is integrated into the local morphostratigraphy (Sections 4.1 & 4.2). The following sections describe the studied sections, the methodology of ^{10}Be and ^{26}Al depth-profile modeling, and the results and interpretations. Descriptions of the physical and chemical extractions and measurements of ^{10}Be and ^{26}Al are provided in the main text (Section 3.2.2).

1. Material and Methods

1.1 Moulinges depth profile

The Moulinges moraine (44.8982°N; 2.5184°E; 666 m asl) is the distal glacial feature reported in the Brezons Valley in the southern Cantal Mountains. It is associated with the Early Local Last Glacial Maximum (Early LLGM). In the Moulinges moraine, a section 200 to 800 cm deep and up to 50 m long was generated by a local landslide (this landslide occurred between summer 2019 and summer 2020 according to the author observations).

This section shows a uniform and compacted diamicton that contains rounded volcanic clasts (50 cm max.) with rare quartz pebbles (5 cm max.) supported by an unsorted sandy matrix rich in volcanic granules and gravels (Fig. 1B). Locally, lenses of gravels or coarse sands enriched in quartz grains are intercalated. In the upper part, between 75 and 120 cm deep, the moraine is reworked by typical head deposits with clasts that point downstream and a relatively silty matrix. The head is capped by a thick colluvic soil, from a 75-cm depth to the top. Three samples, CA01, CA02 and CA03, were taken from the Moulinges moraine at depths of 100, 200 and 335 cm, respectively (Table 1). Sample CA01 was taken from the base of the head deposits. Samples CA02 and CA03 were taken in the till unit (Fig. 1).

1.2 Louradou depth profile

The Louradou moraine (44.8957°N; 2.7984; 725 m asl) is located at the Vézac pass, above the Cère Valley in the southeastern Cantal Mountains (see the main text, Section 4). This moraine is associated with the retreat of the Cère outlet glacier after the Early LLGM. The studied section is 250 cm deep and

15 m long (Fig. 1). The Louradou moraine is a uniform and compacted diamicton with rounded volcanic clasts (50 cm max) dominated by volcanic pebbles (20 cm max) and accompanied by quartz pebbles (max 10 cm). The matrix is dominated by coarse sands with intercalated gravel lenses. Four samples were taken directly in the till unit for the ^{10}Be and ^{26}Al measurements: CA04 at 45 cm, CA05 at 90 cm, CA06 at 135 cm and CA07 at 230 cm (Fig. 1).

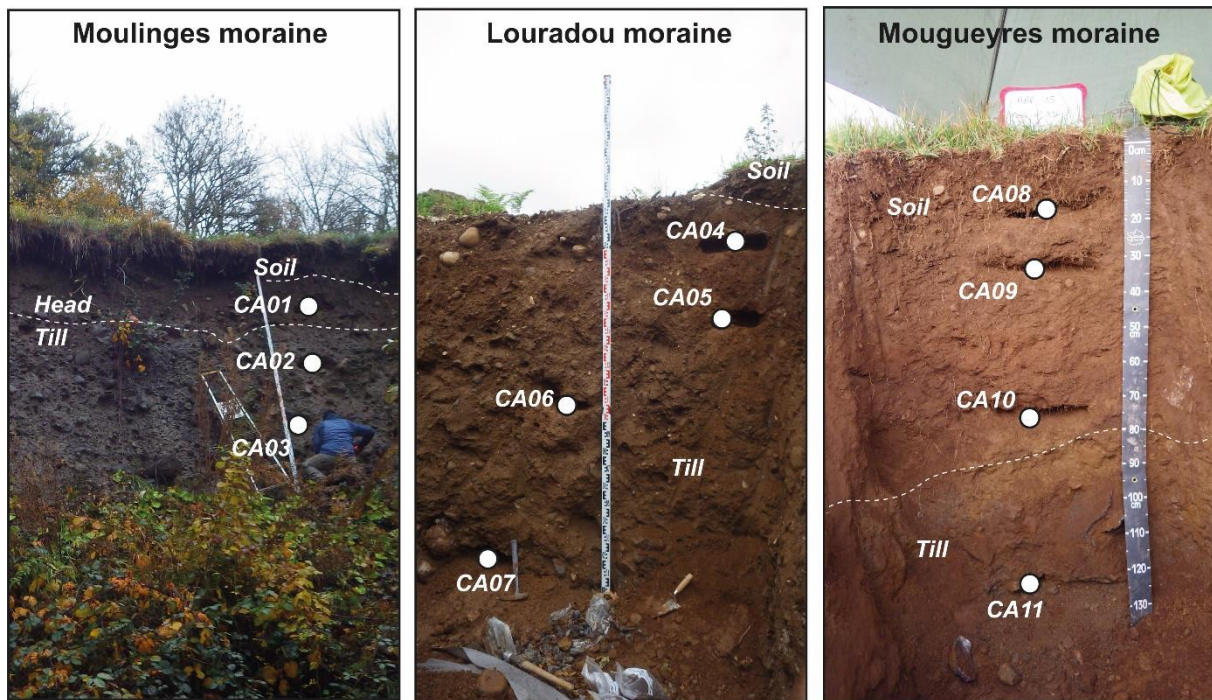


Figure 1B. Annotated photographs of the three ^{10}Be and ^{26}Al depth profiles sampled in the Cantal moraines.

1.3 Mougueyres depth profile

The Mougueyres moraine (45.3118°N; 2.6424°E; 891 m asl) is located in the northern Cantal Mountains. This deposit filled a depression in a subglacially scoured bedrock context. This deposit is associated with the Cantal plateau deglaciation (see main text Section 4). A 135-cm-deep section was sampled for ^{10}Be and ^{26}Al measurements. The Mougueyres moraine is composed of a compacted diamicton that combines rounded volcanic clasts and subangular gneissic clasts (25-cm maximum) embedded in a coarse sandy matrix. This till unit is found between 135 and 80 cm deep, and a thick soil is developed on the till (Fig. 1). Four samples are taken: CA08 at 17.5 cm, CA09 at 32.5 cm, CA10 at 72.5 cm and CA11 at 122.5 cm. The three upper samples are taken from the pedogenized part of the section. Sample CA11 is taken from the till unit.

2. Theoretical background of ¹⁰Be and ²⁶Al depth-profile modeling in moraines

Terrestrial cosmogenic nuclides (TCNs), such as beryllium-10 (¹⁰Be) and aluminum-26 (²⁶Al), result from primary and secondary cosmic ray particle interactions with atomic nuclei in rocks or sediments at the Earth's surface, typically between 0 and 5 m deep (Gosse and Phillips, 2001). The accumulation of TCN in the eroding surface is expressed as follows (Lal, 1991):

$$N(x, t) = N_{inherited}(x)e^{-\lambda t} + \sum_i \frac{P(x)_i}{\lambda + p\varepsilon/\Lambda_i} e^{-p(x+\varepsilon t)/\Lambda_i} (1 - e^{-(\lambda+p\varepsilon/\Lambda_i)t}) \quad (\text{Eq. 1})$$

where $N(x, t)$ is the TCN concentration (at.g⁻¹) for a given depth (x , in g.cm⁻²) after a given time (t , in yr) produced by production pathway i with Λ_i (in at.g.yr⁻¹) being the attenuation length (in g.cm⁻²). Other parameters are the density (p in g.cm⁻³), erosion rate at the surface (ε in cm.yr⁻¹) and decay constant of the given TCN (λ in yr).

Production pathways describe nuclear reactions in exposed sediments or rocks according to the particles involved (neutrons and muons) in TCN production, with specific production rates depending on particle energy and on the chemical compositions of target minerals or rocks. The main ¹⁰Be and ²⁶Al production pathways are described as follows:

- High-energy neutrons produce ¹⁰Be and ²⁶Al at high rates in the subsurface (0 to 2-3 m) through spallation reactions in quartz or volcanic whole rock, respectively.
- Slow muon capture and fast muon interactions produce ¹⁰Be and ²⁶Al at relatively slow rates but are dominant production pathways at depths below 3 m.

The combination of these production pathways produces TCN concentrations that exponentially decrease with depth.

2.1 Application in glacial deposits

Theoretically, TCN depth profiles are a valuable method applicable to unconsolidated sediments, as these profiles allow us to calculate three variables: the exposure age, the denudation rate and the amount of inherited TCN (Braucher et al., 2009; Hidy et al., 2010). However, the main limitation to this approach is the steady-state and 'pseudoinheritance' (Delmas et al., 2018; Wüthrich et al., 2017). For cases without strong chronological or erosion rate constraints from exterior data, modeled TCN depth profiles

have to produce triplet solutions: the age, erosion rate and inheritance. In some cases, high uncertainties could affect such triplet solutions. Thus, combinations of two nuclides, for example, ^{10}Be and ^{26}Al , allow better-constrained exposure histories to be obtained (Fülöp et al., 2015; Granger and Muzikar, 2001). The steady state is reached when TCN accumulation is balanced by TCN destruction through radioactive decay and erosion at the surface. The integration time (T_{eff} , in yr) is the time needed for a given TCN to reach the steady state under specific erosion rates (Lal, 1991). It is calculated as follows:

$$T_{eff} = \frac{1}{\lambda + \left(\frac{p}{\lambda}\right) * \varepsilon} \quad (\text{Eq. 2})$$

As production pathways are depth-dependent (Eq. 1), the integration time varies with depth. As a result, the steady state is reached faster in the subsurface (0 to 1 m, due to the high spallogenic production rates) than in the deep region (1 to 5 m, due to the dominant low-muogenic production). Following Lal (1991), to determine if a depth profile has reached the steady state, erosion rates are calculated for infinite exposure (a forced steady state) using Eq. 1 at each sampled depth. If the erosion rates increase with the depth, the steady state has not been reached, and TCN has continued to accumulate. If the erosion rates are constant with depth, the steady state has been reached, and only the minimum surface exposure ages can be calculated with the integration time (T_{eff}). If the erosion rates decrease with depth, the depth profile has experienced a complex exposure history due to inheritance and/or burial or erosional events. For example, in unconsolidated sediments, the ^{10}Be concentrations reached a steady state after exposure at ~200 ka with a denudation rate of ~5 mm.ka⁻¹ in Pleistocene alluvial terraces (Delmas et al., 2018; Ruskiczay-Rüdiger et al., 2016) and after 10 to 15 ka with a denudation rate of ~50 mm.ka⁻¹ in alpine LGM moraines (Wüthrich et al., 2017).

Another limitation of depth-profile modeling is related to the discrimination of inheritance and ‘pseudoinheritance’ as defined in Wüthrich et al. (2017). Inheritance is the nuclide concentration acquired during previous exposure, i.e., before the deposition of sediments. ‘Pseudoinheritance’ is a high nuclide concentration at depth due to a major erosional event (e.g., surface lowering) combined with a long exposure history. With a single nuclide depth profile (and in the absence of sedimentological evidence), discrimination between inheritance and ‘pseudoinheritance’ is not possible. In these cases,

the combination of two nuclides provides additional constraints about these exposure histories because the combination allows the sediment burial timing to be dated.

2.2 Modeling ¹⁰Be and ²⁶Al depth profiles

The modeling approach used in this work was performed in Pappu et al. (2011). The aim of this approach is to determine the amount of inherited nuclides related to previous exposure in the profile. To this end, the typical ²⁶Al/¹⁰Be ratio of 6.61 was used. Indeed, this ratio is dependent on the exposure history. During shielding events, the different half-lives of ²⁶Al and ¹⁰Be induced ratio modification. The longer the shielding period is, the lower the ²⁶Al/¹⁰Be ratio is because the ²⁶Al concentration decreases more rapidly (radioactive decay of 705 ka; Samworth et al., 1972) than the ¹⁰Be concentration (radioactive decay of 1387 ka; Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010). This approach is applied using the following equation (Eq. 3):

$$N_{model} = [N]_{AFTER} + [N]_{BEFORE} * e^{(\lambda t)} \quad (\text{Eq. 3})$$

As suggested in Eq. 3, the amount of nuclides modeled (N_{model}) is the result of three distinct periods.

- First, the previous exposure corresponding to preglacial exposure at the surface produced ¹⁰Be and ²⁶Al in quartz grains. This is the nuclide concentration ($[N]_{BEFORE}$).
- Second, during the glaciation period, sediments are shielded from cosmic rays by ice. This is analogous to a burial event. During this period, the ¹⁰Be and ²⁶Al concentrations ($[N]_{BEFORE}$) decrease due to radioactive decay and ²⁶Al/¹⁰Be lowering.
- Finally, after the deglaciation period, the sediments are again exposed, and ¹⁰Be and ²⁶Al nuclides start to accumulate again ($[N]_{AFTER}$). The ²⁶Al/¹⁰Be ratio is inherited from preexposure.

This calculation was performed for each sample, and the statistically most likely model solution was obtained by minimizing the chi-squared (χ^2) statistic (Braucher et al., 2009; Siame et al., 2004). Samples with χ^2 statistics are rejected for the surface exposure age and erosion rate modeling (Fig. 2B). For an χ^2 value of ~1, the modeled TCN concentration fit the measured TCN concentrations. The 68% (1-sigma) confidence interval for the best-fitting parameter was given by the minimal χ^2+1 value (Bevington and Robinson, 2003).

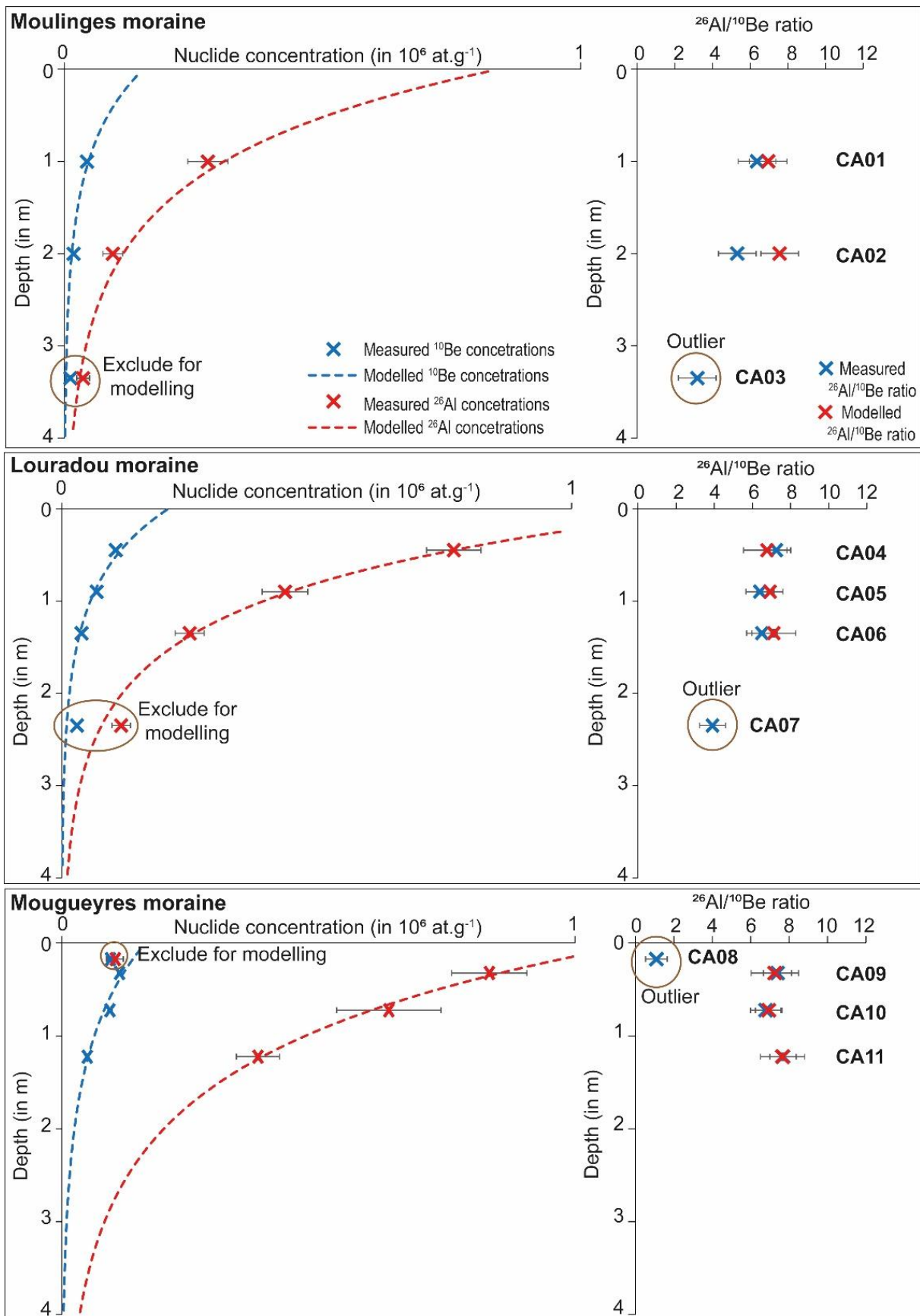


Figure 2B. ^{10}Be and ^{26}Al depth profile measurements and modeling results.

Two key parameters in the present depth-profile modeling are the material density and the typical $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio. These parameters greatly influenced TCN depth profile modeling (Braucher et al., 2009). No field measurements constrained the material density, and a value of 2.2 g.cm^{-2} was taken as acceptable for tills, as suggested by Schlüchter, 1989. According to Akçar et al. (2018), the typical $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio varies from 6.75 to 8.4 according to the depth due to the ^{26}Al production from muogenic production pathways being $\sim +4\%$ higher than that of ^{10}Be . The effects of these two parameters were not accounted for in our approach.

3. Results and interpretations

3.1 Moulings ^{10}Be and ^{26}Al depth profiles

The coupled ^{10}Be and ^{26}Al concentrations from the Moulings depth profile were 4.29 and 27.32 ($\times 10^4$)at.g $^{-1}$ at the 100-cm depth (CA01), 1.73 and 9.19 ($\times 10^4$)at.g $^{-1}$ at the 200-cm depth (CA02) and 1.10 and 3.52 ($\times 10^4$)at.g $^{-1}$ at the 335-cm depth (CA03), and the corresponding $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratios are 6.37, 5.32 and 3.19, respectively (Table 1). The latter indicated the potentially complex exposure histories of the sediment samples in the lower part of the depth profile. However, the ^{10}Be and ^{26}Al concentrations exponentially decrease with depth (Fig. 1).

The calculated steady-state erosion rates increased with depth, between 47 and 70 mm.ka $^{-1}$ for ^{10}Be concentrations and from 52.3 to 167.29 mm.ka $^{-1}$ for ^{26}Al concentrations (Table 2). These results indicated that the Moulings depth profile did not reach the steady state and that an exposure age could be calculated by modeling the ^{10}Be and ^{26}Al depth profiles.

The results of the Moulings depth-profile modeling provided $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratios that fit the measured ratios with individual χ^2 values of 0.5, 2.9 and 36 for the CA01, CA02 and CA03 samples, respectively. Then, the CA03 sample was rejected for the surface exposure age and erosion rate calculations (Table 3B; Fig. 2B). The resultant surface exposure age of the Moulings moraine was 24.24–25.74 ka (1 sigma) with an erosion rate of 0 mm.ka $^{-1}$ and a χ^2 value of 3.14 (Table 3B).

3.2 Louradou ^{10}Be and ^{26}Al depth profiles

The ^{10}Be and ^{26}Al concentrations from the Louradou section were 10.39 and 75.41 ($\times 10^4$)at.g $^{-1}$ at the 45-cm depth (CA04), 6.69 and 42.76 ($\times 10^4$)at.g $^{-1}$ at the 90-cm depth (CA05), 3.83 and 24.8 ($\times 10^4$)at.g $^{-1}$

at the 135-cm depth (CA06) and 2.95 and 11.53 ($\times 10^4$)at.g⁻¹ at the 135-cm depth (CA07), and the corresponding ²⁶Al/¹⁰Be ratios were 7.26, 6.39, 6.5 and 3.91, respectively (Table 2B). The latter indicated the potential complex exposure histories of the sediment samples in the lower part of the depth profile. However, the ¹⁰Be and ²⁶Al concentrations exponentially decreased with depth (Fig. 1B).

The steady-state erosion rates calculated for the ¹⁰Be concentrations were constant, between 27.56 and 37.63 mm.ka⁻¹ (Table 2B). For the ²⁶Al concentrations, the calculated steady-state erosion rates increased with depth from 31.68 to 62.47 mm.ka⁻¹ (Table 2B). This was interpreted as a non-reached steady-state but a complex exposure history with inheritance and burial stages. Then, an exposure age was calculated by modeling the coupled ¹⁰Be and ²⁶Al depth profiles.

Sample CA07 was rejected for modeling due to its high individual χ^2 value (87). The results show that the three upper samples (CA04, CA05 and CA06) give good model fits, with an χ^2 value of 1.90. Accordingly, the Louradou moraine surface exposure age was 27.69-28.35 ka with an erosion rate of 0 mm.ka⁻¹ (Table 3B).

3.3 Mougueyres ¹⁰Be and ²⁶Al depth profiles

The ¹⁰Be and ²⁶Al concentrations from the Mougueyres depth profile were 9.30 and 10.23 ($\times 10^4$)at.g⁻¹ at the 17.5-cm depth (CA08), 10.98 and 81.26 ($\times 10^4$)at.g⁻¹ at the 32.5-cm depth (CA09), 9.24 and 62.71 ($\times 10^4$)at.g⁻¹ at the 72.5-cm depth (CA10) and 4.87 and 37.39 ($\times 10^4$) at.g⁻¹ at the 122.5-cm depth (CA011), and the corresponding ²⁶Al/¹⁰Be ratios were 1.10, 7.4, 6.78 and 7.68, respectively (Table 2). Except for the CA08 sample (upper sample), the ¹⁰Be and ²⁶Al concentrations decreased exponentially with depth (Fig. 1).

By excluding data from the CA08 sample, the steady-state erosion rates calculated for the ¹⁰Be concentrations are near constant, between 30.68 and 41.18 mm.ka⁻¹ (Table 2). For the ²⁶Al concentrations, the calculated steady-state erosion rates are nearly constant, between 33.40 and 39.66 mm.ka⁻¹. This was interpreted as indicating a steady state of the Louradou depth profile. The associated T_{eff} values were between 11.75 ka and 22.42 ka for ¹⁰Be and between 20.97 and 24.79 ka for ²⁶Al.

Sample CA08 was excluded from modeling due to its high individual χ^2 value. The modeling results provided surface exposure ages of 398.82-759.55 ka. This was interpreted as the effects of a steady state

for which accurate exposure ages could not be estimated. As a result, the surface exposure age of the Mougueyres moraine was best estimated by the ^{26}Al integration time, as calculated with modeled erosion rates of 38.61-39.8 mm.ka⁻¹ (Table 3B) at 20.44 ± 1.94 ka. This provided the minimum surface exposure age of this moraine.

Author contribution

Arthur Ancrenaz – Conceptualization, Methodology, Formal analysis, Investigation, Data Curation, Writing - Original Draft, Writing - Review & Editing, Visualization

Régis Braucher - Methodology, Validation, Formal analysis, Data Curation, Writing - Review & Editing

Emmanuelle Defive - Conceptualization, Investigation, Writing - Review & Editing, Supervision

Stéphane Pochat - Conceptualization, Investigation, Writing - Review & Editing, Supervision, Funding acquisition, Project administration

Alexandre Poiraud - Conceptualization, Investigation, Writing - Review & Editing, Supervision

Vincent Rinterknecht - Methodology, Investigation, Validation, Formal analysis, Data Curation, Writing - Review & Editing, Supervision

Johannes Steiger – Conceptualization, Writing - Review & Editing, Supervision, Project administration

Financial support

^{10}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl analyses were performed at the ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix-en-Provence), supported by the INSU/CNRS, by the ANR through the “Projets thématiques d’excellence” program for the “Equipements d’excellence” ASTER-CEREGE action, and by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD). This project was co-funded by INSU-SYSTER and by the Ice-Collapse project (The dynamics of ice sheet collapse in deglaciation periods) supported by the French Agence Nationale de la Recherche through grant ANR-18-CE01-0009.

References

- Akçar, N., Ivy-Ochs, S., Alfimov, V., Schlunegger, F., Claude, A., Reber, R., Christl, M., Vockenhuber, C., Dehnert, A., Rahn, M., Schlüchter, C., 2017. Isochron-burial dating of glaciofluvial deposits: First results from the Swiss Alps: ISOCHRON-BURIAL DATING OF GLACIOFLUVIAL DEPOSITS. *Earth Surf. Process. Landforms* 42, 2414–2425. <https://doi.org/10.1002/esp.4201>
- Allard, J.L., Hughes, P.D., Woodward, J.C., 2021a. A radiometric dating revolution and the Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains. *Earth-Science Reviews* 223, 103844. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103844>
- Allard, J.L., Hughes, P.D., Woodward, J.C., 2021b. Heinrich Stadial aridity forced Mediterranean-wide glacier retreat in the last cold stage. *Nat. Geosci.* 14, 197–205. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00703-6>
- Allard, J.L., Hughes, P.D., Woodward, J.C., 2021b. Heinrich Stadial aridity forced Mediterranean-wide glacier retreat in the last cold stage. *Nat. Geosci.* 14, 197–205. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00703-6>
- Andrieux, E., Bateman, M.D., Bertran, P., 2018. The chronology of Late Pleistocene thermal contraction cracking derived from sand wedge OSL dating in central and southern France. *Global and Planetary Change* 162, 84–100. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.01.012>
- Balco, G., 2011. Contributions and unrealized potential contributions of cosmogenic-nuclide exposure dating to glacier chronology, 1990–2010. *Quaternary Science Reviews* 30, 3–27. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.11.003>
- Barr, I.D., Lovell, H., 2014. A review of topographic controls on moraine distribution. *Geomorphology* 226, 44–64. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.07.030>
- Batchelor, C.L., Margold, M., Krapp, M., Murton, D.K., Dalton, A.S., Gibbard, P.L., Stokes, C.R., Murton, J.B., Manica, A., 2019. The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary. *Nat Commun* 10, 3713. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11601-2>
- Bertran, P., Andrieux, E., Bateman, M.D., Fuchs, M., Klinge, M., Marembert, F., 2020. Mapping and chronology of coversands and dunes from the Aquitaine basin, southwest France. *Aeolian Research* 47, 100628. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2020.100628>
- Borchers, B., Marrero, S., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B., Lifton, N., Nishiizumi, K., Phillips, F., Schaefer, J., Stone, J., 2016. Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. *Quaternary Geochronology* 31, 188–198. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.01.009>
- 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* 325, 710–714. <https://doi.org/10.1126/science.1172873>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.10.035>
- De Beaulieu, J.L., Pons, A., Reille, M., 1985. Recherches pollenanalytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocene de la vegetation des Monts d'Aubrac (Massif Central, France). *Review of Palaeobotany and Palynology* 44, 37–80. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(85\)90028-4](https://doi.org/10.1016/0034-6667(85)90028-4)
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.02.025>
- Dortch, J.M., Tomkins, M.D., Saha, S., Murari, M.K., Schoenbohm, L.M., Curl, D., 2022. A tool for the ages: The Probabilistic Cosmogenic Age Analysis Tool (P-CAAT). *Quaternary Geochronology* 71, 101323. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101323>
- Duprat-Oualid, F., Bégeot, C., Peyron, O., Rius, D., Millet, L., Magny, M., 2022. High-frequency vegetation and climatic changes during the Lateglacial inferred from the Lapsou pollen record (Cantal, southern Massif Central, France). *Quaternary International* 636, 69–80. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.04.012>
- Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D., 2011. *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, Elsevier, ed. Developments in Quaternary Science.
- 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: TRACKING THE PF ALONG THE WESTERN IBERIAN MARGIN. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2009GC002398>
- 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 Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 172, 861–866. [https://doi.org/10.1016/S0168-583X\(00\)00200-7](https://doi.org/10.1016/S0168-583X(00)00200-7)

- Florineth, D., Schlüchter, C., 2000. Alpine Evidence for Atmospheric Circulation Patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quat. res.* 54, 295–308. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2169>
- Hughes, P.D., Woodward, J.C., 2017. Quaternary glaciation in the Mediterranean mountains: a new synthesis. Geological Society, London, Special Publications 433, 1–23. <https://doi.org/10.1144/SP433.14>
- Gandouin, E., Rioual, P., Pailles, C., Brooks, S.J., Ponef, P., Guiter, F., Djamali, M., Andrieu-Ponel, V., Birks, H.J.B., Leydet, M., Belkacem, D., Haas, J.N., Van der Putten, N., de Beaulieu, J.L., 2016. Environmental and climate reconstruction of the late-glacial-Holocene transition from a lake sediment sequence in Aubrac, French Massif Central: Chironomid and diatom evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 461, 292–309. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.08.039>
- Genevois V, Martin C, Morel J-M, Poiraud A, Suc O, Laveuf C, Vautier A, Decugis E, Marcou P, Foret M, Rahimian V. 2022. Référenciel Régional Pédologique du Cantal, étude n°30150.
- Gewelt, M., Juvigné, E., 1988. Téphrochronologie du Tardiglaciaire et de l'HoIocène dans le Cantal, le Cézaillier et les Monts Dore (Massif Central, France) : résultats nouveaux et synthèse. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 25, 25–34. <https://doi.org/10.3406/quate.1988.1860>
- Goër de Hervé, A. (de), 1972. La Planèze de Saint-Flour : structure et géomorphologie glaciaire. Univ. Clermont II.
- 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 10Be compilation. *Quaternary Geochronology* 34, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.03.002>
- Hughes, P., 2013. Morphostratigraphy-Allostratigraphy, in: *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, pp. 243–249. <https://doi.org/10.1016/B0-444-52747-8/00076-4>
- 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. Quaternary Sci.* 23, 559–573. <https://doi.org/10.1002/jqs.1202>
- Jubertie, F., 2006. Les excès climatiques dans le Massif central français. L'impact des temps forts pluviométriques et anémométriques en Auvergne. Université Blaise Pascal - Clermont Ferrand II.
- 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. <https://doi.org/10.1126/science.1157638>
- 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.
- Li, Y., 2018. Determining topographic shielding from digital elevation models for cosmogenic nuclide analysis: a GIS model for discrete sample sites. *J. Mt. Sci.* 15, 939–947. <https://doi.org/10.1007/s11629-018-4895-4>
- Lifton, N., Sato, T., Dunai, T.J., 2014. Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. *Earth and Planetary Science Letters* 386, 149–160. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.052>
- 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. *Nat Commun* 6, 6344. <https://doi.org/10.1038/ncomms7344>
- Lukas, S., 2006. Morphostratigraphic principles in glacier reconstruction -a perspective from the British Younger Dryas. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 30, 719–736. <https://doi.org/10.1177/0309133306071955>
- Merchel, S., Bremser, W., Alfimov, V., Arnold, M., Aumaître, G., Benedetti, L., Bourlès, D.L., Caffee, M., Fifield, L.K., Finkel, R.C., Freeman, S.P.H.T., Martschini, M., Matsushi, Y., Rood, D.H., Sasa, K., Steier, P., Takahashi, T., Tamari, M., Tims, S.G., Tosaki, Y., Wilcken, K.M., Xu, S., 2011. Ultra-trace analysis of ³⁶Cl by accelerator mass spectrometry: an interlaboratory study. *Anal Bioanal Chem* 400, 3125–3132. <https://doi.org/10.1007/s00216-011-4979-2>
- Miras, Y., Guenet, P., 2013. Une histoire plurimillénaire des paysages du Cézaillier et ses liens avec les activités agrosylvo- pastorales depuis le Néolithique à partir de l'analyse pollinique de la tourbière de La Borie (1170 m, Saint-Saturnin, Cantal) 17.
- Miras, Y., Surmely, F., Guenet, P., Vannièrre, B., Walter-Simonnet, A.-V., 2006. Dynamiques d'occupation et histoire de l'environnement d'un terroir de moyenne montagne : la tourbière de Peyre (Lacapelle-Barrès, Cantal, Massif central) et ses alentours. *Premiers résultats* 27.
- Mix, A., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20, 627–657. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00145-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00145-1)
- Monegato, G., Scardia, G., Hajdas, I., Rizzini, F., Piccin, A., 2017. The Alpine LGM in the boreal ice-sheets game. *Sci Rep* 7, 2078. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-02148-7>

- Ponel, P., Etlicher, B., De Beaulieu, J.L., Debard, E., Thinon, M., Vasari, A., Petiot, R., 1991. La fin de la dernière glaciation dans le Cantal (France): la tourbière de La Taphanel et son environnement. *Quaternaire* 2, 147–163. <https://doi.org/10.3406/quate.1991.1964>
- Ponel, P., Guiter, F., Gandouin, E., Pailles, C., Rioual, P., Djamaï, M., Andrieu-Ponel, V., Leydet, M., Van der Putten, N., de Beaulieu, J.-L., 2016. Novel insights from coleopteran and pollen evidence into the Lateglacial/Holocene transition in Aubrac, French Massif Central. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 463, 83–102. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.09.020>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.011>
- 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. *Sci. Adv.* 6, eaba4844. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aba4844>
- Reixach, T., Delmas, M., Braucher, R., Gunnell, Y., Mahé, C., Calvet, M., 2021. Climatic conditions between 19 and 12 ka in the eastern Pyrenees, and wider implications for atmospheric circulation patterns in Europe. *Quaternary Science Reviews* 260, 106923. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106923>
- Rohling, E.J., Hibbert, F.D., Williams, F.H., Grant, K.M., Marino, G., Foster, G.L., Hennekam, R., de Lange, G.J., Roberts, A.P., Yu, J., Webster, J.M., Yokoyama, Y., 2017. Differences between the last two glacial maxima and implications for ice-sheet, $\delta^{18}O$, and sea-level reconstructions. *Quaternary Science Reviews* 176, 1–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.09.009>
- Samworth, E.A., Warburton, E.K., Engelbertink, G.A.P., 1972. Beta Decay of the ^{26}Al Ground State. *Phys. Rev. C* 5, 138–142. <https://doi.org/10.1103/PhysRevC.5.138>
- Sanchez Goñi, M.F., Harrison, S.P., 2010. Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews* 29, 2823–2827. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.014>
- Schimmelpennig, 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. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.06.003>
- Sitzia, L., Bertran, P., Bahain, J.-J., Bateman, M.D., Hernandez, M., Garon, H., de Lafontaine, G., Mercier, N., Leroyer, C., Queffelec, A., Voinchet, P., 2015. The Quaternary coversands of southwest France. *Quaternary Science Reviews* 124, 84–105. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.019>
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105, 753–759.
- Toucanne, S., Naughton, F., Rodrigues, T., Vázquez-Riveiros, N., Sánchez Goñi, M.F., 2022. Abrupt (or millennial or suborbital) climatic variability: Heinrich events/stadials, in: *European Glacial Landscapes*. Elsevier, pp. 181–187. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00062-5>
- Valadas, B., 1984. Les hautes terres du Massif central français : contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. Univ. Panthéon-Sorbonne (Paris I).
- Valadas, B., Veyret, Y., 1981. Englacement quaternaire et enneigement actuel de l'Aubrac et du Cantal. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest* 52, 201–215. <https://doi.org/10.3406/rgpso.1981.4594>
- Van Dorsser, H.J., 1982. Carte géomorphologique du Sud-Ouest du Massif du Cantal. *Revue de Géomorphologie Dynamique* 31, 1–35.
- Varet, J., 1970. Les dômes phonolitiques marqueurs du mouvement du glacier cantalien. *Annales de Géographie* 79, 277–291. <https://doi.org/10.3406/geo.1970.15123>
- Vergne, V., 1991. Les paysages végétaux d'Artense au Tardiglaciaire et à l'Holocène (Vegetal landscapes in the Artense region during Late-glacial and Holocene). *Bulletin de l'Association de Géographes Français* 68, 23–28. <https://doi.org/10.3406/bagf.1991.1555>
- Vergne, V., 1989. L'Evolution Tardiglaciaire et Holocène d'un piedmont de moyenne montagne cristalline : l'Artense (Massif central, France). Univ. Panthéon-Sorbonne (Paris I).
- Veyret, Y., 1978. Les modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français : problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne. Univ. Panthéon-Sorbonne (Paris I).

Vieira, G., Palacios, D., Andrés, N., Mora, C., Vázquez Selem, L., Woronko, B., Soncco, C., Úbeda, J., Goyanes, G., 2021. Penultimate Glacial Cycle glacier extent in the Iberian Peninsula: New evidence from the Serra da Estrela (Central System, Portugal). *Geomorphology* 388, 107781. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107781>

Wirsig, C., Zasadni, J., Christl, M., Akçar, N., Ivy-Ochs, S., 2016. Dating the onset of LGM ice surface lowering in the High Alps. *Quaternary Science Reviews* 143, 37–50. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.001>

Table 1. Locations and characteristics of samples from the Cantal Mountains and the Cézallier Plateau for TCN dating.

Sample ID	Latitude	Longitude	Elevation	Glacial features	Lithology	Density	Topographic shielding	Snow shielding	Thickness	Nuclide measured
	^{°N}	^{°E}	<i>m (a.s.l.)</i>							
CA01	44.8982	2.5184	666	Till	-	2.20	1.00	1.00	10.00	¹⁰ Be & ²⁶ Al
CA02	44.8982	2.5184	666	Till	-	2.20	1.00	1.00	10.00	¹⁰ Be & ²⁶ Al
CA03	44.8982	2.5184	666	Till	-	2.20	1.00	1.00	20.00	¹⁰ Be & ²⁶ Al
CA04	44.8957	2.7984	725	Till	-	2.20	1.00	1.00	10.00	¹⁰ Be & ²⁶ Al
CA05	44.8957	2.7984	725	Till	-	2.20	1.00	1.00	10.00	¹⁰ Be & ²⁶ Al
CA06	44.8957	2.7984	725	Till	-	2.20	1.00	1.00	10.00	¹⁰ Be & ²⁶ Al
CA07	44.8957	2.7984	725	Till	-	2.20	1.00	1.00	10.00	¹⁰ Be & ²⁶ Al
CA08	45.3118	2.6424	891	Till	-	2.20	1.00	1.00	5.00	¹⁰ Be & ²⁶ Al
CA09	45.3118	2.6424	891	Till	-	2.20	1.00	1.00	5.00	¹⁰ Be & ²⁶ Al
CA10	45.3118	2.6424	891	Till	-	2.20	1.00	1.00	5.00	¹⁰ Be & ²⁶ Al
CA11	45.3118	2.6424	891	Till	-	2.20	1.00	1.00	5.00	¹⁰ Be & ²⁶ Al
CA12	45.1823	2.5797	796	Polished bedrock	Granit	2.65	0.99	1.00	2.50	¹⁰ Be & ²⁶ Al
CA13	45.2266	2.7110	916	Polished bedrock	Granit	2.65	1.00	1.00	2.00	¹⁰ Be & ²⁶ Al
CA16	45.1161	2.9871	987	Erratic boulder	Trachyandesite	2.50	1.00	1.00	2.00	³⁶ Cl
CA17	45.1163	2.9779	985	Erratic boulder	Trachyandesite	2.50	1.00	1.00	1.75	³⁶ Cl
CA18	45.0887	2.8828	1098	Erratic boulder	Trachyandesite	2.50	1.00	1.00	1.25	³⁶ Cl
CA20	45.0890	2.8837	1095	Erratic boulder	Trachyandesite	2.50	1.00	1.00	1.25	³⁶ Cl
CA25	44.9848	2.8994	1042	Erratic boulder	Trachyandesite	2.50	1.00	1.00	3.00	³⁶ Cl
CA26	44.9847	2.9000	1034	Erratic boulder	Trachyandesite	2.50	1.00	1.00	1.25	³⁶ Cl
CA27	44.9186	2.7279	991	Erratic boulder	Trachyandesite	2.50	1.00	1.00	1.50	³⁶ Cl
CA28	44.9180	2.7367	1001	Erratic boulder	Basalt	3.00	1.00	1.00	5.50	³⁶ Cl
CA30	44.9382	2.7335	1003	Erratic boulder	Trachyandesite	2.50	1.00	1.00	7.00	³⁶ Cl
CA31	44.9395	2.7353	1011	Erratic boulder	Trachyandesite	2.50	1.00	1.00	4.50	³⁶ Cl
CA32	44.9393	2.7365	1005	Erratic boulder	Trachyandesite	2.50	1.00	1.00	1.25	³⁶ Cl
CA33	44.9845	2.9010	1022	Erratic boulder	Trachyandesite	2.50	1.00	1.00	1.00	³⁶ Cl
CA34	44.9174	2.7274	990	Erratic boulder	Trachyte	2.50	1.00	1.00	2.00	³⁶ Cl
CA36	45.0513	2.7946	1393	Erratic boulder	Trachyte	2.50	1.00	0.95	1.75	³⁶ Cl
CA37	45.0527	2.7948	1394	Erratic boulder	Trachyte	2.50	1.00	0.95	1.50	³⁶ Cl
CA41	44.9397	2.7157	1067	Erratic boulder	Basalt	3.00	1.00	1.00	2.25	³⁶ Cl
CA42	44.9398	2.7157	1067	Erratic boulder	Basalt	3.00	1.00	1.00	1.75	³⁶ Cl
CA43	44.9392	2.7160	1066	Erratic boulder	Basalt	3.00	1.00	1.00	2.00	³⁶ Cl
CTL-05	45.1875	2.8935	1140	Erratic boulder	Basalt	3.00	1.00	0.99	4.10	³⁶ Cl
CTL-06	45.1875	2.8936	1140	Erratic boulder	Basalt	3.00	1.00	0.99	2.00	³⁶ Cl
CTL-07	45.1875	2.8939	1140	Erratic boulder	Basalt	3.00	1.00	0.99	1.50	³⁶ Cl
CTL-08	45.1876	2.8943	1140	Erratic boulder	Basalt	3.00	1.00	0.99	3.30	³⁶ Cl
CTL-09	45.1875	2.8945	1140	Erratic boulder	Basalt	3.00	1.00	0.99	2.20	³⁶ Cl
CTL-10	45.1299	2.9978	786	Erratic boulder	Basalt	3.00	1.00	1.00	5.50	³⁶ Cl
CTL-11	45.1270	3.0003	792	Erratic boulder	Basalt	3.00	1.00	1.00	4.50	³⁶ Cl
CTL-12	45.1272	2.9997	796	Erratic boulder	Basalt	3.00	1.00	1.00	2.10	³⁶ Cl
CTL-13	45.1267	2.9987	800	Erratic boulder	Basalt	3.00	1.00	1.00	3.40	³⁶ Cl
CTL-14	45.1256	2.9978	809	Erratic boulder	Basalt	3.00	1.00	1.00	4.60	³⁶ Cl
CTL-15	45.2138	2.9711	1208	Erratic boulder	Basalt	2.50	1.00	1.00	3.00	³⁶ Cl
CTL-16	45.2138	2.9707	1207	Erratic boulder	Basalt	2.50	1.00	1.00	1.80	³⁶ Cl
CTL-17	45.2161	2.9660	1195	Erratic boulder	Basalt	2.50	1.00	1.00	1.50	³⁶ Cl
CTL-18	45.2174	2.9664	1208	Erratic boulder	Basalt	2.50	1.00	1.00	2.80	³⁶ Cl
CTL-19	45.2205	2.9648	1195	Erratic boulder	Basalt	2.50	1.00	1.00	2.50	³⁶ Cl
CTL-22	45.4021	2.4835	712	Erratic boulder	Phonolite	3.00	1.00	1.00	2.20	³⁶ Cl
CTL-23	45.4030	2.4830	716	Erratic boulder	Gneiss	2.65	1.00	1.00	4.20	¹⁰ Be
CTL-24	45.4014	2.4816	745	Erratic boulder	Phonolite	3.00	1.00	1.00	3.20	³⁶ Cl
CTL-25	45.4044	2.4843	716	Erratic boulder	Gneiss	2.65	1.00	1.00	1.90	¹⁰ Be
CTL-26	45.4044	2.4839	718	Erratic boulder	Phonolite	3.00	1.00	1.00	4.00	³⁶ Cl
CTL-27	45.2950	2.9375	1324	Erratic boulder	Basalt	3.00	1.00	0.99	4.80	³⁶ Cl
CTL-28	45.2954	2.9373	1329	Erratic boulder	Phonolite	3.00	1.00	0.99	4.00	³⁶ Cl
CTL-29	45.2952	2.9368	1328	Erratic boulder	Phonolite	3.00	1.00	0.99	1.60	³⁶ Cl
CTL-30	45.2954	2.9377	1329	Erratic boulder	Phonolite	3.00	1.00	0.99	1.40	³⁶ Cl
CTL-31	45.2949	2.9380	1323	Erratic boulder	Basalt	3.00	1.00	0.99	1.30	³⁶ Cl

Table 2. Analytical data for the Be-10, Al-26 and ³⁶Cl measurements.

Sample ID	¹⁰ Be/ ⁹ Be	[¹⁰ Be]	²⁶ Al/ ²⁷ Al	[²⁶ Al]*	[³⁵ Cl/ ³⁷ Cl]	[³⁶ Cl/ ³⁵ Cl]	[Cl] in sample	[³⁶ Cl]
	10 ⁻¹³ at.g ⁻¹	10 ⁴ at.g ⁻¹	10 ⁻¹⁵ at.g ⁻¹	10 ⁴ at.g ⁻¹	-	10 ⁻⁴ at.g ⁻¹	ppm	10 ⁴ at.g ⁻¹
CA12	0.75 ± 0.05	15.57 ± 1.08	4.55 ± 1.46	0 ± 1.46	-	-	-	-
CA13	1.14 ± 0.07	18.32 ± 1.14	6.32 ± 1.91	3.86 ± 5.47	-	-	-	-
CA16	-	-	-	-	6.05 ± 0.1	84.4 ± 4.04	106.23 ± 4.41	225.26 ± 11.76
CA17	-	-	-	-	6.97 ± 0.11	84.83 ± 3.89	85.07 ± 3.14	209.74 ± 10.23
CA18	-	-	-	-	12.02 ± 0.2	17.25 ± 1.02	39.4 ± 1.15	34.31 ± 2.08
CA20	-	-	-	-	28.82 ± 0.48	15.32 ± 1.21	12.72 ± 0.35	25.17 ± 0.24
CA25	-	-	-	-	19.51 ± 0.32	18.02 ± 1.15	19.93 ± 0.54	30.28 ± 2
CA26	-	-	-	-	22.05 ± 0.36	15.82 ± 0.81	18.82 ± 0.51	28.61 ± 1.52
CA27	-	-	-	-	7.8 ± 0.16	14.42 ± 0.83	90.76 ± 3.74	42.2 ± 2.56
CA28	-	-	-	-	4.52 ± 0.07	12.37 ± 0.72	407.41 ± 26.13	93.46 ± 6.63
CA30	-	-	-	-	7.48 ± 0.12	13.13 ± 0.8	80.14 ± 2.84	32.44 ± 2.06
CA31	-	-	-	-	11.76 ± 0.19	12.95 ± 0.72	38.34 ± 1.13	24.37 ± 1.42
CA32	-	-	-	-	6.68 ± 0.11	13.59 ± 0.79	96.46 ± 3.67	36.07 ± 2.22
CA33	-	-	-	-	20.22 ± 0.33	15.6 ± 1.18	19.21 ± 0.52	26.21 ± 2.03
CA34	-	-	-	-	27.05 ± 0.45	14.5 ± 0.89	19.13 ± 0.52	33.33 ± 0.21
CA36	-	-	-	-	10.35 ± 0.17	16.46 ± 0.94	47.41 ± 1.45	33.7 ± 2
CA37	-	-	-	-	9.32 ± 0.16	18.93 ± 1.21	55.98 ± 1.85	41.15 ± 2.71
CA41	-	-	-	-	20.18 ± 0.33	8.02 ± 0.53	24.48 ± 0.67	16.84 ± 1.18
CA42	-	-	-	-	7.7 ± 0.13	9.81 ± 0.67	72.86 ± 2.52	22.55 ± 1.63
CA43	-	-	-	-	6.05 ± 0.1	15.76 ± 0.84	114.33 ± 4.75	44.89 ± 2.6
CTL-05	-	-	-	-	3.92 ± 0.07	16.51 ± 0.96	222.61 ± 22.07	59.19 ± 5.82
CTL-06	-	-	-	-	3.81 ± 0.07	13.81 ± 0.93	241.35 ± 26.83	52.16 ± 5.94
CTL-07	-	-	-	-	4 ± 0.07	15.43 ± 0.89	200.11 ± 19.28	50.77 ± 4.82
CTL-08	-	-	-	-	4.09 ± 0.07	16.23 ± 0.93	183.85 ± 16.57	50.12 ± 4.5
CTL-09	-	-	-	-	3.99 ± 0.07	18.02 ± 1.04	205.65 ± 19.27	60.74 ± 5.69
CTL-10	-	-	-	-	3.12 ± 0.11	13.4 ± 0.67	n.a.	n.a.
CTL-11	-	-	-	-	3.53 ± 0.11	13.18 ± 0.64	386.65 ± 106.03	74.32 ± 18.35
CTL-12*	-	-	-	-	6.37 ± 0.11	13.59 ± 0.66	756.61 ± 344.67	143.15 ± 60.7
CTL-13*	-	-	-	-	3.36 ± 0.1	15 ± 0.7	768.48 ± 340.97	159.99 ± 66.26
CTL-14	-	-	-	-	3.52 ± 0.11	11.32 ± 0.56	449.83 ± 124.01	74.23 ± 18.44
CTL-15	-	-	-	-	4.78 ± 0.14	17.98 ± 0.83	103.89 ± 8.92	37.12 ± 2.68
CTL-16	-	-	-	-	3.91 ± 0.14	15.67 ± 0.73	248.86 ± 45.7	63.12 ± 9.68
CTL-17	-	-	-	-	3.82 ± 0.11	15.66 ± 0.74	247.1 ± 41.13	61.19 ± 8.78
CTL-18	-	-	-	-	4.53 ± 0.23	19.77 ± 0.9	123.23 ± 19.84	45.9 ± 5.46
CTL-19	-	-	-	-	5.41 ± 0.18	15.46 ± 0.88	84.38 ± 6.69	29.45 ± 2.14
CTL-22	-	-	-	-	12.45 ± 0.36	30.36 ± 1.34	18.43 ± 0.83	30.09 ± 1.37
CTL-23	1.49 ± 0.05	14.13 ± 0.49	-	-	-	-	-	-
CTL-24	-	-	-	-	4.47 ± 0.13	28.25 ± 1.23	125.81 ± 12.39	66.05 ± 5.34
CTL-25	1.54 ± 0.06	15.42 ± 0.64	-	-	-	-	-	-
CTL-26*	-	-	-	-	3.21 ± 0.11	19.78 ± 0.86	2179.89 ± 2857.25	571.37 ± 727.69
CTL-27	-	-	-	-	10.03 ± 0.31	31.4 ± 1.38	24.94 ± 1.25	33.53 ± 1.56
CTL-28	-	-	-	-	12.31 ± 0.46	27.22 ± 1.19	19.5 ± 1.08	28.23 ± 1.3
CTL-29	-	-	-	-	8.41 ± 0.32	30.05 ± 1.31	34.12 ± 2.21	36.51 ± 1.81
CTL-30	-	-	-	-	9.76 ± 0.35	31.38 ± 1.39	27.26 ± 1.54	35.59 ± 1.69
CTL-31	-	-	-	-	40.5 ± 1.57	7.65 ± 0.46	4.71 ± 0.26	7.35 ± 0.44

*High Cl uncertainty

Table 3. Major elements and trace bulk compositions of the samples obtained for the ³⁶Cl measurements, before the chemical treatment, as analyzed at SARM-CRPG (Nancy, France) by ICP-OES.

Sample ID	Lithology	Major elements										Trace elements							
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Cl	Li	B	Sm	Gd	Th	U
		wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
CTL-05	Basalt	41.37	13.21	13.91	0.21	9.75	11.06	3.55	1.83	2.93	0.82	0.13	1040	6.15	4.3	10.02	7.95	9.36	2.55
CTL-08	Basalt	41.39	13.24	14.56	0.21	9.81	10.82	3.49	1.89	2.96	0.80	0.05	840	6.82	4.8	10.20	8.02	9.78	2.64
CTL-11	Basalt	40.70	12.45	13.00	0.21	11.65	10.77	2.78	1.88	2.80	0.91	2.51	1040	7.91	3.20	9.19	7.36	7.20	1.82
CTL-16	Basalt	43.15	13.27	12.21	0.18	10.95	10.52	3.47	1.47	2.88	0.71	1.06	760	6.40	2.30	8.12	6.73	6.85	1.72
CTL-24	Phonolite	53.74	18.73	5.35	0.19	1.10	5.30	5.29	4.82	1.37	0.33	2.76	470	16.80	4.60	7.35	5.82	19.64	7.00
CTL-26	Phonolite	57.23	20.15	3.03	0.21	0.39	2.65	8.33	5.61	0.53	0.10	1.68	2870	20.40	8.90	3.82	3.14	26.47	7.47
CTL-28	Phonolite	60.43	15.59	5.88	0.15	2.16	3.80	4.60	3.79	1.25	0.34	1.74	82	25.60	7.20	6.48	5.46	20.28	5.81
CTL-29	Phonolite	60.45	15.31	5.52	0.08	2.10	3.76	4.58	3.81	1.17	0.36	2.21	100	28.00	10.40	6.52	5.33	20.66	5.70
CTL-30	Phonolite	61.43	15.29	5.39	0.10	2.32	3.75	4.64	3.90	1.12	0.32	1.52	83	26.50	8.30	5.70	4.57	19.80	5.71
CTL-31	Basalt	43.05	11.69	12.02	0.18	14.14	9.40	3.06	1.39	2.46	0.55	1.08	390	6.38	3.00	7.42	6.11	5.49	1.42
CTL-01*	Tr-a.	53.79	18.33	8.30	0.16	1.06	5.44	4.56	3.43	1.70	0.72	2.33	125	19.40	5.10	10.59	7.95	10.79	2.97
CTL-02*	Breccia	51.36	15.90	9.41	0.14	2.57	6.65	2.87	2.16	2.25	0.65	6.29	285	18.50	5.00	10.43	8.43	9.10	2.61
CTL-03*	Breccia	51.12	17.84	9.14	0.16	2.12	7.23	3.78	2.77	2.10	0.60	2.53	98	13.90	5.20	9.20	7.23	8.51	2.25
CTL-20*	Breccia	53.86	15.60	7.17	0.16	4.84	5.64	4.75	3.60	1.53	0.42	1.93	225	18.80	6.51	6.64	5.40	17.08	4.99
CTL-21*	Breccia	51.06	16.868	9.284	0.1342	2.456	7.703	3.333	2.375	2.354	0.674	3.78	245	10.70	3.60	9.38	7.61	7.33	1.80

Tr-a, Trachyandesite

*Bulk composition from Ancrenaz et al. (2023) used to produced mean by lithology

Table 4. Major element compositions of the targets from the samples obtained for ^{36}Cl measurement, after the chemical treatment, as analyzed at SARM-CRPG (Nancy, France) by ICP–OES.

Sample ID	Major elements											Total Cl
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	ppm
	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	
CA16	58.09	14.00	10.33	0.14	3.13	5.04	3.11	3.33	2.37	0.00	0.94	106.23
CA17	56.21	13.71	10.91	0.16	3.76	5.47	3.06	3.22	2.45	0.00	0.72	85.07
CA18	58.04	16.78	7.54	0.10	1.93	5.18	4.40	3.32	1.94	0.00	0.37	39.40
CA20	59.26	16.42	8.14	0.09	1.36	4.29	4.18	3.31	2.02	0.00	0.90	12.72
CA25	60.79	16.38	6.95	0.09	1.33	4.10	4.27	3.57	1.78	0.00	1.03	19.93
CA26	59.40	15.74	7.59	0.11	1.64	4.33	4.03	3.31	1.86	0.00	0.95	18.82
CA27	58.74	17.08	6.60	0.10	1.88	4.97	4.59	2.86	1.85	0.00	1.13	90.76
CA28	48.70	10.48	10.86	0.14	8.07	11.30	1.96	0.89	3.10	0.41	2.67	407.41
CA30	60.18	17.14	6.32	0.11	1.94	4.97	4.61	2.91	1.62	0.00	0.57	80.14
CA31	57.01	16.24	9.60	0.16	2.21	5.32	4.43	2.76	2.37	0.00	0.46	38.34
CA32	60.25	16.65	6.16	0.13	1.98	4.99	4.51	2.77	1.63	0.00	0.65	96.46
CA33	58.95	15.79	8.53	0.11	1.81	4.85	3.98	3.10	2.09	0.00	1.13	19.21
CA34	60.88	18.12	4.38	0.15	1.10	4.36	5.37	3.75	1.00	0.00	0.81	19.13
CA36	65.80	15.91	5.00	0.06	0.62	3.06	4.32	3.60	1.20	0.00	0.97	47.41
CA37	63.98	16.00	5.91	0.07	0.76	3.08	4.32	3.60	1.28	0.00	0.84	55.98
CA38	46.04	8.77	14.83	0.19	9.39	11.56	1.76	0.80	4.67	0.15	0.79	40.79
CA39	50.76	7.06	13.73	0.17	10.46	8.94	1.38	0.90	3.86	0.00	1.56	23.81
CA40	51.61	7.46	14.56	0.18	8.20	9.74	1.53	0.86	4.46	0.00	1.56	15.76
CA41	52.17	10.49	11.64	0.15	8.24	9.18	2.27	1.40	3.38	0.00	1.62	24.48
CA42	47.60	10.15	13.33	0.18	10.29	10.60	2.12	1.09	3.89	0.11	0.39	72.86
CA43	50.12	11.40	11.79	0.16	7.75	10.10	2.50	1.38	3.30	0.20	0.90	114.33
CTL-05	44.03	10.42	12.93	0.18	10.72	12.62	2.21	1.03	3.38	0.46	1.02	222.61
CTL-06	44.11	10.42	12.95	0.19	10.52	12.43	2.37	1.08	3.34	0.50	1.21	241.35
CTL-07	44.09	10.36	13.38	0.19	10.19	12.94	2.09	1.01	3.57	0.41	0.82	200.11
CTL-08	44.17	10.37	12.83	0.18	10.57	12.72	2.24	0.94	3.36	0.41	1.06	183.85
CTL-09	44.07	10.12	13.17	0.19	10.68	12.93	2.06	0.97	3.50	0.43	1.08	205.65
CTL-10	42.05	7.18	13.50	0.20	21.23	8.02	1.46	0.87	2.05	0.56	3.01	n.a.
CTL-11	42.31	4.75	14.74	0.22	26.62	6.34	0.81	0.48	1.60	0.42	1.38	386.65
CTL-12	44.79	7.30	12.91	0.19	16.84	9.53	1.32	0.77	2.40	0.65	3.03	756.61
CTL-13	41.37	8.29	12.83	0.19	18.10	8.76	1.68	1.05	2.22	0.63	4.15	768.48
CTL-14	43.72	7.62	12.58	0.18	15.86	10.27	1.31	0.78	2.60	0.68	3.64	449.83
CTL-15	43.91	7.68	13.67	0.21	18.05	10.44	1.55	0.52	2.27	0.24	0.40	103.89
CTL-16	44.22	8.54	13.03	0.19	15.03	11.35	1.92	0.62	2.72	0.44	1.17	248.86
CTL-17	44.88	10.28	11.92	0.18	11.60	11.81	2.43	0.95	2.94	0.58	1.91	247.10
CTL-18	43.69	7.02	13.77	0.21	18.96	10.71	1.45	0.47	2.23	0.28	0.50	123.23
CTL-19	44.03	6.65	14.28	0.22	20.36	10.27	1.35	0.44	2.17	0.26	0.25	84.38
CTL-22	58.50	16.74	5.15	0.18	1.20	4.74	4.58	4.83	1.42	0.16	2.81	18.43
CTL-24	58.16	16.90	5.11	0.19	1.13	4.86	4.90	4.97	1.41	0.18	2.14	125.81
CTL-26	61.01	17.55	3.12	0.20	0.55	2.70	6.26	5.62	0.61	0.10	2.16	2179.89
CTL-27	64.86	16.07	3.52	0.06	2.50	3.54	4.96	3.71	0.92	0.00	0.39	24.94
CTL-28	63.39	16.05	3.70	0.06	3.93	3.68	4.93	3.38	0.87	0.00	0.25	19.50
CTL-29	62.28	15.05	4.28	0.07	4.53	3.64	4.61	3.54	0.95	0.00	0.51	34.12
CTL-30	64.46	15.62	3.56	0.07	2.56	3.36	4.87	3.78	0.91	0.00	0.51	27.26
CTL-31	40.55	1.47	14.99	0.22	40.21	2.50	0.29	0.08	0.48	0.00	-0.84	4.71

Table 5. Surface exposure ages obtained from erratic boulders, polished bedrocks and depth profiles in moraines in the Cantal Mountains and on the Cézaillier Plateau.

Morphostratigraphy Unit	Sub-unit	Glacial chronology	Sample ID	Surface exposure age ka	Gaussian age ka	
Glacier Maximum (GM)		potentially pre-LLGM	Pierre Grosse end moraine		124.97 ± 16.27	
			CA16	125.19 ± 16.3		
		CA17	124.74 ± 16.24			
		Early-LLGM	Moulinges moraine***	24.24 – 25.57		
				Louradou moraine***	27.69 – 28.35	
				Orgues erratics		20.01 ± 2.66
				CTL-22	19.33 ± 2.81	
				CTL-23*	19.56 ± 1.7	
				CTL-24	26.07 ± 3.86	
				CTL-25*	20.99 ± 1.89	
				CTL-26**	-	
		Early- & Late-LLGM		Pouzat end moraine		24.36 ± 11.07
				CTL-10	-	
				CTL-11	24.85 ± 7.36	
			CTL-12	27.45 ± 13.84		
			CTL-13	29.2 ± 14.25		
	Older		CTL-14	18.79 ± 5.73		
			Laparra end moraine		22.01 ± 2.87	
			CA27	22.8 ± 2.76		
			CA28	21.94 ± 2.48		
			CA34	21.13 ± 3.15		
Internal Oscillation (IO)			Mouqueyres moraine***	20.44 ± 1.94		
			Caire erratics		19.01 ± 2.85	
			CA25	19.65 ± 2.9		
			CA26	19.35 ± 2.7		
			CA33	17.97 ± 2.65		
		Intermediate		Espinouze <i>polished bedrock</i>		
				CA12*	20.18 ± 1.41 (2.13)	
				St-Hyppolite <i>polished bedrock</i>		
				CA13*	21.22 ± 1.33 (2.15)	
			Cantal valleys deglaciation	Cheylanes erratics		18.02 ± 2.58
				CA18	19.18 ± 2.57	
				CA20	16.65 ± 2.58	
				Laygo end moraine		17.15 ± 2.52
		Younger		CA30	16.97 ± 2.06	
			CA31	15.65 ± 1.95		
			CA32	18.85 ± 2.27		
Deglaciation of Cantal plateaus and Cézaillier Plateau			Amagat erratics		n.a.	
			CA41	11.78 ± 1.36		
			CA42	12.19 ± 1.36		
			CA43	21.34 ± 2.14		
			Pinatelle erratics		17.50 ± 2.80	
				CTL-05	18.28 ± 2.44	
				CTL-06	15.28 ± 2.28	
				CTL-07	16.62 ± 2.15	
				CTL-08	17.3 ± 2.17	
				CTL-09	19.83 ± 2.53	
				Combalut erratics		18.40 ± 3.26
				CTL-15	18.31 ± 1.99	
				CTL-16	19.25 ± 3.6	
				CTL-17	18.19 ± 3.24	
			CTL-18	21.24 ± 3.18		
			CTL-19	16.19 ± 1.78		
			Pradier erratics		17.54 ± 2.80	
			CTL-27	17.71 ± 2.51		
			CTL-28	15.24 ± 2.13		
			CTL-29	17.45 ± 2.42		
			CTL-30	17.18 ± 2.47		
			CTL-31	19.69 ± 2.33		
Cantal cirque stadial	Cirque glacier confinement	Cantal cirque stadial	Prat de Bouc erratics		15.34 ± 2.18	
			CA36	14.06 ± 1.99		
			CA37	16.63 ± 2.38		

*¹⁰Be surface exposure ages

**Samples with high CI uncertainty (not discussed in main text)

***¹⁰Be and ²⁶Al depth-profiles; For more detailed see Appendix B

Table 1B. ^{10}Be and ^{26}Al measurements from the samples obtained for TCN depth-profile dating in the Cantal Mountains.

Depth-profile	Sample ID	Depth cm	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}^*$ $10^{-14} \text{ at.g}^{-1}$	$[^{10}\text{Be}]^*$ 10^4 at.g^{-1}	$^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ $10^{-15} \text{ at.g}^{-1}$	$[^{26}\text{Al}]^*$ 10^4 at.g^{-1}
Moulinges	CA01	95 - 105	2.09 ± 0.24	4.29 ± 0.49	49.43 ± 5.14	27.23 ± 3.83
	CA02	195 - 205	0.89 ± 0.22	1.73 ± 0.42	16.28 ± 2.98	9.19 ± 1.90
	CA03	325 - 345	0.39 ± 0.2	1.1 ± 0.56	5.94 ± 2	3.52 ± 1.22
Louradou	CA04	40 - 50	4.39 ± 0.24	10.39 ± 0.57	265.15 ± 14.54	75.41 ± 5.22
	CA05	85 - 95	1.93 ± 0.21	6.69 ± 0.74	117.32 ± 11.05	42.76 ± 4.36
	CA06	130 - 140	2.42 ± 0.22	3.83 ± 0.35	80.72 ± 7.22	24.88 ± 2.83
	CA07	225 - 235	1.84 ± 0.24	2.95 ± 0.39	39.85 ± 5.4	11.53 ± 1.79
Mougueyres	CA08	15 - 20	4.47 ± 0.45	9.3 ± 0.95	27.74 ± 3.66	10.23 ± 1.52
	CA09	30 - 35	4.98 ± 0.26	10.98 ± 0.57	236.76 ± 13.7	81.26 ± 7.15
	CA10	70 - 75	4.33 ± 0.28	9.24 ± 0.59	105.65 ± 9.09	62.71 ± 10.01
	CA11	120 - 125	2.1 ± 0.22	4.87 ± 0.52	95.95 ± 8.33	37.39 ± 4.11

Table 2B. Steady-state erosion rates calculated for each sample according to its depth and associated integration time. Calculations were made with the assumed density of 2.2 g.cm^{-3} .

Depth-profile	Sample ID	Depth cm	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$	Be		Al	
				Steady-state erosion rate mm.ka^{-1}	Integration time ka	Steady-state erosion rate mm.ka^{-1}	Integration time ka
Moulinges	CA01	95 - 105	6.37 ± 0.99	46.75 ± 7.83	15.44	55.79 ± 7.83	16.09
	CA02	195 - 205	5.32 ± 1.23	62.55 ± 19.7	11.56	95.42 ± 19.7	9.49
	CA03	325 - 345	3.19 ± 1.18	69.19 ± 61.07	10.46	175.91 ± 61.07	5.26
Louradou	CA04	40 - 50	7.26 ± 0.56	33.55 ± 2.29	21.44	33.17 ± 2.29	26.57
	CA05	85 - 95	6.39 ± 0.73	32.9 ± 3.96	21.86	38.77 ± 3.96	22.84
	CA06	130 - 140	6.5 ± 0.8	40.95 ± 5.6	17.60	49.27 ± 5.6	18.08
	CA07	225 - 235	3.91 ± 0.68	29.76 ± 10.43	24.14	67.12 ± 10.43	13.36
Mougueyres	CA08	15 - 20	1.1 ± 0.19	60.8 ± 60.13	11.89	405.32 ± 60.13	2.20
	CA09	30 - 35	7.4 ± 0.7	42.69 ± 3.61	16.89	41.05 ± 3.61	21.18
	CA10	70 - 75	6.78 ± 1.12	32.67 ± 5.66	22.01	35.48 ± 5.66	24.41
	CA11	120 - 125	7.68 ± 0.94	39.2 ± 4.28	18.38	38.93 ± 4.28	22.31

Table 3B. Results of the ^{10}Be and ^{26}Al depth-profile simulations.

Depth-profile	Sample ID	Depth cm	Nuclides modelled before burial		Nuclides modelled after exposition		Erosion rate mm.ka^{-1}	Age ka	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$		χ^2 value
			^{10}Be 10^4 at.g^{-1}	^{26}Al 10^4 at.g^{-1}	^{10}Be 10^4 at.g^{-1}	^{26}Al 10^4 at.g^{-1}			Modeled	Measured	
Moulinges	CA01	95 - 105	0.0 0	0.00	4.27 ± 0.66	29.76 ± 4.63	0	24.24 – 25.57	6.96 ± 1.08	6.37 ± 0.99	3.14
	CA02	195 - 205	0.4 2	2.99	1.59 ± 0.37	12.04 ± 2.78			7.57 ± 1.75	5.32 ± 1.23	
	CA03	325 - 345	-	-	-	-			-	3.19 ± 1.18	
Louradou	CA04	40 - 50	0.0 0	0.00	10.73 ± 0.83	72.61 ± 5.61	0	27.69 – 28.35	6.77 ± 0.52	7.26 ± 0.56	1.90
	CA05	85 - 95	0.8 9	6.35	6.73 ± 0.77	46.6 ± 5.3			6.92 ± 0.79	6.39 ± 0.73	
	CA06	130 - 140	0.5 9	4.21	3.81 ± 0.47	27.1 ± 3.32			7.12 ± 0.87	6.5 ± 0.8	
	CA07	225 - 235	-	-	-	-			-	3.91 ± 0.68	
Mougueyres	CA08	15 - 20	-	-	-	-	38.61 – 39.80	398.82 – 759.55	-	1.1 ± 0.19	0.06
	CA09	30 - 35	0.0 0	0.00	11.29 ± 1.07	81.9 ± 7.76			7.26 ± 0.69	7.4 ± 0.7	
	CA10	70 - 75	3.1 4	22.2 0	9.39 ± 1.56	65.15 ± 10.8			6.94 ± 1.15	6.78 ± 1.12	
	CA11	120 - 125	0.7 4	5.28	4.98 ± 0.61	38.14 ± 4.68			7.66 ± 0.94	7.68 ± 0.94	

CONCLUSION DE LA PARTIE 2

Reconstituer les fluctuations glaciaires qui ont affecté les Monts du Cantal et le plateau du Cézallier s'avère plus complexe que dans les Monts d'Aubrac. Cela tient principalement à des contextes physiographiques très contrastés, favorisant un englacement composite, c-à-d caractérisé par des types de glacier (vallée, plateau, lobe, icefield, calotte) divers aux dynamiques et sensibilités différentes.

En effet, le **Chapitre 3** montre comment l'évolution postglaciaire du fond de la vallée de la Cère a perturbé les signaux d'âge d'exposition obtenus sur des formes glaciaires clés (moraines de Carnéjac et de Polminhac). Ce sont les effets combinés d'un environnement paraglaciaire, dont l'expression est

fortement favorisée par les conditions morpho-structurales de la vallée, qui sont pointés du doigt dans nos reconstitutions.

Le **Chapitre 4** s'appuie sur (1) des reconstitutions géomorphologiques réalisées dans plusieurs vallées (Alagnon, Siniq, Cère et Rhue) et (2) plusieurs méthodes de datation par TCN. Les résultats obtenus permettent de proposer une chronologie glaciaire robuste malgré des événements dont les âges se recourent partiellement.

On retiendra que les fluctuations glaciaires des Monts du Cantal et du plateau du Cézallier sont synchrones de celles des Monts d'Aubrac. Ce travail conforte et étend la chrono-stratigraphie établie pour l'ouest du Massif central.

PARTIE 3

Essai de paléogéographie nivale : vers l'évaluation des conditions paléoclimatiques au Dernier Maximum Glaciaire



Reconstruire la géométrie des paléoglaciers des Monts d'Aubrac et du Cantal pour en déduire les conditions paléoclimatiques est l'enjeu final de la thèse. Bien que les méthodes et outils existants pour simuler les relations glaciers/climats soient nombreux, plusieurs freins ont été identifiés pour leur application à l'ouest du Massif central.

Les principaux freins sont (1) le manque de jalons géomorphologiques pour contraindre les modèles, surtout pour contraindre l'épaisseur de glace, et (2) l'absence de données paléoenvironnementales locales pour la première moitié du MIS 2 (29 - 19 ka).

Pour pallier ces lacunes, l'approche développée dans cette partie combine la reconstruction des altitudes des Lignes d'Équilibre Glaciaire (LÉG) et la simulation du manteau neigeux au LGM. Bien qu'exploratoire, cette approche répond à un double objectif. D'abord, proposer une méthode pouvant mettre en évidence les conditions paléoclimatiques basées sur les reconstructions 3D des paléoglaciers. Ensuite, identifier les gradients paléoclimatiques responsables des emprises glaciaires dissymétriques au LGM.

Photographie de l'enneigement tardif (29/04/2017) des Monts Dore depuis l'ISS (International Space Station). Cliché de T. Pesquet.

SOMMAIRE DE LA PARTIE 3

1. Introduction	180
1.1. Modélisation des paléoglaciers : les outils existants	180
1.2. Objectifs, données disponibles et choix de l'approche	182
1.3. Les précédents à la simulation des paléo-enneigements	184
2. Méthodes et outils	186
2.1. Reconstruire la géométrie 3D d'un paléoglacier	187
2.1.1. Profil de surface théorique d'un glacier : éléments théoriques	187
2.1.2. Implémentation sous SIG via l'outil GlaRe	188
2.1.3. Application aux Monts d'Aubrac et du Cantal	190
2.2. Reconstruction de l'altitude des Lignes d'Équilibre Glaciaires (LEG)	191
2.2.1. Éléments théoriques	192
2.2.2. Implémentation sous SIG via l'outil ELA	193
2.3. Description du modèle de neige BESSI	193
2.3.1. Bilan de masse en surface (SMB ; Surface Mass Balance)	194
2.3.2. Bilan d'énergie de surface (SEB ; Surface Energy Balance)	194
2.3.3. Firnification : compaction de la neige et transformation en glace	196
2.3.4. Implémentation numérique : domaine de simulation et procédure de calcul	196
2.4. Forçages climatiques	197
2.4.1. EURO-CORDEX11	197
2.4.2. CHELSA et CHELSA TraCE21k	198
2.4.3. Préparation des champs climatiques	199
2.4.4. Scénarios paléoclimatiques : tester l'effet d'influences atlantiques atténuées	201
2.5. Limites de l'approche	202
2.5.1. Reconstruction 3D des glaciers et altitude de la LÉG.	202
2.5.2. Limite de BESSI	202
3. Résultats	205
3.1. Géométrie 3D des paléoglaciers de la façade sud du Cantal et des Monts d'Aubrac	205
3.2. Altitude des Lignes d'Équilibre Glaciaire (LÉG)	208
3.2.1. Façade sud des Monts du Cantal	208
3.2.2. Monts d'Aubrac	210
3.3. Simulation des paléo-enneigements	210
3.3.1. Comparaison de l'emprise (surface) des paléoglaciers et de l'occurrence de l'enneigement au sol	210
3.3.2. Comparaison des gradients ouest/est d'altitude des Lignes d'Équilibre Glaciaire (LÉG) et de la production de glace simulée au sol	211
3.3.3. Sensibilités du gradient de la moyenne annuelle de production de glace au sol	212
4. Interprétations et discussions	214
4.1. Enseignement des reconstructions 3D des paléoglaciers et des altitudes des LÉG	214
4.2. Enseignements de la simulation des paléo-enneigements selon divers scénarios paléoclimatiques	215
4.2.1. Signification paléoclimatique du gradient ouest/est de production de glace au sol	215
4.2.2. Scénario paléoclimatique retenu	216
5. Conclusions et perspectives	216

1. Introduction

1.1. Modélisation des paléoglaciers : les outils existants

Pour reconstruire les conditions paléoclimatiques qui ont soutenu les paléoglaciers et leurs fluctuations, diverses méthodes et outils sont disponibles. Ils sont souvent transdisciplinaires, en impliquant en premier lieu les champs de la glaciologie et de la climatologie. A cela s'ajoutent les disciplines relatives aux indicateurs utilisés pour contraindre les modèles (géomorphologie, sédimentologie ou bio-indicateurs par exemple). On peut différencier ces approches selon un gradient allant de la simulation géométrique simple et locale (pour un état fixe) à la simulation dynamique globale qui évolue dans le temps.

La simulation dynamique d'un système glaciaire, qu'elle soit simple ou complexe, repose sur deux compartiments : (1) la simulation de l'interface entre glacier et climat, qui régit l'accumulation et l'ablation de glace et (2) la simulation de la dynamique du glacier, régissant l'écoulement de la glace et son régime thermique. Ce système est forcé par des variables externes, notamment climatiques. Ainsi, cette approche permet de simuler l'évolution du glacier en fonction de différents forçages et d'en observer les rétroactions (*feedbacks*).

Ce type de simulation s'appuie généralement sur des approches complexes qui quantifient l'ensemble des processus physiques impliqués. Elles sont prévues pour de grandes extensions spatiales et sur des périodes temporelles longues. Généralement, les forçages climatiques utilisés sont régionaux, voire globaux, et reposent sur une paramétrisation lourde (Quiquet, 2012 ; Seguinot et al., 2014, 2018).

Ce type d'approche a été déployé pour l'Auvergne dans le cadre d'un stage de Master préexistant à cette thèse (Cerny, 2015). Le modèle de calotte utilisé (voir Souček, 2010; Souček et al., 2015) prend comme forçages paléoclimatiques les températures reconstruites à partir du $\delta O_{Groenland}^{18}$ des carottes de glace NGRIP (Groenland) extrapolées vers l'ouest du Massif central selon l'Éq. 3-1 (Cerny, 2015) :

$$T_{Cantal} = x * 1.45 * \delta O_{Groenland}^{18}$$

Éq. 3-1

Dans l'Éq. 3-1, x détermine le coefficient de variation selon lequel les températures issues du $\delta O_{Groenland}^{18}$ sont transformées pour l'ouest du Massif central. Le forçage en température qui permet le meilleur accord entre la calotte glaciaire simulée et les limites géomorphologiques

d'englacement correspond à un refroidissement de -15°C à -19°C (moyenne annuelle), mais dépend également des scénarios de précipitation. Aussi, cet exercice de simulation souligne la difficulté de saisir la dissymétrie des extensions glaciaires entre la façade ouest et la façade est (Fig. 3-1) et l'importance de la paramétrisation des scénarios paléoclimatiques dans la simulation dynamique des englacements du Pléistocène supérieur.

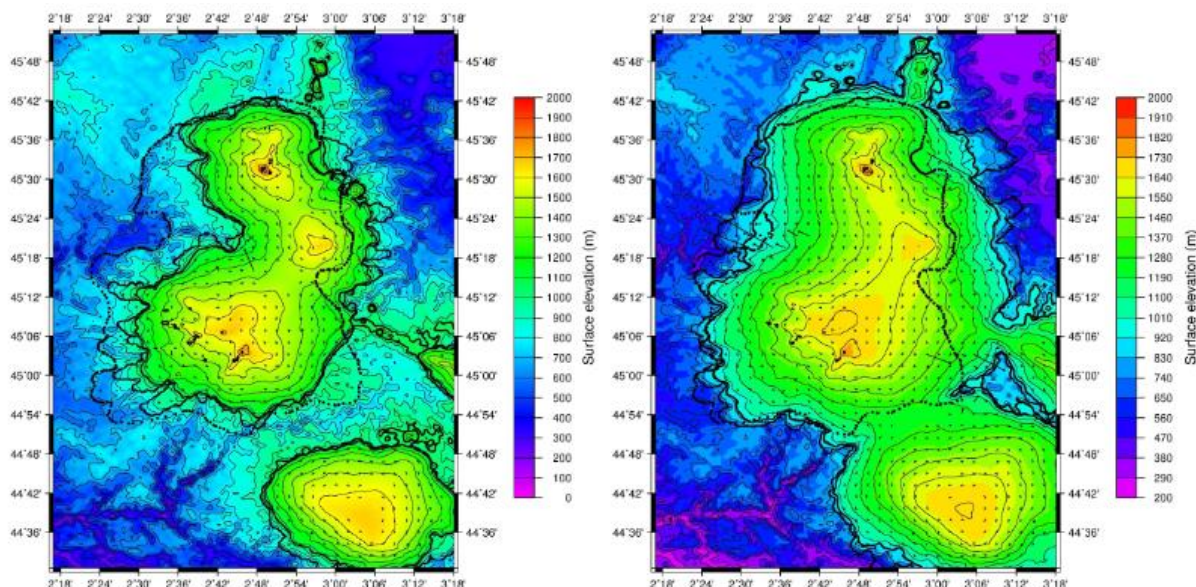


Figure 3-1. Extrait des simulations des paléoglaciers du Cantal-Cézallier-Monts Dore (CCMD) et de l'Aubrac via un modèle de calotte fondé sur le *Shallow Ice Approximation* (SIA) durant la dernière glaciation, modifié d'après Cerny (2015). À gauche : extension glaciaire maximale selon la simulation avec un forçage de température basé sur un coefficient de 2,35 (cf. Éq. 3-1) . Le trait noir pointillé représente l'emprise de l'englacement selon les indicateurs géomorphologiques. À droite : extension glaciaire maximale selon la simulation avec un forçage de température basé sur un coefficient de 2,45 (cf. Éq. 3-1). Dans ce second cas, le paléoenglacement n'atteint pas les limites géomorphologiques à l'ouest du CCMD mais provoque une coalescence des paléoglaciers du CCMD et de l'Aubrac.

De l'autre côté du spectre des méthodes et outils disponibles pour simuler les systèmes glaciaires, se trouvent les simulations simples et locales pour un état d'équilibre du système (c.-à-d. sans variations temporelles). Cette approche est notamment employée aux Chapitres 1 et 3 de ce travail. Elle se fonde notamment sur les reconstitutions géomorphologiques définissant un stade d'englacement et sur des indicateurs paléoclimatiques externes (Ivy-Ochs et al., 2006; Vieira, 2008; Boston et al., 2015; Palacios et al., 2015; Rodríguez-Rodríguez et al., 2016). Elle se décline selon deux étapes distinctes.

- 1) Utilisation des jalons géomorphologiques pour reconstituer l'emprise puis le volume de glace, c'est-à-dire sa géométrie 3D. Plusieurs méthodes sont proposées dans la littérature, la première consiste à reconstituer la surface du glacier « à la main », c.-à-d. selon une approche experte (Sissons, 1974; Ballantyne, 1989), la seconde s'appuie sur des modèles morphologiques (Benn and Hulton, 2010; Ng et al., 2010; Pellitero et al., 2016). Toutes ces méthodes impliquent une part d'interpolation spatiale plus ou

moins grande, en fonction de la quantité et de la qualité des arguments géomorphologiques.

- 2) Ensuite, les paramètres glaciologiques sont déduits, notamment l'altitude de la LÉG (Osmaston, 2005; Rea, 2009; Pellitero et al., 2015). À cette altitude, les conditions paléoclimatiques générant l'englacement peuvent être déterminées selon différentes approches, prenant notamment en compte les températures d'été et les précipitations neigeuses hivernales (Ohmura et al., 1992; Braithwaite, 2008; Golledge et al., 2010). D'autres approches utilisent des simulations des bilans de masse (Protin et al., 2019 ; Reixach et al., 2021).

Finalement, pour affiner la reconstruction des conditions paléoclimatiques, des données externes (obtenues via d'autres indicateurs) sont nécessaires, généralement les températures d'été reconstruites dans l'environnement local (assemblages de chironomidés notamment). L'altitude de la LÉG seule ne permet pas la quantification paléoclimatique, hormis à l'échelle régionale où leur dispersion peut être interprétée comme des indicateurs des paléocirculations atmosphériques pourvoyeuses de précipitation (Kuhlemann et al., 2008; Hughes and Woodward, 2017; Rea et al., 2020).

1.2. Objectifs, données disponibles et choix de l'approche

Le choix de la méthode utilisée dépendait à la fois des objectifs de l'étude (taille et période du domaine de simulation, forçage climatique d'intérêt) et des données disponibles, notamment la quantité/qualité des indicateurs géomorphologiques pour contraindre la simulation. Dans le cas présent, l'objectif principal était de quantifier les conditions paléoclimatiques qui ont soutenu l'existence des paléoglaciers dans le CCMD et les Monts d'Aubrac, et surtout d'évaluer les évolutions des influences paléoclimatiques pourvoyeuses de précipitations neigeuses.

Les approches de simulation d'un état statique mis en place dans les Chapitre 1 et 3 ont montré plusieurs limites imputées principalement à la qualité et la quantité des jalons géomorphologiques utilisés pour contraindre les simulations. Ces limites sont :

- le manque d'indicateurs géomorphologiques pour contraindre les reconstructions 3D, notamment l'épaisseur de glace ;
- le manque de données locales pour contraindre la reconstruction des conditions climatiques à l'altitude de la LÉG, notamment pour les périodes antérieures au Dryas ancien (18,5 à 15,3 ka ; *sensu* Degeai et Pastre, 2009) ;
- la conservation des gradients climatiques actuels dans les reconstructions des paléotempératures et paléoprécipitations à l'altitude de la LÉG.

Ces incertitudes se cumulent d'étape en étape. Ainsi, la reconstruction des conditions paléoclimatiques qui ont soutenu les englacements du CCMD et de l'Aubrac au LGM ne peut être produite de manière robuste à partir de ces approches. En effet, pour les quatre stades glaciaires identifiés dans les Monts d'Aubrac et du Cantal : (1) le LLGM-précoce, (2) le LLGM-tardif, (3) le stade Bouquincan et (4) le stade des Cirques (Fig. 3-2), d'importants hiatus spatiaux et temporels persistent. Pour chacun de ces stades d'englacement l'ensemble des paléoglaciers ne peut être reconstruit.

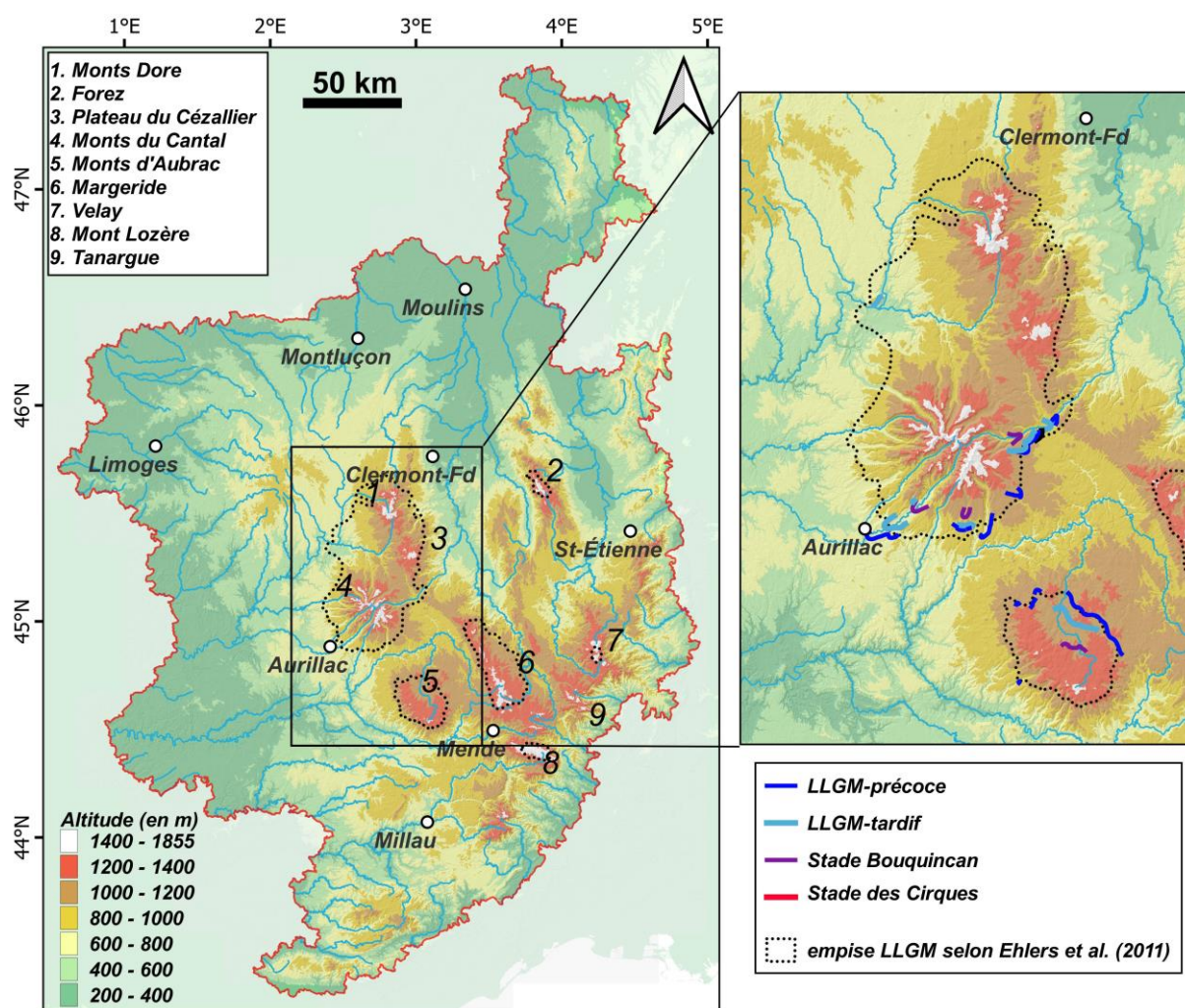


Figure 3-2. Localisation du domaine de simulation des paléo-enneigements, centré sur l'ouest du Massif central et sur les paléoglaciers des Monts d'Aubrac et du Cantal-Cézallier-Monts Dore (CCMD).

L'utilisation d'une approche mixte est donc privilégiée. En effet, nous disposons pour le Massif central de simulations climatiques d'une part à fine échelle temporelle (c.-à-d. incluant la variabilité journalière et interannuelle) sur l'actuel, de 1951 à 2005, et de simulations à fine échelle spatiale mais uniquement pour une moyenne mensuelle climatologique pour la période récente 1981 – 2010 et pour le LGM, à 21,5 ka (Partie 3 - 3.4.2). Ces champs climatiques nous permettent de forcer une simulation dynamique du couvert de neige. Afin de réduire le temps de calcul, la simulation employée, de complexité intermédiaire, s'est focalisée sur le

compartiment neige du système glacier/climat. Cela permet de lancer la simulation selon différents scénarios climatiques.

Ainsi, l'approche employée prend une forte teinte exploratoire car elle combine (1) les reconstructions géométriques des paléoglaciers et de leurs LÉG à partir des jalons géomorphologiques et (2) des simulations à haute résolution spatiale et temporelle de l'enneigement. L'hypothèse fondamentale sous-jacente à l'approche employée considère que les LÉG délimitent les zones d'accumulation de neige, soit les zones recouvertes par un couvert de neige pérenne (entendu au sens climatologique, multi-annuel).

L'objectif de cette partie est double. D'abord, compte tenu de son aspect exploratoire, l'apport potentiel de notre approche par simulation des paléo-enneigements à la reconnaissance des influences paléoclimatiques est testé. Ensuite, dans la mesure où cet exercice est réalisé selon un nombre de scénarios paléoclimatiques limités, je tenterai de souligner les pistes à développer pour mieux quantifier les influences paléoclimatiques (répartition des précipitations) à l'échelle de l'ouest du Massif central.

1.3. Les précédents à la simulation des paléo-enneigements

Une approche de comparaison de la simulation des enneigements à l'extension des paléoglaciers a été mise en place par Heyman et al. (2013) pour le LGM en Europe centrale. L'enneigement simulé, produit par une approche *Positive Degree-Day* (Fig. 3-3A), était comparé aux extensions glaciaires reconstruites sur le terrain. Un seuil de 60% de la surface du paléoglacier est utilisé pour définir la surface d'accumulation potentielle du paléoglacier pour laquelle la neige pérenne est simulée. Ce seuil correspond à la valeur moyenne typique proposée par Porter (1975) pour exprimer la surface de la zone d'accumulation en regard de la surface totale du glacier. Sur ces fondements sont reconstruits des couples de paléoprécipitations et de paléotempératures pour les différents massifs étudiés (Vosges, Forêt Noire, Forêt de Bavière, Monts des Géants) (Fig. 3-3B).

En Auvergne, dans un essai de comparaison de la répartition des couvertures neigeuses actuelles à l'extension des paléo-englacements au cours du LGM a été proposée par Valadas et Veyret (1981) (Fig. 3-3C). Leurs conclusions insistent sur l'importance du paléo-englacement de l'Aubrac, en comparaison de son enneigement actuel faible, qui s'expliquerait par des influences paléoclimatiques plus favorables en lien avec de potentielles remontées d'influences méditerranéennes.

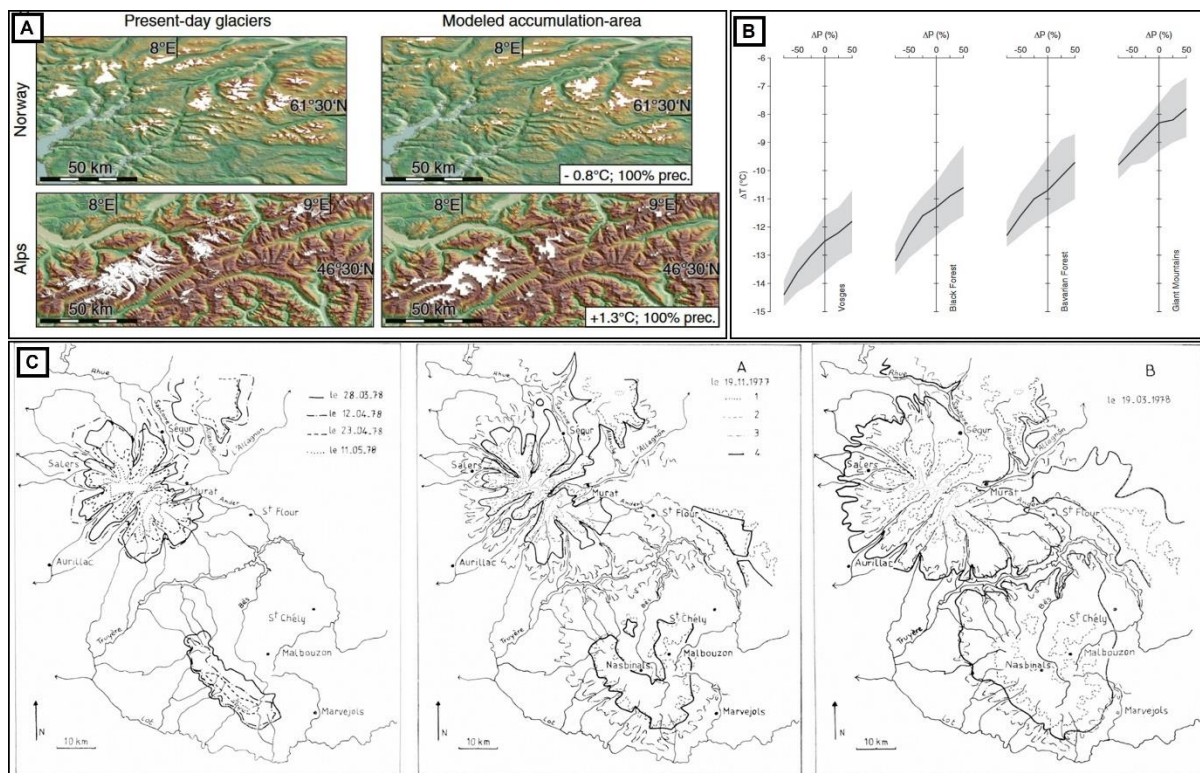


Figure 3-3. L'enneigement pérenne comme indicateur des zones d'accumulation glaciaire. **A)** Simulation de l'enneigement actuel par approche Positive Degree-Day (PDD), comparé à l'extension des paléoglaciers (modifié d'après Heyman et al., 2013). **B)** Reconstruction des anomalies de températures et de précipitations au LGM d'après la simulation des paléo-enneigements pour quatre massifs englacés de l'Europe centrale (modifié d'après Heyman et al., 2013). **C)** Délimitation des surfaces enneigées d'après l'analyse de photographies aériennes, dans le Cantal et l'Aubrac à différentes dates (Valadas et Veyret, 1981).

2. Méthodes et outils

L'approche déployée dans cette partie est exploratoire et repose sur deux volets :

- la reconstruction de la géométrie des paléoglaciers à partir des indicateurs géomorphologiques établis dans les Parties 1 et 2. Sur ces fondements sont reconstruites les altitudes des LÉG pour les bassins versants glaciaires pour lesquels les fluctuations glaciaires sont bien contraintes ;
- la simulation du paléo-enneigement au cours du LGM selon différents scénarios paléoclimatiques.

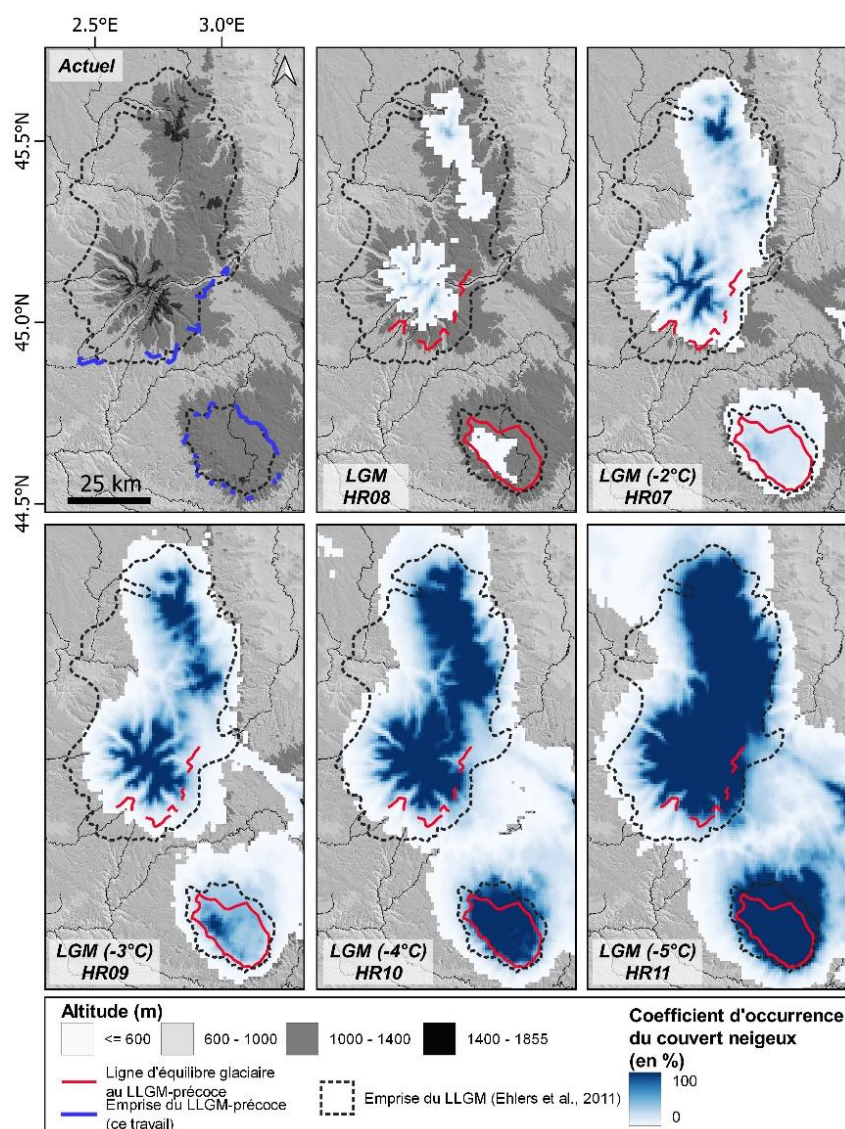


Figure 3-4. Simulation de l'occurrence du manteau neigeux pérenne selon les différents scénarios paléoclimatiques. Le coefficient d'occurrence du manteau neigeux correspond à l'occurrence minimale du couvert de neige sur l'ensemble de la simulation. L'occurrence du couvert neigeux au sol sur l'ensemble de la simulation (de 0 à 100%) est calculée comme suit : pour chaque année simulée, le masque minimal de l'enneigement est enregistré (neige pérenne sur une année), puis le taux d'occurrence de ce masque est calculé, pour chaque pixel, sur l'ensemble des 250 années simulées.

Finalement, l'emprise des englacements au LGM et la position de leurs LÉG, fournit une contrainte pour discuter de la cohérence des scénarios paléoclimatiques supportant les paléoenneigements simulés. De cette manière deux cibles permettent de contraindre les sorties de la simulation (Fig. 3.4) : 60% de la surface occupée par le paléoglacier (Heyman et al., 2013) et la position des LÉG.

2.1. Reconstruire la géométrie 3D d'un paléoglacier

2.1.1. Profil de surface théorique d'un glacier : éléments théoriques

L'approche choisie dans ce travail est une approche morphométrique qui repose sur l'équation de Nye (1951, 1952) décrivant la forme du profil théorique de surface d'un glacier :

$$h(x) = \left(\frac{2 * \tau_0}{p * g} * x \right)^{\frac{1}{2}}$$

Éq. 3-2

Cette équation décrit l'épaisseur de glace (h) d'un glacier parfaitement plastique sur un plan horizontal à une distance (x) de son front. Les deux constantes p et g sont respectivement la densité de la glace (0.99 g.cm^{-3}) et l'accélération de la pesanteur (9.81 m.s^{-1}).

Selon l'Éq 3-2, l'épaisseur de ce glacier suit une parabole dépendante de la contrainte seuil de cisaillement à la base du glacier (τ_0). Pour un glacier théorique parfaitement plastique, la déformation de la glace (fluage) n'est possible que lorsque la contrainte de cisaillement à la base du glacier (τ_D) atteint une valeur seuil (τ_0). Une fois cette valeur seuil atteinte, la glace se déforme et la contrainte de cisaillement à la base du glacier diminue. Ainsi, la contrainte de cisaillement à la base du glacier ne peut dépasser la valeur seuil (τ_0). Dans cette approche, seul le fluage est pris en compte comme processus d'écoulement, c'est-à-dire que les processus de glissement sont englobés dans la valeur seuil de cisaillement.

Pour appliquer l'Éq. 3-2 à des conditions réelles, c'est-à-dire passer d'une topographie sous-glaciaire plane à une topographie accidentée, plusieurs modifications sont apportées et synthétisées dans Benn et Hulton (2010). Elles consistent principalement à prendre en compte les variations longitudinales et transversales de la topographie sous-glaciaire *via* une discrétisation du profil selon un intervalle i . Les profils théoriques de surface sont calculés de manière incrémentielle, en chaque point $i + \frac{1}{2}$ du profil (Shillin and Holling, 1981) :

$$\tan \alpha = \frac{\partial h}{\partial x} = \frac{h_{i+1} - h_i}{\Delta x}$$

Éq. 3-3

Ainsi, en réécrivant l'Éq. 3-3 avec B l'élévation du lit du glacier et H l'altitude de surface du glacier, on obtient une équation quadratique dont la solution fournit l'épaisseur de glace à chaque incrémentation en fonction de la contrainte seuil de cisaillement à la base du glacier moyenne ($\overline{\tau_0}$) sur l'intervalle i selon l'Éq. 3-4 (Van der Veen, 1999) :

$$h_{i+1}^2 - h_{i+1}(B_i + B_{i+1}) + h_i(B_{i+1} - H_i) - \frac{2 * \Delta x * \overline{\tau_0}}{p * g} = 0$$

Éq. 3-4

- L'ajout d'un facteur de forme (f) selon l'Éq. 3-5, représentant la proportion de la contrainte de cisaillement à la base du glacier supportée par les versants, permet de prendre en compte la topographie transversale, particulièrement importante dans le cas de glaciers de vallée (Shilling et Hollin, 1981) :

$$f = \frac{A}{Hp}$$

Éq. 3-5

Avec, A l'aire du glacier au niveau du profil topographique transversal, H l'épaisseur de la glace et p le périmètre englacé. Ainsi, la contrainte seuil de cisaillement à la base du glacier τ_0 est remplacée par τ_0/f dans l'Éq. 3-4.

2.1.2. Implémentation sous SIG via l'outil GlaRe

La procédure de reconstruction de profil théorique de surface d'un glacier est implémentée sous Système d'Information Géographique (SIG ; ici ArcGis) par Pellitero et al. (2016) sous la forme d'une boîte à outil transcrite en python. Cet outil propose de produire des profils théoriques de surface avec comme variable d'ajustement :

- l'intervalle i de la discrétisation du profil,
- la contrainte de cisaillement à la base du glacier moyenne ($\overline{\tau_0}$) sur l'intervalle i ,
- et le facteur de forme F .

Selon l'Éq. 3-4, la procédure de calcul de l'épaisseur de glace le long d'un profil théorique de surface débute au niveau de la moraine et remonte le long d'une ligne de flux de glace jusqu'à l'amont du glacier. Une fois le profil théorique de surface calculé, il est interpolé pour générer la surface du paléoglacier (Fig. 3-5).

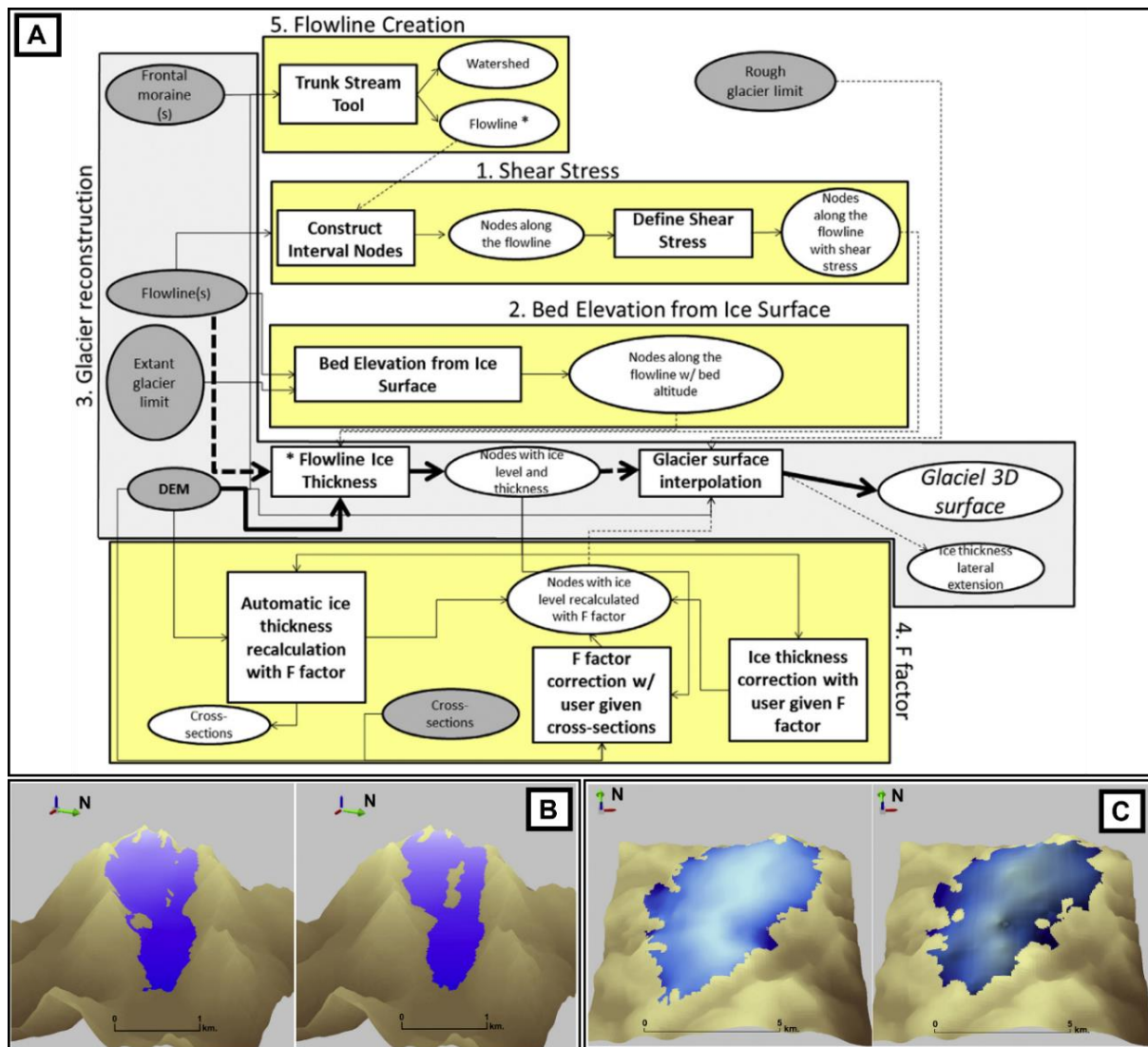


Figure 3-5. Implémentation de l'outil GlaRe (modifié d'après Pelitero et al., 2016). **A)** Schéma méthodologique symbolisant les étapes d'utilisation de l'outil et les interactions entre les modules qui le composent. **B)** Comparaison entre l'englacement réel (à gauche) et simulé (à droite) du Griessgletscher (Alpes suisses). **C)** Comparaison entre l'englacement mesuré (à gauche) et simulé (à droite) de l'ice cap Folgefonna (Norvège).

L'emploi de cet outil à des fins de reconstruction des paléoglaciers repose sur des jalons géomorphologiques qui permettent de contraindre les reconstructions (Benn and Hulton, 2010; Boston et al., 2015; Rodríguez-Rodríguez et al., 2016; Vieira, 2008). Les jalons géomorphologiques principaux sont :

- les moraines frontales, qui permettent de définir l'extension longitudinale du glacier ;
- les moraines latérales, qui permettent de définir l'extension transversale du glacier ;
- les *trimlines* (sur un versant, limite entre les traces d'érosion sous-glaciaire et le versant supra-glaciaire non érodé), les lacs d'obturation glaciaire, ou autres héritages glaciaires permettant de contraindre à minima l'extension latérale du glacier.

A l'appui de ces jalons géomorphologiques, une chronologie glaciaire robuste est nécessaire pour reconstituer l'emprise d'un stade d'englacement. En effet, les jalons géomorphologiques utilisés pour contraindre la reconstruction 3D doivent être de la même génération (c'est-à-dire rattachés au même stade). Les stades d'englacement reconstitués dans les Parties 1 et 2 sont utilisés pour contraindre les reconstructions des paléoglaciers.

2.1.3. Application aux Monts d'Aubrac et du Cantal

Extraction des bassins versants glaciaires (façade sud du Cantal)

L'extraction des bassins versants glaciaires s'appuie sur les bassins versants hydrologiques. Cependant, comme les flux glaciaires peuvent s'affranchir partiellement des contraintes topographiques, les bassins versants hydrologiques sont modifiés pour prendre en compte ces particularités. Ainsi, un bassin versant glaciaire comprend l'ensemble des flux de glaces alimentant un même front.

Digitalisation des lignes de flux

Une fois les bassins versants glaciaires délimités, les lignes de flux théoriques sont tracées manuellement utilisant les cartes topographiques (1 :25000) et le MNT 25m (RGE Alti 25m ; IGN). Les lignes de flux débutent aux crêtes des moraines frontales ou au niveau des jalons géomorphologiques délimitant le stade glaciaire. Elles remontent le long du flux de glace reconstituée en suivant soit le fond de vallée, soit la direction des flux de glace imprimés sur les surfaces d'érosion, jusqu'aux zones de cirques (Cantal) ou d'*ice divide* (Aubrac). Dans les cas où les flux de glaces s'affranchissent de la topographie sous-glaciaire, les lignes de flux sont tracées parallèlement aux flux reconstruits sur le terrain. En l'absence de tel indices géomorphologiques sur l'orientation des flux de glace, les lignes de flux suivent la ligne de plus grande pente.

Détermination de la contrainte de cisaillement à la base du glacier et interpolation des profils théoriques de surface vers la surface du paléogacier

Les valeurs de contraintes de cisaillement d'un glacier de vallée sont généralement comprises entre 50 et 150 kPa (Benn et Evans, 2010). Ces valeurs sont modulées pour que l'épaisseur du glacier coïncide avec les jalons géomorphologiques associés. Du fait du manque de jalons géomorphologiques indicateurs des épaisseurs de glaces mises en jeu, aucune modulation ne peut être réalisée dans les Monts d'Aubrac et seulement quelques sites permettent de moduler cette valeur dans les Monts du Cantal.

Le facteur de forme est calculé sur des profils en travers localisés dans les secteurs où la vallée change de forme. La moyenne de 0,7 obtenue dans la vallée de la Cère (Chapitre 3) est appliquée pour les autres profils du Cantal. La même approche est déployée pour les

boraldes d'Aubrac avec une valeur de 0,8. Pour les secteurs de plateau d'Aubrac et du Cantal, une valeur par défaut de 1 est appliquée.

Une fois les profils théoriques de surface du glacier reconstruits, ils sont interpolés sur l'ensemble du bassin versant glaciaire en utilisant l'outil TopotoRaster.

2.2. Reconstruction de l'altitude des Lignes d'Équilibre Glaciaires (LEG)

La Ligne d'Équilibre Glaciaire (LÉG), définit dans la section 2.2 de l'Introduction générale, désigne la délimitation à la surface du glacier entre :

- la zone d'accumulation, à l'amont, où la neige ne fond pas au cours d'une année et participe donc à l'alimentation du glacier *via* sa transformation en glace (*firnification*, cf. Partie 3 - 3.3.3) ;
- la zone d'ablation, à l'aval, où la neige tombée au cours de la saison hivernale fond durant l'année.

Cette délimitation distingue donc une partie du glacier à bilan de masse en surface positif (la zone d'accumulation) d'une partie à bilan de masse en surface négatif (zone d'ablation). Entre les deux, s'étire une ligne théorique (pouvant être discontinue) où le bilan de masse est nul : il s'agit de la LÉG.

L'intérêt de la LÉG comme paramètre glaciologique tient à son potentiel pour quantifier les conditions climatiques au niveau de son altitude. Du fait d'un bilan de masse nul, la LÉG a été la cible de nombreuses tentatives de quantification climatique. Surtout, l'évolution de l'altitude de la LÉG au cours du temps fournit un indicateur de l'évolution des conditions climatiques associées. En combinaison avec d'autres indicateurs paléoclimatiques, elle permet de reconstruire certains paramètres climatiques. A l'échelle régionale, la dispersion des LÉG est dépendante de la circulation atmosphérique pourvoyeuse de précipitations neigeuses. Pour toutes ces raisons, la LÉG est un paramètre privilégié dans les reconstructions des paléoglaciers.

Les méthodes de reconstruction de l'altitude des LEG sont nombreuses (Benn et al., 2005). Dans ce travail, nous utiliserons la méthode morphologique de l'*Area-Altitude Balance Ratio* (AABR) (Partie 3 - 3.2).

2.2.1. Éléments théoriques

La méthode AABR dérive de la méthode de l'Area-Altitude Ratio (AAR). Cette dernière postule que la LEG sépare une surface d'accumulation d'une surface d'ablation selon un ratio bien connu, la surface de la zone d'accumulation étant considérée comme plus grande que la surface d'ablation. La valeur de ce ratio est généralement comprise entre 0.5 et 0.8 pour les glaciers tempérés (Benn et al., 2005 ; Dahl et al., 2003).

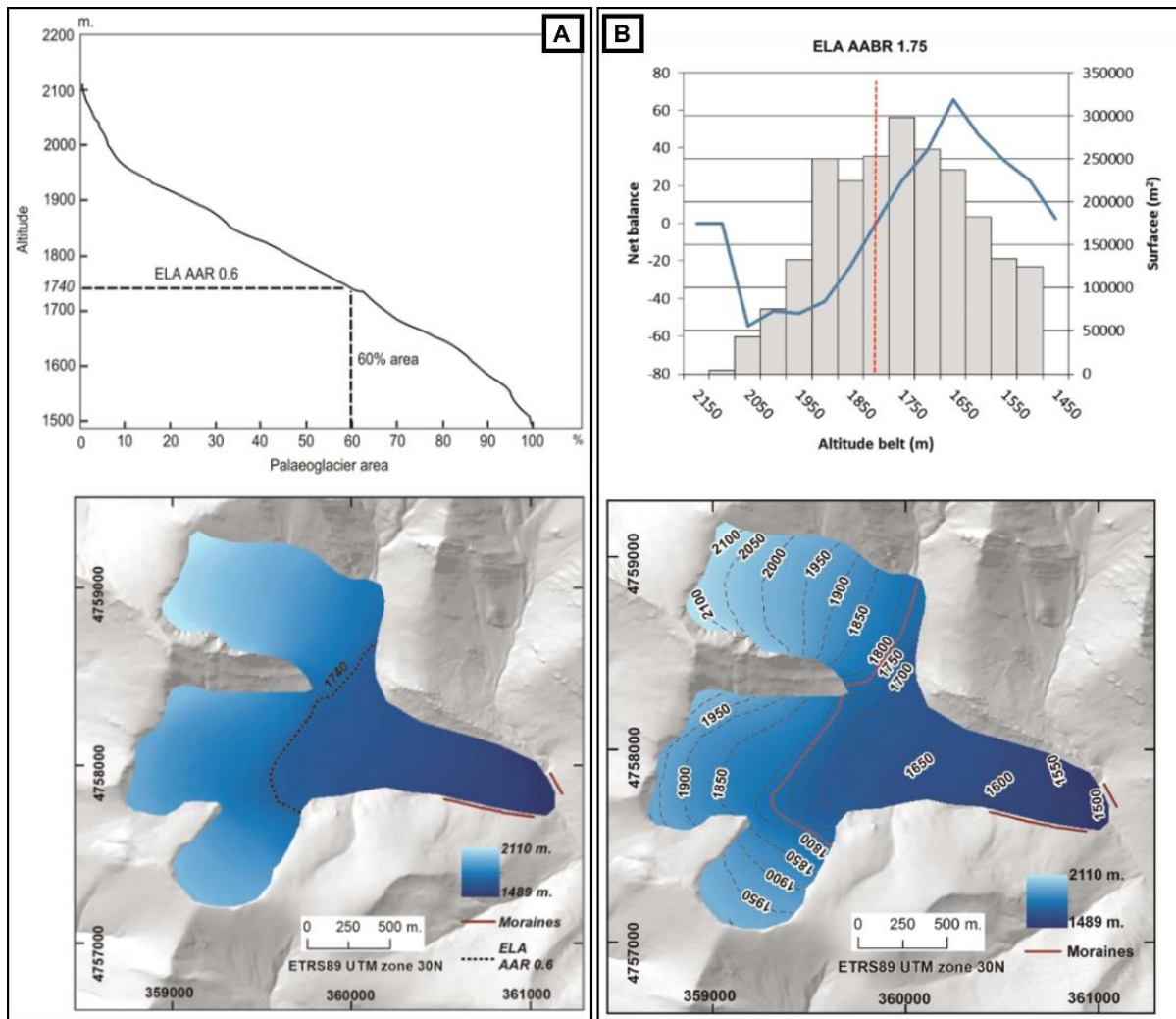


Figure 3-6. Comparaison des méthodes de reconstruction de la Ligne d'Équilibre Glaciaire (LÉG) selon l'AAR et l'AABR par l'outil développé par Pelitero et al. (2015). **A)** Méthode Area-Altitude Ratio (AAR). **B)** Méthode Area-Altitude Balance Ratio (AABR). Voir texte pour plus de détail (modifié d'après Pelitero et al. 2015).

La méthode AABR est fondée sur le même postulat de départ que l'AAR mais ajoute deux paramètres : un gradient de bilan de masse et l'hypsométrie de surface du glacier (Osmaston, 2005; Rea, 2009). Le gradient de bilan de masse, dans cette approche, est une droite, définissant le bilan de masse en surface pour chaque tranche d'altitude. Une pente élevée du gradient de bilan de masse est associée à des contextes climatiques maritimes avec de fortes

accumulations et de fortes ablations. Une pente faible est associée à des contextes climatiques polaires avec des accumulations et des ablations faibles. La prise en compte de l'hypsométrie du glacier, permet de moduler le gradient de bilan de masse selon la répartition des surfaces en fonction de leurs altitudes.

Dans une compilation de données disponibles sur les glaciers modernes, Rea (2009) définit un BR moyen à l'échelle du globe de $1,75 \pm 0.71$. Ce BR varie dans l'espace en fonction des conditions climatiques, en augmentant sous des climats chauds et humides et en diminuant sous des climats froids et secs.

2.2.2. Implémentation sous SIG via l'outil ELA

La procédure de reconstruction de l'altitude de la LEG est implémentée sous Système d'Information Géographique (SIG ; ArcGis) via l'utilisation du plug-in « *ELA reconstruction* » produit par Pellitero et al. (2015) et transcrite en python. Cet outil prend comme entrée la surface du glacier reconstruit à l'aide de l'outil GlaRe (Partie 3 - 3.1). Pour prendre en compte l'incertitude autour de la valeur du BR ($1,75 \pm 0.71$ à l'échelle du globe ; Rea, 2009), l'altitude de la LEG est calculée avec des valeurs de BR entre 1 et 2,5 au pas de 0,5. La moyenne des altitudes de la LÉG, avec son écart-type, est calculée et discutée puis discutée dans les sections suivantes.

2.3. Description du modèle de neige BESSI

Le *Bergen Snow Simulator* (BESSI) est un modèle physique de neige de complexité intermédiaire initialement couplé à un modèle de calotte (Fig. 3-7) (*IceBern2D* ; Neff et al., 2016). Son domaine de simulation se focalise sur l'interface glacier/climat à travers l'accumulation et l'ablation de neige puis de sa transformation en glace (Born et al., 2019). Cette simulation de l'enneigement repose sur les principaux processus physiques impliqués dans la mise en place des couvertures de neige, des chutes de neige à la transformation en glace en passant par les processus de *firmification* (terme anglophone désignant la compaction de la neige, jusqu'à sa transformation en névé puis en glace) du manteau neigeux, via :

- le bilan de masse en surface (*Surface Mass Balance* ; SMB) ;
- le bilan d'énergie de surface (*Surface Energy Balance* ; SEB) ;
- la *firmification* (Fig. 3-7D).

2.3.1. Bilan de masse en surface (SMB ; Surface Mass Balance)

Dans les simulations des interfaces climat/neige ou climat/glace, l'occurrence de précipitations neigeuses est un paramètre fondamental qui est généralement pris en compte par différentes approches regroupées sous l'appellation : bilan de masse en surface (SMB). Le modèle SMB le plus mis en œuvre est l'index de température ou *Degree-Day* (Braithwaite, 1995; Hock, 2003) qui discrimine les précipitations solides ou liquides sur la base d'une température seuil de l'air. Dans notre cas, le SMB est déterminé à chaque étape de la simulation où l'occurrence de précipitations neigeuses est directement contrôlée par la température de l'air, comme suit :

- si des précipitations adviennent alors que la température de l'air est inférieure ou égale à la température seuil de fusion (0°C), les précipitations sont neigeuses. La quantité de neige précipitée est directement ajoutée au sommet de la grille (**Fig. 3-7B**) ;
- si des précipitations adviennent alors que la température de l'air est supérieure à la température seuil de fusion (0°C), les précipitations sont liquides. Elles sont ajoutées au compartiment d'eau liquide.

L'ablation quant à elle est contrôlée par le bilan d'énergie de surface net . Si la température de l'air dépasse 0°C, la chaleur en excès est utilisée pour fondre la neige. Ce processus est calculé sur la couche de neige supérieure. Si toute la neige de la couche supérieure fond, l'énergie en excès est reportée sur la couche de neige inférieure, et ainsi de suite. Les eaux de fusion associées sont enregistrées et prises en compte dans les étapes de calcul du Bilan d'énergie des couches de neige.

2.3.2. Bilan d'énergie de surface (SEB ; Surface Energy Balance)

Le bilan d'énergie de surface (SEB) s'intéresse aux interactions entre la masse de neige et l'atmosphère. Ces interactions sont caractérisées par des échanges d'énergie, sous forme de chaleur, entre ces deux compartiments. Au sein de la couche de neige, la température peut évoluer en fonction de la profondeur du fait du transport de chaleur par diffusion ou par percolation de l'eau de ruissellement ou de fusion.

Cinq éléments sont pris en compte dans cet échange d'énergie, entre atmosphère et surfaces enneigées en suivant l'équation suivante (Éq. 3-6) :

$$Q_i + Q_m = Q_{sw} + Q_{lw} + Q_{sh} + Q_{lh} + Q_p$$

Éq. 3-6

avec Q_i l'énergie interne de la neige, c'est-à-dire sa température (en °C) et Q_m l'énergie disponible pour la fonte de la neige. Les autres paramètres sont décrits ci-dessous.

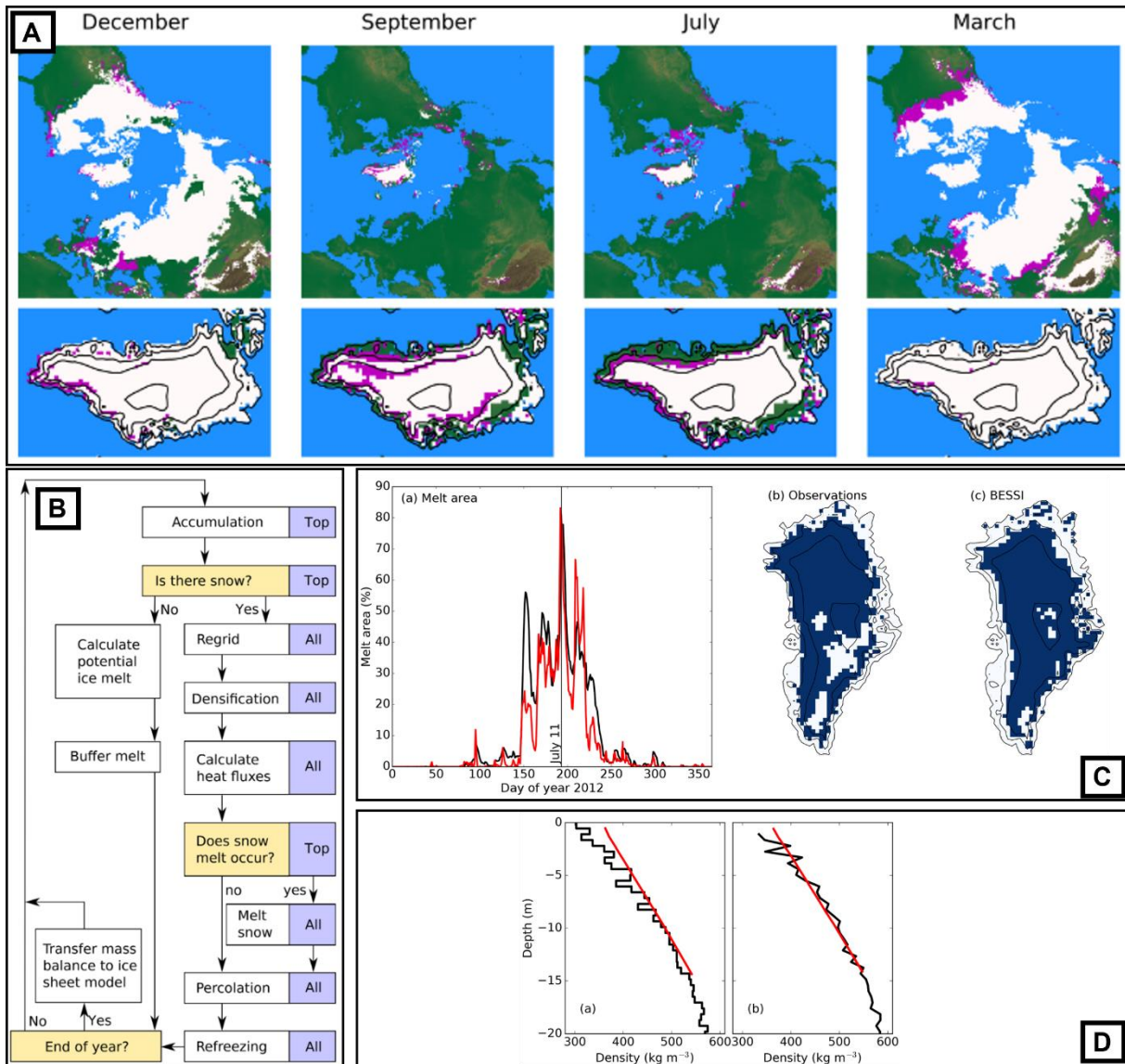


Figure 3-7. Implémentation et test de la simulation BESSI (modifié depuis Born et al., 2019). **A)** Simulation de l'enneigement de l'hémisphère nord à une résolution de 40 km forcé par les moyennes journalières des données issues d'ERA-Interim entre 1979 et 2016. En magenta les zones à bilan de masse négatif. **B)** Arbre de décision pour chaque étape de calcul. Les boîtes bleues précisent si le calcul concerne seulement la couche de neige superficielle ou toutes les couches de neige. **C)** Comparaison de la fusion de la neige mesurée (en rouge) et simulée (en noir) pour l'année 2012. **D)** Comparaison des densités du névé, mesurées (en rouge) et simulées pour l'année 2012 (en noir). À gauche : à la position des forages NGRIP, à droite : à la position des forages NEEM.

- Les radiations de courtes longueurs d'onde nettes, Q_{sw} , dépendent de la quantité de radiations de courtes longueurs d'onde reçues et de l'albédo de la neige. L'albédo varie en fonction de la teneur en eau de fusion et cet effet est pris en compte *via* deux valeurs : une pour la neige sèche, une autre pour la neige mouillée (quand la température de l'air est égale à 0°C).
- Les radiations thermiques Q_{lw} , obtenues par différence entre la quantité de radiation thermique reçue et la quantité de radiation thermique réfléchi par la neige.

- L'échange de chaleur sensible avec l'atmosphère, Q_{sh} , est modulé par un coefficient de flux de chaleur sensible paramétré avec des valeurs constantes : $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour le vent, une pression de l'air de 105 Pa et une constante A (coefficient de transfert) dont la valeur empirique et sans dimension est comprise entre 1.4 et 3.6×10^3 (Braithwaite, 2009).
- Le transport de chaleur par les précipitations, Q_p , car les précipitations qui atteignent un sol enneigé n'ont pas la même température que la neige. Ainsi, les précipitations jouent le rôle de puits ou de source de chaleur latente dans le compartiment de neige supérieur, pouvant conduire à la fonte ou au regel de la neige.
- L'échange de chaleur latente dû au regel des eaux de fusion ou à la fonte de la neige, Q_{lh} . Ce flux de chaleur latente peut générer de la fonte seulement en surface alors que le regel peut survenir dans toute l'épaisseur de neige.

2.3.3. *Firnification : compaction de la neige et transformation en glace*

La *firnification* désigne la compaction de la neige sous les effets de la pression engendrés par sa propre accumulation, jusqu'à sa transformation en glace. Dans BESSI, les processus impliqués varient en fonction de la densité de celle-ci. Pour des densités inférieures à $550 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, la neige se densifie proportionnellement à son taux d'accumulation et à un facteur dépendant de la température (Schwander et al., 1997). Pour des densités supérieures à $550 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, la neige se densifie comme précédemment en ajoutant une pression de surcharge (Barnola et al., 1991).

Pour prendre en compte les variations verticales de densité au sein de la couverture neigeuse, cette dernière est divisée en couches horizontales. Le nombre maximal de couches verticales est fixé à 15. La division des couches se déroule comme suit :

- les précipitations remplissent la couche supérieure jusqu'à atteindre une valeur seuil de $500 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$;
- une fois cette valeur seuil atteinte, la couche est divisée en deux : la partie inférieure récupère $300 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$, la neige restante est conservée dans la couche supérieure ;
- à chaque nouvelle division de couche, l'ensemble est décalé vers le bas ;
- si 15 couches sont atteintes, les couches du bas sont fusionnées avant la division d'une nouvelle couche.

2.3.4. *Implémentation numérique : domaine de simulation et procédure de calcul*

Le domaine de simulation couvre l'Auvergne et les Monts d'Aubrac, entre $44,4290$ et $45,9290^\circ\text{N}$ et $2,0874$ et $3,3957^\circ\text{E}$ (Fig. 3-2). La procédure de calcul est lancée pour chaque point de la grille à un pas de temps journalier en suivant l'arbre de décision présenté en Figure 3-7B. La première étape de calcul s'intéresse à l'accumulation de neige en surface. Ensuite,

si de la neige est présente sur le pixel, les couches de neiges sont recalculées ainsi que les transferts de chaleurs. Enfin, les eaux de fontes et les effets de sa percolation sont pris en compte dans le manteau neigeux.

2.4. Forçages climatiques

Pour répondre à notre objectif de simulation des paléo-enneigements à l'échelle des Monts d'Aubrac et du Cantal, des données climatiques à résolution spatiale et temporelle fines sont nécessaires. Ainsi, les données climatiques utilisées pour forcer le climat de BESSI sont issues de l'interpolation des champs climatiques à haute résolution temporelle produits par EURO-CORDEX11 et des champs climatiques à haute résolution spatiale produits par CHELSA (Tableau 3-1).

Tableau 3-1. Synthèse des champs climatiques (noms, notations et unités) contenues dans les simulations EURO-CORDEX, CHELSA et CHELSA TraCE-21k, utilisés pour créer les champs climatiques à haute résolution spatiale et temporelle nécessaires pour forcer BESSI.

	EURO-CORDEX	CHELSA	CHELSA TraCE-21k	BESSI
Global Climate Model (GCM)	EC-Earth	ERA-Interim	CCSM3 TraCE-21k	-
Regional Climate Model (RCM)	WRF	CHELSA	CHELSA	-
Résolution spatiale	0°06'36"	0°00'30"	0°00'30"	0°00'30"
Résolution temporelle	jours	mois	mois	jours
Température de l'air moyenne	Tair (°C)	Tas (°K)	-	Tair (°C)
Température minimale	-	-	Tasmin (°K * 10)	-
Température maximale	-	-	Tasmax (°K * 10)	-
Précipitation moyenne	precip (kg.m ⁻² .s ⁻¹)	pr (kg.m ⁻² .month ⁻¹)*	pr (kg.m ⁻² .month ⁻¹)*	precip (kg.m ⁻² .s ⁻¹)
Humidité relative	HR (%)	-	-	HR (%)
Pression atmosphérique de surface	P (Pa)	-	-	PA (Pa)
Rayonnement courte longueur d'onde down	SW (w.m ⁻²)	-	-	SW (w.m ⁻²)
Rayonnement longue longueur d'onde down	LW (w.m ⁻²)	-	-	LW (w.m ⁻²)

*les précipitations moyennes par mois sont converties en précipitations moyennes par seconde en les divisant par ((365.25/12)*24*3600)

2.4.1. EURO-CORDEX11

EURO-CORDEX est la branche européenne de l'initiative CORDEX soutenue par le *World Climate Research Program* (WCRP). Son rôle est de coordonner les exercices de modélisation climatique à l'échelle de l'Europe. Surtout, son objectif est d'affiner les résultats obtenus par

les *Global Climate Model* (GCM) à l'échelle régionale via des *Regional Climate Model* (RCM), dans un contexte de changements climatiques.

Comme nous disposons d'un ensemble de simulations de GCM et d'un certains nombre de RCM qui leur sont ensuite appliqués, nous avons dû procéder au choix d'une simulation particulière parmi le grand ensemble disponible. Sur l'ensemble des jeux de données issues de différentes combinaisons entrant GCM et RCM, le jeu de données sélectionné est issu du GCM EC-Earth ré-interpolé à l'aide du RCM WRF à une résolution d'un degré d'arc (soit environ 14 km) sur la période historique, de 1951 à 2005. Ce jeu de données est choisi car estimé efficace pour simuler l'enneigement dans les régions montagneuses (communication personnelle de R. Vautard, de l'Institut Pierre Simon Laplace, Paris). De ce jeu de données sont extraits les champs climatiques nécessaires au forçage climatique de BESSI (Tableau 3-1).

2.4.2. CHELSA et CHELSA TraCE21k

CHELSA (*Climatologies at High resolution for the Earth's Land Surface Areas*) est une méthodologie dont l'objectif est de produire un ré-échantillonnage (*downscaling*) à fine résolution spatiale se fondant sur des méthodes d'inspiration climatique et géographique. La haute résolution spatiale des résultats obtenus, à 30 seconde d'arc (soit ~650 m dans la zone d'étude) via le GCM ERA-Interim sur la période 1981-2010 (Karger et al., 2017) est particulièrement intéressante. La procédure de ré-échantillonnage des températures et précipitations mensuelles est disponible dans Karger et al. (2017). Ainsi, les produits finaux sont les normales climatiques mensuelles pour les précipitations cumulées et la température moyenne (Tableau 3-1). La Figure 3-2 permet de mettre en évidence la tendance plus arrosée (Fig. 3-8A) et légèrement plus froide de CHELSA (Fig. 3-8B), par rapport aux données de station dans le domaine de simulation (localisation des stations dans la Fig. 3-9). Cependant, CHELSA sous-estime les précipitations pour les zones les plus en altitude (stations enregistrant le plus de précipitations).

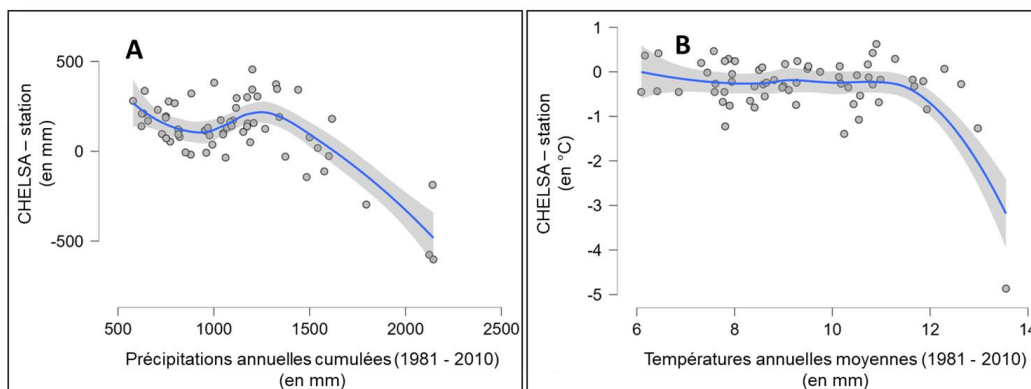


Figure 3-8. Comparaison des normales 1981-2010 extraites CHELSA (Karger et al., 2017) et des stations climatiques dans le domaine de simulation (Fig. 3-2). **A)** Pour les précipitations. **B)** Pour les températures.

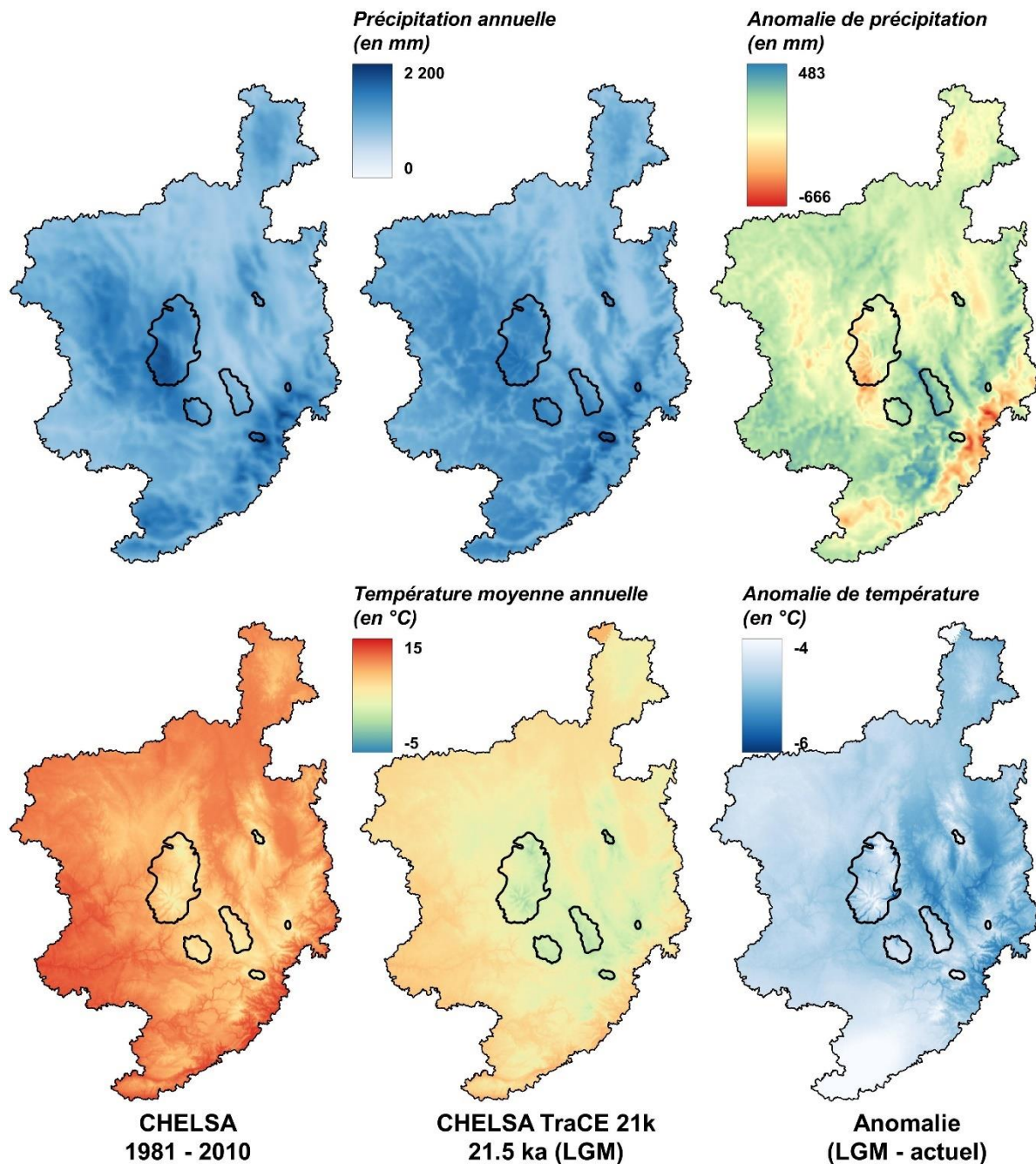


Figure 3-9. Normales des températures et précipitations extraites pour le Massif central de la simulation CHELSA pour la période contemporaine (1981-2010) et de la simulation CHELSA TraCE-21k pour le LGM (21.5 ka). Les anomalies de températures et de précipitations (LGM-actuel) sont aussi présentées. En noir est délimitée l'extension LGM des paléoglaciers du Massif central (Ehlers et al., 2011).

2.4.3. Préparation des champs climatiques

L'étape de préparation des données vise à produire des champs climatiques à haute résolution spatiale et temporelle pour forcer la simulation BESSI, à partir des trois jeux de données à disposition : EURO-CORDEX, CHELSA et CHELSA TraCE-21k. Son objectif est donc

d'interpoler les champs climatiques à haute résolution temporelle (EURO-CORDEX) sur la grille à haute résolution spatiale (CHELSA et CHELSA TraCE-21k). Les champs produits formeront différents scénarios climatiques : un pour l'actuel (1951 - 2005) et cinq pour le LGM (Tableau 3-2).

Pour les champs climatiques seulement disponibles *via* EURO-CORDEX (Tableau 3-1), une interpolation bi-linéaire est réalisée sur la grille à haute résolution spatiale de CHELSA. Ces champs sont similaires pour tous les scénarios climatiques, actuel et LGM. En revanche l'interpolation des champs de précipitation et de température est plus complexe et aucune méthodologie précise n'existe actuellement pour combiner des champs climatiques à haute résolution spatiale avec des champs climatiques à haute résolution temporelle. L'approche proposée dans ce travail est le résultat d'un processus exploratoire, dont la méthodologie est décrite ci-dessous.

Interpolation des températures journalières à haute résolution spatiale

Les températures journalières à haute résolution spatiale (T_{dc}) sont interpolées en appliquant la variabilité temporelle d'EURO-CORDEX11 à l'échelle spatiale fine de CHELSA. La procédure de calcul est résumée dans l'Éq. 3-7 :

$$T_{dc} = (T_{mc} - \overline{T_{mc}}) + T_{dE}$$

Éq. 3-7

- Les températures mensuelles de CHELSA (T_{mc}) sont moyennées sur toute la grille ($\overline{T_{mc}}$).
- L'écart-type à cette moyenne mensuelle (ΔT_{mc}) est calculée en chaque point de la grille CHELSA.
- L'interpolation journalière est réalisée en ajoutant l'écart-type à la moyenne de CHELSA, à la température journalière d'EURO-CORDEX11 (T_{dE}).

Interpolation des précipitations journalières à haute résolution spatiale

Les précipitations journalières à haute résolution spatiale (P_{dc}) sont interpolées de la même manière que les températures, à la différence que les anomalies sont relatives. La procédure de calcul, résumée dans l'Éq. 3-8, est la suivante :

$$P_{dc} = (\overline{P_{mc}}/P_{mc}) * P_{dE}$$

Éq. 3-8

- Les précipitations mensuelles de CHELSA (P_{mc}) sont moyennées sur l'ensemble de la grille ($\overline{P_{mc}}$).
- L'écart-type relatif à cette moyenne mensuelle ($\Delta\overline{P_{mc}}$) est calculé en chaque point de la grille CHELSA.
- Enfin l'interpolation journalière (P_{dc}) est réalisée en multipliant les précipitations journalières d'EURO-CORDEX (P_{dE}) par l'écart-type relatif mensuel.

2.4.4. Scénarios paléoclimatiques : tester l'effet d'influences atlantiques atténuées

Les champs climatiques produits à partir des données EURO-CORDEX et CHELSA TraCE21k sont déclinés selon plusieurs scénarios paléoclimatiques (Tableau 3-2). Pour cela, la même approche est appliquée que précédemment mais en utilisant les champs climatiques de CHELSA TraCE-21k à la place des champs de CHELSA. Cette procédure de calcul produit un scénario climatique pour le LGM, nommé HR08 (Tableau 3-2). D'autres scénarios paléoclimatiques sont produits à partir de HR08, en refroidissant de manière homogène (en espace et en temps) les températures de l'air, de 2°, 3°, 4° et 5°C (Tableau 3-2).

Tableau 3-2. Températures et précipitations des champs climatiques existants (EURO-CORDEX, CHELSA et CHELSA TraCE-21k) et produites pour les conditions actuelles (HR01) et les cinq scénarios paléoclimatiques pour le LGM (HR08, HR07, HR09, HR10 et HR11).

Simulation	Champs climatiques existant			Champs climatiques produits					
	EURO-CORDEX	CHELSA	CHELSA TraCE-21k	HR01	HR08	HR07	HR09	HR10	HR11
Période	1951 - 2005	1981 - 2010	LGM (21.5 ka)	1951 - 2005	LGM (21.5 ka)	LGM (21.5 ka)	LGM (21.5 ka)	LGM (21.5 ka)	LGM (21.5 ka)
Durée de la simulation (an)	55	30	30	55	250	250	250	250	250
Température*	7,90°C	9,20°C	4,50°C	6,74°C	1,4°C	-1,4°C	-2,4°C	-3,4°C	-4,4°C
Précipitation*	1186	1262	1291	1210	1239	1239	1239	1239	1239
*moyenne sur le domaine pour toute la période simulée									

Les champs climatiques de températures produits pour simuler l'enneigement sont plus froids que les températures simulées par CHELSA et EURO-CORDEX (Tableau 3-2). Ainsi, pour quantifier le refroidissement entre l'actuel et le LGM, on prend en compte le refroidissement entre CHELSA et HR01 ($\sim 2,5^\circ\text{C}$), puis entre HR01 et HR08 ($\sim 4,3^\circ\text{C}$), pour un refroidissement total de $6,8^\circ\text{C}$.

Surtout, les champs de précipitations produits dans les scénarios paléoclimatiques (HR08, HR07, HR09, HR10 et HR11) comportent une atténuation du gradient ouest/est de précipitations directement emprunté aux données de CHELSA-TraCE21k (section 4). Cela est particulièrement intéressant car les effets de ce gradient de précipitations différent de l'actuel pourront être tester.

2.5. Limites de l'approche

2.5.1. Reconstruction 3D des glaciers et altitude de la LÉG.

L'emploi de l'outil GlaRe est testé sur deux glaciers contemporains : l'*ice cap* Folgefonna (Norvège) et le glacier *Griesgletscher* (Alpes suisses) (Fig. 3-5 ; Pellitero et al., 2016). Les volumes reconstruits de ces deux glaciers égalent les volumes réels, avec une erreur de -26 à -7 % pour le Folgefonna et de -23 à +17 % pour le Griesgletscher. Ces variations sont dues à la méthode d'interpolation utilisée.

A cela s'ajoute une seconde source d'incertitude associée aux choix de découpage des sous-bassins versants glaciaires. En effet, une grande partie des interactions glaciers de vallée/glaciers de plateau dans le Cantal ne peut être évaluée sur le terrain et ainsi correctement prise en compte dans notre approche. Dans les cas où les jalons géomorphologiques sont présents, la non prise en compte ou l'ajout de flux glaciaires n'a pas d'impact. Au contraire, dans les cas où aucun jalon géomorphologique ne permet de contraindre l'épaisseur de glace, l'ajout de flux de glace contribue à surestimer l'épaisseur de glace tandis que la minoration des flux de glace contribue à la sous-estimer.

Cette erreur dans la reconstruction 3D des glaciers se propage ensuite à la reconstruction de l'altitude de la LEG puisqu'elle se fonde sur la surface des paléoglaciers. Cependant, cette erreur est modulée par le type d'englacement. Pour le Folgefonna, glacier de plateau, l'altitude de la LEG reconstruite *via* GlaRe puis AABR présente une différence de -2 à +17 m (selon la méthode d'interpolation utilisée) par rapport à l'altitude de la LÉG mesurée. Pour le Griesgletscher, glacier de vallée, avec la même approche, cette différence est de -61 à +24m (selon la méthode d'interpolation utilisée).

2.5.2. Limite de BESSI

Limites théoriques

La limite majeure de cette approche tient à la simplification de l'interface glacier/climat, réduite à sa seule composante neigeuse (accumulation et ablation). En effet, cette simplification s'appuie sur l'hypothèse suivante : la zone couverte de neige pérenne correspond à la zone

d'accumulation d'un glacier. Cette hypothèse ne prend en compte ni les effets topo-climatiques induits par la présence du glacier (comme le refroidissement de l'air à sa surface via la modification de l'albédo ou encore les vents catabatiques) ni la modification de la topographie engendrée par la présence de ce dernier (jusqu'à 450 m ; Partie 3 - section 4.1).

Limites du modèle

Pour tester BESSI, Born et al. (2019) simulent l'enneigement sur l'hémisphère nord et particulièrement le Groenland (Fig. 3-7). La comparaison avec des mesures *in situ* de certains paramètres nivologiques montre que :

- la saisonnalité des couvertures de neiges simulées reproduit correctement les observations satellites ;
- la simplification de certains paramètres (émissivité de l'air et échange de chaleur sensible) ont une influence importante sur la performance du modèle ;
- la simulation sous-estime le facteur de régélation (*refreezing factor*), dans la couche de neige, par un facteur d'environ 2. Cela produit un biais négatif dans le total du bilan de masse de surface et s'explique probablement par la non prise en compte des variations de températures diurnes.

Limites des données climatiques et des scénarios paléoclimatiques

Au moment de l'écriture de ces lignes, des données de station avec mesures *in situ* du couvert neigeux dans l'ouest du Massif central sont en cours d'acquisition auprès de Météo-France. Aussi, la simulation de l'enneigement contemporain, de 1950 à 2005, n'a pas pu être confronté à des observations.

À des fins de validation, seuls les champs climatiques produits (température & précipitation) peuvent être comparés à des données de station *in situ*. Cette comparaison est réalisée entre les précipitations cumulées annuelles moyennes et les températures annuelles moyennes mesurées *in situ* (1981-2010) et les données CHELSA (normales 1981-2010) (Fig. 2-10).

Cette comparaison montre la bonne cohérence de la simulation CHELSA avec les données de stations. Pour le champ climatique des précipitations, l'erreur s'étend de -602 mm.an^{-1} à $+456 \text{ mm.an}^{-1}$. Surtout CHELSA semble sous-estimer les précipitations au niveau des hauts reliefs du domaine (Aubrac, Cantal, Monts Dore). À l'échelle de toutes les stations du domaine (Fig. 3-10C), l'erreur moyenne est d'environ $+110 \text{ mm.an}^{-1}$. Pour les températures, l'erreur s'étend de $-1,4$ à $+0,6^\circ\text{C}$ (Fig. 3-10F) avec une moyenne d'environ $-0,24^\circ\text{C}$. Ces résultats permettent de quantifier le refroidissement réel entre les températures actuels (1981 - 2010) et le LGM selon CHELSA TraCE-21k dans le domaine simulé, à environ 7°C .

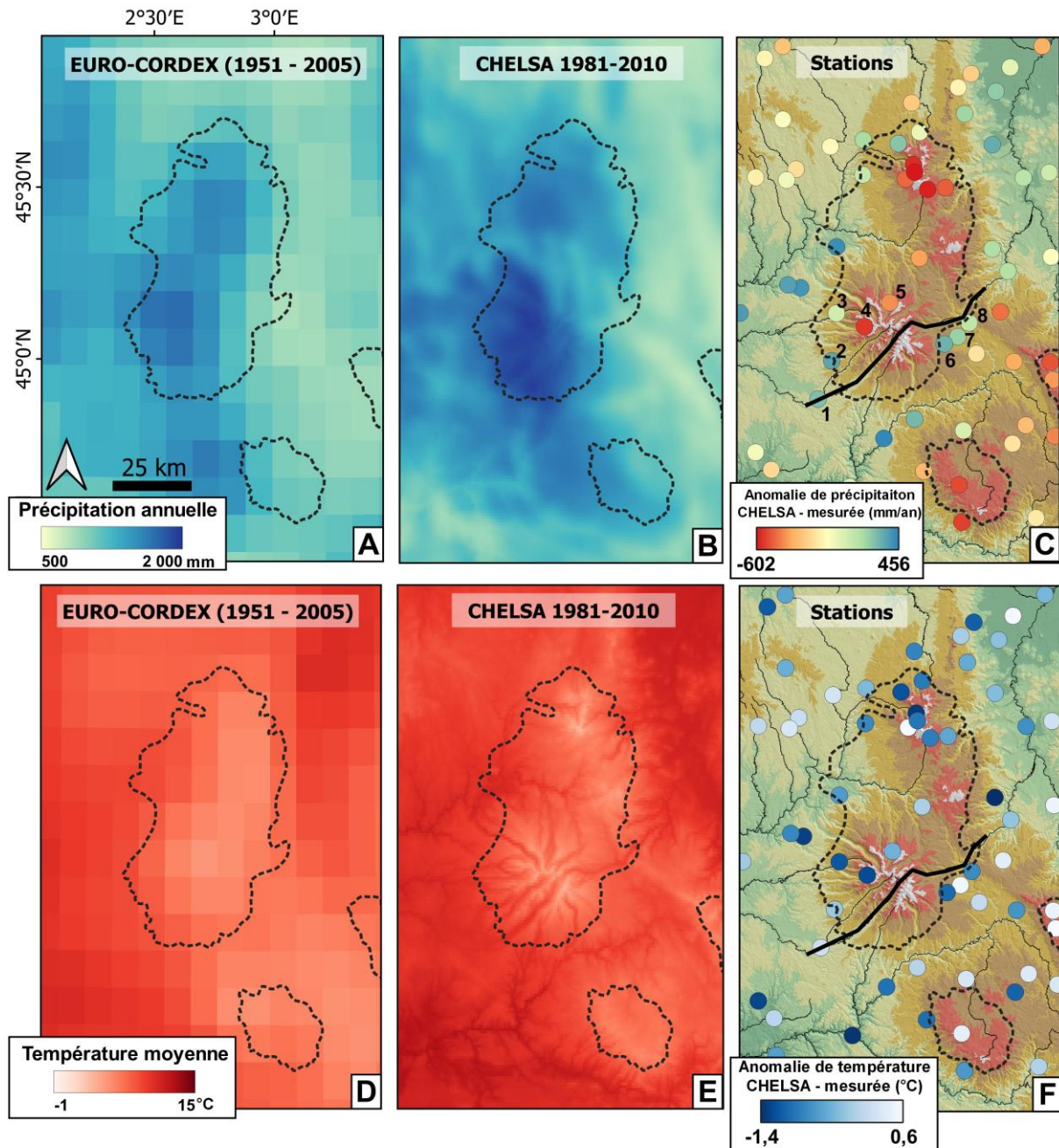


Figure 3-10. Comparaison des champs climatiques (précipitation et température) simulées et des données de station. **A)** Champs de précipitation extrait d'EURO-CORDEX. **B)** Champs de précipitation extrait de CHELSA. **C)** Anomalie de précipitation (CHELSA – station). Le trait noir représente le profil utilisé pour l'extraction des données de la Fig. 3-11. Les numéros identifient les stations climatiques reportées sur la Fig. 3-11. **D)** Champs climatiques de température extrait d'EURO-CORDEX. **E)** Champs climatique de température extrait de CHELSA. **F)** Anomalie de température (CHELSA – station).

3. Résultats

3.1. Géométrie 3D des paléoglaciers de la façade sud du Cantal et des Monts d'Aubrac

Au LLGM-précoce et au LLGM-tardif, la reconstruction 3D des paléoglaciers du Cantal met en évidence des épaisseurs de glace comparables, en lien avec des emprises des paléoglaciers proches durant ces deux stades. Les paléoglaciers sont épais de plus de 400 m dans les vallées du Brezons et de l'Alagnon, de plus de 350 m dans la vallée de la Cère et de 100 à 200m sur le plateau de Lacapelle. Enfin le débordement glaciaire depuis la vallée d'Alagnon sur la Planèze de Saint-Flour est associé à un lobe glaciaire épais de quelques dizaines de mètres.

Un seul point de contrôle, au col de Fond de Cère (1290 m asl), permet de comparer les épaisseurs de glace reconstruites entre différents sous-bassins versants : pour la vallée de la Cère et la vallée de l'Alagnon (Figure 3-10). En effet, la transfluence des glaces du Cirque d'Alagnon vers la vallée de la Cère fait de ce secteur un col de diffluence majeur, au coeur de la zone d'accumulation. L'épaisseur des paléoglaciers reconstruite pour les trois stades glaciaires d'intérêt : le LLGM-précoce, le LLGM-tardif et le stade de Bouquincan, montre une bonne cohérence à ce point (Figure 3-10). Surtout, ces épaisseurs ne submergent pas l'ensemble de la topographie et de nombreux points hauts dominant la surface des paléoglaciers (nunataks).

La reconstruction 3D de l'englacement de l'Aubrac au LLGM-précoce est présentée au Chapitre 1 et ses caractères principaux sont soulignés ici. L'englacement atteint une épaisseur maximale de 350m dans les dépressions du plateau. Les langues de glace émissaires peuvent atteindre jusqu'à 200 m d'épaisseur.

Tableau 3-3. Synthèse des bassins versants glaciaires pour lesquels une reconstruction de la géométrie du paléoglacier est proposée ainsi que l'altitude de la LÉG reconstruite. Les astérisques indiquent les vallées pour lesquels les apports de glaces depuis les plateaux adjacents sont pris en compte.

Stade	Massif	sous-bassin versant	Types de glacier	Jalons géomorphologiques	Reconstruction 3D	Altitude de la LEG
LLGM précoce	Aubrac	-	- ice field - vallées	- moraines frontales - dispersion erratiques	✓	1346 ± 22
	Cantal (façade sud)	- ice field				1171 ± 33
	Alagnon		- vallée* - plateau	- moraines frontales - dispersion erratiques	✓	1281 ± 27
	Epie		- vallée* - plateau	- dispersion erratiques	✓	1348 ± 29
	Brezons		- vallée* - plateau	- dispersion erratiques	✓	1248 ± 29
	Siniq		- vallée* - plateau	- moraines frontales - dispersion erratiques	✓	1158 ± 21
	Cere		- vallée	- dispersion erratiques	✓	1043 ± 35
LLGM tardif	Aubrac	-	- ice field - vallées	- moraines frontales	-	-
	Cantal (façade sud)	- ice field				1171 ± 29
	Alagnon		- vallée* - plateau	- moraines frontales	✓	1288 ± 24
	Siniq		- vallée* - plateau	- moraines frontales	✓	1179 ± 21
	Cere		- vallée	- moraines frontales	✓	1072 ± 35
Stade Bouquincan	Aubrac		- plateau - vallées	- moraines frontales	-	-
	Cantal (façade sud)	- ice field				1223 ± 29
	Alagnon		- vallée* - plateau	- moraines frontales	✓	1342 ± 21
	Siniq		- vallée* - plateau	- moraines frontales	✓	1292 ± 21
	Cère		- vallée	- moraines frontales - moraine	✓	1126 ± 33
Stade des Cirques	Cantal (façade sud)	Lagnon	- cirque	- moraines frontales	✓	1523 ± 15

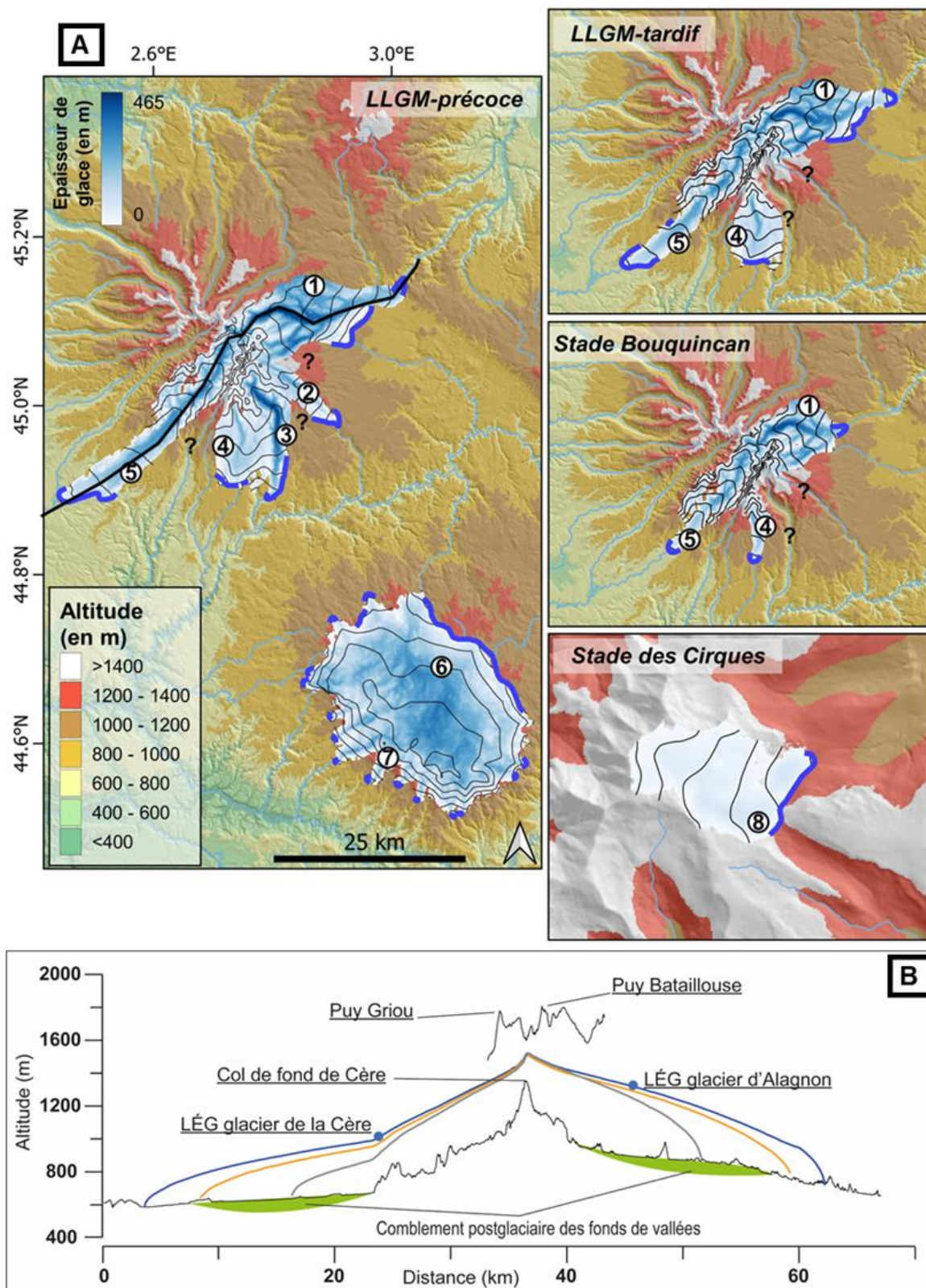


Figure 3-11. Reconstruction de la géométrie des paléoglaciers pour la façade sud des Monts du Cantal et des Monts d'Aubrac. **A**) pour les différents stades d'englacement d'intérêts. 1. Vallée d'Alagnon. 2. Vallée de l'Épie. 3. Vallée du Brezons. 4. Vallée du Siniq et plateau de Lacapelle. 5. Vallée de la Cère. 6. Plateau des Monts d'Aubrac. 7. Boraldes des Monts d'Aubrac. 8. Cirque du Lagnon (Cantal). Les points d'interrogation matérialisent les secteurs sans jalons géomorphologiques suffisants pour reconstruire la géométrie 3D des paléoglaciers. **B**) Profil longitudinal le long des vallées de la Cère et de l'Alagnon (profil localisé sur l'encart A).

3.2. Altitude des Lignes d'Équilibre Glaciaire (LÉG)

3.2.1. Façade sud des Monts du Cantal

Les altitudes de LÉG pour chaque bassin versant glaciaire, dont la géométrie du paléoglacier est reconstruite pour un stade donné, varient entre 1043 ± 35 et 1523 ± 15 m (Tableau 3-3). L'altitude de la LÉG sur l'ensemble de la façade sud du Cantal varie de 1171 m au LLGM-précoce et au LLGM-tardif, et à 1223 m au stade Bouquincan. Cette variation est difficilement interprétable en raison des reconstructions glaciaires incomplètes (1) à l'échelle de la façade sud du Cantal et (2) d'un stade d'englacement à l'autre (Fig. 3-11 ; Tableau 3-3).

Pour les vallées pour lesquelles les reconstitutions des fluctuations glaciaires sont les plus robustes (marqueurs géomorphologiques et datations directes par NCT), l'évolution de l'altitude de la LÉG au LLGM-précoce, LLGM-tardif et au stade de Bouquincan peut être mise en évidence. Ainsi dans les vallées de la Cère, du Siniq et de l'Alagnon, la remontée de l'altitude de la LÉG entre ces trois stades d'englacement semble faible (inférieur à 100m), mais cohérente en tenant compte des incertitudes, entre :

- le versant ouest (vallée de la Cère), avec une remontée d'environ 80 m ;
- le versant sud (vallée du Siniq et plateau de Lacapelle), avec une remontée d'environ 40 m ;
- le versant est (vallée de l'Alagnon), avec une remontée d'environ 60 m.

Enfin, la LÉG associée au stade des Cirques se place à 1523 m d'altitude. Ainsi, sur l'ensemble des fluctuations glaciaires reconstruites, du LLGM-précoce (29-23 ka) au stade des Cirques (<17 ka), l'altitude de la LÉG est remontée d'environ 500 m.

En plus de l'évolution temporelle, il convient de souligner la répartition spatiale de l'altitude des LÉG selon un fort gradient ouest/est (Fig. 3-12). D'après notre reconstruction, ce gradient varie entre les stades LLGM-précoce, LLGM-tardif et Bouquincan entre 822 et 1209 m/E, soit une différence d'élévation de 215 à 240 m d'altitude entre la façade ouest et la façade est du Cantal. En prenant en compte les écart-types, on peut considérer que ces gradients sont constants entre les différents stades glaciaires reconstruits.

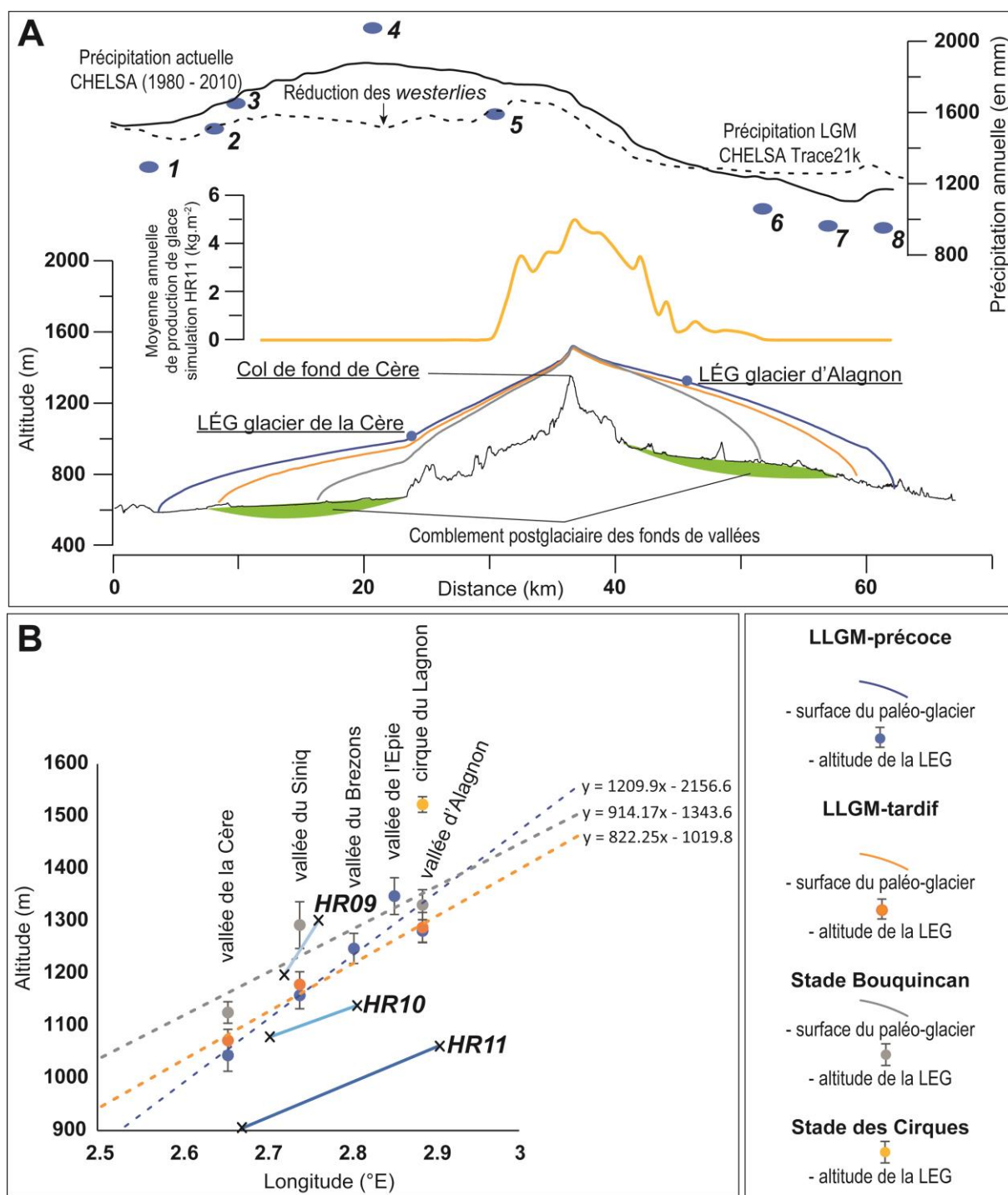


Figure 3-12. Représentation des gradients paléoclimatiques ouest/est reconstruits et simulés. **A)** Profil longitudinal des paléoglaciers de la Cère et de l'Alagnon, quantité de précipitation actuelle et LGM et dissymétrie de la production de glace simulée. Les points bleus représentent les mesures issues des stations climatiques localisées en Figure 3-10C. Le profil est localisé sur les Figures 3-10C et 3-11B. **B)** Gradient ouest/est des altitudes des LÉG reconstruites pour la façade sud du Cantal et des gradients de production de glace des simulations HR09, HR10 et HR11. Même profil qu'au-dessus mais en fonction des longitudes.

3.2.2. Monts d'Aubrac

L'altitude de la LÉG reconstruite dans les Monts d'Aubrac au LLGM-précoce est déjà présentée dans le Chapitre 1 et je rappelle ici ses caractéristiques principales. L'altitude de la LÉG reconstruite dans les Monts d'Aubrac au LLGM-précoce (1346 m) est comparable à celle obtenue dans la vallée de l'Épie (1348 m ; sud-est du Cantal), mais plus haute que l'altitude de la LÉG moyenne pour la façade sud du Cantal, à 1171 m. Cet écart d'environ 200 m, témoigne d'un gradient sud/nord d'environ la même ampleur que le gradient d'altitude des LÉG ouest/est.

3.3. Simulation des paléo-enneigements

Afin de comparer les résultats de la simulation BESSI (paléo-enneigement) pour les différents scénarios paléoclimatiques (HR08, HR07, HR09, HR10 et HR11 ; Tableau 3-2) aux emprises de l'englacement et aux altitudes de LÉG reconstruites, un paramètre est particulièrement adapté : la moyenne annuelle de la production de glace au sol (de 0 à 6 kg.m⁻² ; Fig. 3-13). Elle est calculée d'après les 250 années de simulations.

3.3.1. Comparaison de l'emprise (surface) des paléoglaciers et de l'occurrence de l'enneigement au sol

Le scénario paléoclimatique HR08 ne permet pas l'occurrence de neige pérenne au sol ni la production de glace au sol sur le domaine simulé. En revanche, les scénarios paléoclimatiques suivants (HR07, HR09, HR10 et HR11), plus froids, le permettent. L'emprise surfacique de la production de glace au sol, de chaque scénario, est comparée au seuil de 60% de l'emprise LGM des paléoglaciers d'Aubrac et du Cantal (Figs. 3-13 et 3-14).

Les résultats indiquent que les scénarios paléoclimatiques qui s'ajustent le mieux à ce seuil varient entre le CCMD et l'Aubrac. Le scénario HR11 (LGM -5°C) s'ajuste bien au seuil pour le CCMD. Le scénario HR10 (LGM -4°C) s'ajuste bien au seuil pour l'Aubrac.

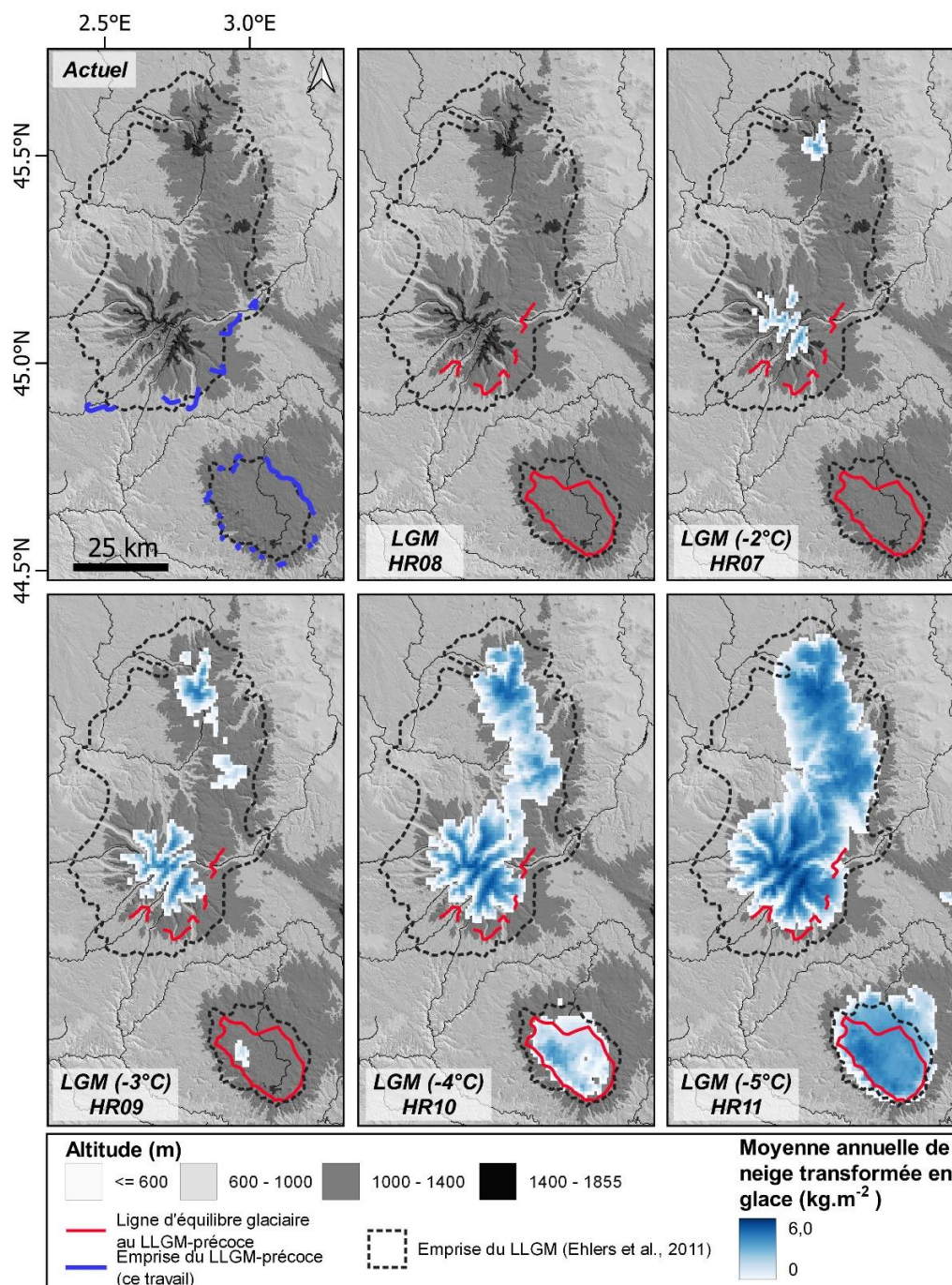


Figure 3-13. Moyenne annuelle de production de glace selon les différents scénarios paléoclimatiques simulés et comparaisons aux cibles : seuil de 60% de l'emprise LGM et position des LÉG). La méthode de calcul du paramètre moyenne annuelle de production de glace est présentée dans la Partie 3 - 4.3.

3.3.2. Comparaison des gradients ouest/est d'altitude des Lignes d'Équilibre Glaciaire (LÉG) et de la production de glace simulée au sol

Les altitudes de LÉG reconstruites correspondent à un point à la surface des paléoglaciers. La moyenne annuelle de production de glace au sol est calculée selon la topographie actuelle. Une comparaison directe n'est donc pas possible. Je propose donc de comparer les gradients

ouest/est de ces paramètres (Fig. 3-12). La simulation du paléo-enneigement selon le scénario HR07 étant circonscrite aux sommets des Monts du Cantal et des Monts Dore, ces résultats ne sont pas comparés aux LÉG.

Le gradient ouest/est de la moyenne annuelle de production de glace au sol est mesuré en positionnant les coordonnées (longitude et altitude) du premier et du dernier pixel avec une valeur supérieure à 0, le long du profil qui remonte les vallées de la Cère et d'Alagnon (Figs. 11B et 12). Entre ces deux points, est tracé une droite matérialisant le gradient ouest/est (Fig. 12B).

La comparaison des gradients d'altitude des LÉG et de moyenne de production de glace au sol est présentée en Figure 12B. Ces deux types de gradient sont parallèles, du moins selon les scénarios paléoclimatiques HR10 et HR11. Pour le scénario climatique HR09, le gradient ouest/est de moyenne annuelle de production de glace au sol est très fort.

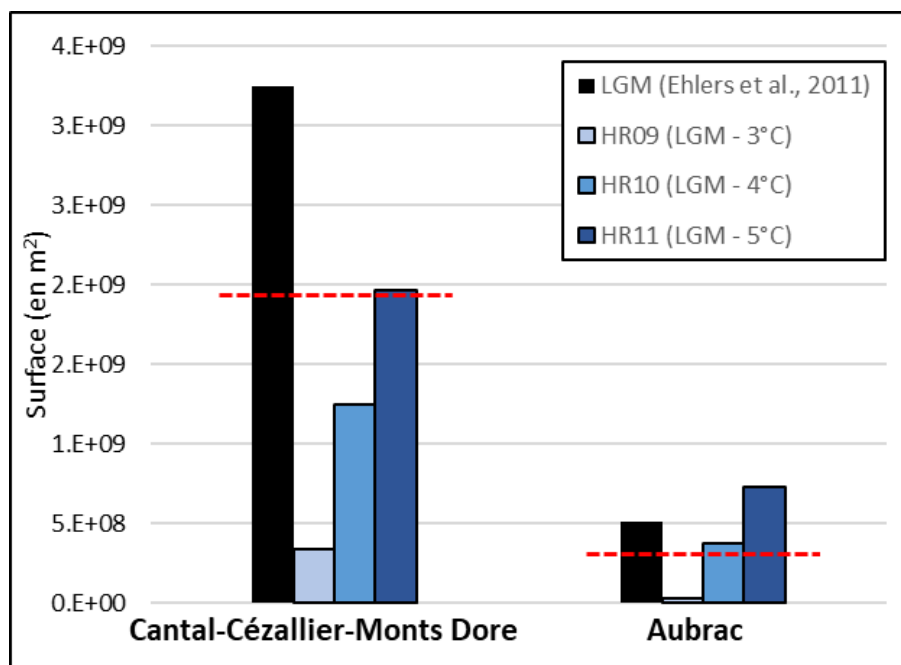


Figure 3-14. Diagramme en barres représentant les emprises des paléoenglacements du Cantal-Cézallier-Monts Dore (CCMD) et de l'Aubrac (Ehlers et al., 2011) contre l'emprise des zones productrices de glace au sol selon différents scénarios paléoclimatiques. Les pointillés rouges représentent le seuil cible de 60% de la surface du paléoglacier comme surface de la zone d'accumulation.

3.3.3. Sensibilités du gradient de la moyenne annuelle de production de glace au sol

D'après la Figure 12B, il est possible de quantifier la sensibilité du gradient de la moyenne annuelle de production de glace au sol, en fonction du paramètre température de l'air qui diminue de 1°C entre HR09 et HR10, puis entre HR10 et HR11. Il apparaît alors que ce gradient, pour un réchauffement/refroidissement de 1°C s'élève/s'abaisse d'environ 150 m d'altitude.

D'après la Figure 12B, l'altitude des LÉG pour les stades LLGM-précoce, LLGM-tardif et Bouquincan, pour la façade sud du Cantal, est encadrée par la moyenne annuelle de production de glace au sol selon les scénarios HR09 et HR10.

Comme les scénarios paléoclimatiques sont basés sur des précipitations similaires, la sensibilité de ce gradient aux variations de précipitations ne peut être investit.

4. Interprétations et discussions

4.1. Enseignement des reconstructions 3D des paléoglaciers et des altitudes des LÉG

La reconstruction 3D des paléoglaciers qui ont occupé la façade sud du Cantal propose une épaisseur de glace compatible avec un glacier de type *icefield*. En effet, l'ensemble de la topographie n'est pas submergée par la glace et la proposition selon laquelle un glacier de calotte a occupé la façade sud du Cantal semble infirmée. En revanche, le type d'englacement ayant occupé la façade nord ne peut pas être précisé par ce travail et l'hypothèse d'un englacement de type calotte (Varet, 1970 ; Veyret, 1978) semble probable. Ainsi, les types d'englacement dans les Monts du Cantal ont varié selon les caractères physiographiques des façades sud et nord, en formant un paléoglacier composite : glacier de vallée, de plateau, calotte et même lobe glaciaire sur l'Artense.

Les gradients ouest/est et nord/sud d'altitude des LÉG sur la façade sud du Cantal et entre cette dernière et les Monts d'Aubrac, sont des marqueurs de l'influence des sources de précipitations neigeuses (Porter, 1975 ; Rupper et Roe, 2008). Ils mettent en avant la prépondérance des apports d'ouest, en lien avec les *westerlies*, dans la répartition de l'englacement de la façade sud du Cantal, et ce avec une intensité constante pour tous les stades glaciaires reconstruits. Ces résultats affirment le caractère profondément atlantique de l'englacement de la façade sud du Cantal.

La reconstruction des altitudes des LÉG entre le LLGM-précoce (29-23 ka) et le stade des Cirques (<17 ka) pour la façade sud des Monts du Cantal met en évidence une remontée d'environ 500 m. Ainsi, cette amplitude couvre l'ensemble des fluctuations glaciaires répertoriées dans l'ouest du Massif central. Ivy Ochs et al. (2008) synthétisent l'évolution de l'altitude des LÉG dans les Alpes en mettant en évidence une remontée des LÉG de 550 à 850 m d'altitude entre le LGM (~21 ka) et le stade de Gschnitz (avant le Bølling ; >15.4 ka). La remontée de l'altitude des LÉG semble plus faible dans l'ouest du Massif central que pour les Alpes, au cours de cette période. Cette observation rejoint les reconstructions paléoenvironnementales et paléoclimatiques locales, produites sur le plateau d'Aubrac (Gandouin et al., 2016) et les plateaux du Cantal (Ponel et Coope, 1990 ; Ponel et al., 1991 ; Duprat-Oualid et al., 2022), selon lesquelles le climat du Dryas ancien (18,5 à 15,3 ka ; sensu Degeai et Pastre, 2009) est particulièrement froid (du moins en hiver) et aride, à l'échelle de l'Europe de l'ouest. La persistance de ces conditions favorise la remontée de faible amplitude de l'altitude des LÉG dans l'ouest du Massif central.

4.2. Enseignements de la simulation des paléo-enneigements selon divers scénarios paléoclimatiques

La simulation des paléo-enneigements de deux régions : les Monts d'Aubrac et le CCMD, permet de mettre en évidence que les scénarios paléoclimatiques ne prennent pas correctement en compte les variations climatiques locales. Dans notre cas, l'ajustement au seuil 60% selon la simulation HR11 dans le CCMD et HR10 dans l'Aubrac, est interprété comme l'effet de la mauvaise simulation de ces variabilités et plus spécifiquement de la répartition des paléoprécipitations neigeuses. Cependant, les incertitudes importantes dans la délimitation des emprises des paléoglaciers au LGM (Ehlers et al., 2011) ne permettent pas d'interpréter plus avant les comparaisons entre seuil de 60% des emprises LGM et surface de production de glace au sol.

À cet égard, la comparaison du gradient d'altitude des LÉG avec le gradient moyenne annuelle de production de glace au sol simulé semble plus intéressante. Sur la base des différents scénarios paléoclimatiques simulés dans ce travail, plusieurs pistes d'interprétations sont proposées ci-dessous.

4.2.1. Signification paléoclimatique du gradient ouest/est de production de glace au sol

Les scénarios paléoclimatiques forçant les simulations de paléo-enneigement proposent une réduction des *westerlies* au LGM par rapport à l'actuel (Fig. 3-12). C'est cette réduction des apports des *westerlies* qui est testée dans ce travail.

En effet, l'asymétrie entre la plus forte quantité de précipitations sur la façade ouest du Cantal que sur sa façade est (mesure *in situ*) est atténuée par le champ de précipitations utilisé dans les scénarios climatiques actuels (CHELSA) et LGM (CHELSA TraCE-21k) (Figs. 3-10 et 3-12). Cependant, la quantité totale de précipitations sur le domaine est à peu près égale entre les différents scénarios climatiques de l'actuel et du LGM (Tableau 3-2).

En première approximation, le gradient de production de glace est contrôlé, comme le gradient d'altitude des LÉG, par la répartition des précipitations neigeuses. Ainsi, le parallélisme entre les gradients ouest/est d'altitude des LÉG et de production de glace au sol (Fig. 3-12B), indiquent que la configuration du champ de paléoprécipitation simule de manière cohérente la dissymétrie ouest/est des altitudes de LÉG (Fig. 3-12B). Cette observation nous conduit à proposer l'hypothèse suivante : les flux d'ouest (*westerlies*), atténués dans les simulations HR10 et HR11, permettent de simuler le bon gradient de production de glace et confirme l'abaissement de ce gradient au cours des englacements de la façade sud du Cantal au LLGM-préco, LLGM-tardif et stade Bouquincan.

4.2.2. Scénario paléoclimatique retenu

Le second intérêt des gradients de production de glace tient aux apports à la quantification des conditions paléoclimatiques et à la quantification de la sensibilité de l'altitude de production de glace, et par extension de l'altitude des LÉG.

Si l'on réduit l'altitude de la LÉG à son caractère principal : limite inférieure de production de glace à la surface du glacier, on peut directement comparer les altitudes de LÉG aux altitudes de production de glace au sol. On remarquera ainsi que les altitudes de production de glace au sol selon les scénarios paléoclimatiques HR09 et HR10, encadrent les altitudes des LÉG (à la surface des glaciers) (Fig. 3-12B). Cette observation conduit à proposer que les scénarios paléoclimatiques HR09 et HR10 encadrent les conditions climatiques supportant l'altitude des LÉG reconstruites. Ainsi, les conditions paléoclimatiques avec un refroidissement de 10 à 11°C (par rapport à l'actuel mesuré sur station ; Figs. 3-9, 3-10 et 3-12 ; Tableau 3-2), pour des précipitations moyennes proches de l'actuel (Tableau 3-2) sont à même de supporter les englacements du sud du Cantal entre le LLGM-précoce (29-23 ka) et le Stade Bouquincan (19-16 ka) (Fig. 3-11).

Pour produire une image plus réaliste des conditions paléoclimatiques au cours de la première moitié du MIS 2 (29-19 ka), il faut prendre en compte l'aridité plus prononcée durant cette période. En effet, une diminution des précipitations induit une élévation de l'altitude de la LÉG. Aussi, pour compenser l'assèchement attendu au cours de cette période, un refroidissement est nécessaire. Le refroidissement de 10 à 11°C (par rapport à l'actuel) doit être vu comme des conditions paléoclimatiques minimales.

Pour tenter de quantifier la sensibilité des LÉG du sud du Cantal, durant le MIS 2, aux évolutions de températures et de précipitations, il faut s'intéresser aux quantifications de cette sensibilité pour les LÉG actuelles. Par exemple, Sagredo et al. (2014) mettent en évidence que l'augmentation de 25% des précipitations produit une chute de 25 à 250m de l'altitude de la LÉG dans les Andes, entre les latitudes 10°N et 50°S. Cette relation est largement dépendante des contextes climatiques qui influent sur la sensibilité des bilans de masse glaciaire. Pour les températures, l'évolution de l'altitude des LÉG est d'environ 140 à 230 m.°C⁻¹.

1.1. Perspectives

Bien que l'approche déployée dans cette partie soit exploratoire et que les résultats et interprétations présentés soient issus des toutes premières analyses, la combinaison de (1) la reconstruction 3D des paléoglaciers et de leurs LÉG avec (2) la simulation à haute résolution

spatiale et temporelle des paléo-enneigements est une méthode prometteuse. En effet cette première expérience a permis :

- (1) de produire des champs de température et de précipitation à haute résolution spatiale et temporelle, pour l'actuel et le LGM, cohérent sur le domaine d'étude et qui permettent de tester l'effet de l'abaissement du gradient ouest/est de précipitation, entre l'actuel et le LGM ;
- (2) de valider l'hypothèse selon laquelle les influences paléoclimatiques d'ouest (*westerlies*) étaient atténuées au cours des englacements du LLGM-précoce, LLGM-tardif et du stade Bouquican, au moins pour la façade sud du Cantal ;
- (3) d'encadrer le refroidissement minimum (par rapport à l'actuel) supportant ces mêmes stades d'englacement à 10-11°C ;
- (4) de quantifier la sensibilité des altitudes de LÉG aux variations de température à environ 150 m.°C⁻¹.

Les perspectives d'approfondissement de l'approche et des interprétations sont nombreuses. En premier lieu, il convient (1) de tester la simulation de l'enneigement actuel à l'aide de mesure *in situ* de couvert neigeux et (2) de mieux définir la relation entre altitude de LÉG et production de glace au sol. Pour cela le perfectionnement de la simulation employée est envisageable en intégrant, par exemple, la surface du glacier reconstruit par d'autres méthodes (GlaRe notamment).

Surtout, la diversification des scénarios paléoclimatiques pour simuler les paléo-enneigements permettrait d'explorer l'effet de l'évolution des gradients de paléoprécipitations d'intérêt : ouest/est et nord/sud (non étudié dans ce travail). Mais aussi de comprendre pourquoi le gradient de production de glace évolue de manière si prononcée entre HR10 et HR09 (Fig. 3-12B). À cet égard, l'étude de la sensibilité des altitudes des paléo-LÉG, selon divers paramètres climatiques (températures ou saisonnalités des précipitations) ou selon les façades ouest (au vent) et est (sous-le vent) me semble une étape primordiale. En effet, la sensibilité de l'altitude des LÉG est conditionnée par le contexte climatique local (gFavier et al., 2004 ; Fujita, 2008 ; Rupper and Roe, 2008 ; Sagredo et al., 2014) et sa caractérisation permettrait de mieux cerner les conditions paléoclimatiques qui les supportent. Ce travail permettrait de préciser les influences paléoclimatiques qui ont supporté les paléoglaciers de l'ouest du Massif central durant le Pléistocène supérieur.

CONCLUSION DE LA PARTIE 3

La méthode exploratoire déployée dans cette partie montre un fort potentiel pour caractériser les conditions paléoclimatiques à partir des reconstructions des paléoglaciers. Elle repose sur :

- la production de champs climatiques à fine échelle spatiale et temporelle pour l'ouest du Massif central ;
- la comparaison des altitudes de Ligne d'Équilibre Glaciaire (LÉG) et de simulation à haute résolution spatiale et temporelle, des paléo-enneigements.

Les scénarios paléoclimatiques produits ont permis d'investir la quantification de l'atténuation du gradient ouest/est des précipitations dans l'ouest du Massif central. Les résultats ont montré qu'une telle réduction était compatible avec les englacements reconstruits dans ce travail dans l'ouest du Massif central (au moins pour la façade sud du Cantal).

Ces premiers résultats permettent aussi de quantifier le refroidissement minimal nécessaire pour soutenir les stades du LLGM-précoce, du LLGM-tardif et du Stade de Bouquincan, (29 à 16 ka) entre -10 à -11 °C.

Les perspectives d'amélioration de cette approche sont nombreuses et pourraient permettre d'investir plus avant la question des sensibilités des altitudes des LÉG selon l'évolution des conditions paléoclimatiques, surtout vis-à-vis des conditions de températures et de précipitations qui ont supporté les paléoglaciers. Ces quantifications sont nécessaires pour étudier l'évolution des influences paléoclimatiques durant cette période, induite par une réorganisation des flux atmosphériques à l'échelle régionale qui suppose une réduction des influences atlantiques et une augmentation des influences méditerranéennes.

DISCUSSION GÉNÉRALE

nouveaux éléments de chronologie, synthèse et perspectives

La **Discussion générale** débute par une synthèse de la chronologie glaciaire obtenue pour l'ouest du Massif central, en soulignant ses apports et limites (**section 1**). Sur ces bases, les données chronologiques obtenues dans ce travail qui ne sont pas directement attribuées à un stade d'englacement sont rediscutées dans la **section 2**. Ces histoires d'exposition divergentes sont ré-exploitées à la lumière de données (observations de terrain et datations directes de formations superficielles par d'autres méthodes) récoltées pendant la thèse et non développées dans les **Parties 1, 2 et 3**. Ces éléments permettent d'approfondir d'autres aspects de la connaissance des paléoglaciers : chronologie pré-LLGM (>29 ka) et remobilisation de stocks sédimentaires par les paléoglaciers.

Les fluctuations des paléoglaciers de l'ouest du Massif central sont intégrées au contexte paléoclimatique régional, à l'échelle de l'Europe de l'ouest, au cours du MIS 2 (29 – 11,7 ka) (**section 3**). Les apports de la reconstruction des Lignes d'Équilibre Glaciaire (LÉG) ainsi que la simulation des paléo-enneigements sont soulignés. Cette

comparaison, bien que non divergente montre les limites actuelles des résultats obtenues pour évaluer l'évolution des conditions et influences paléoclimatiques dans l'ouest du Massif central au cours du MIS 2.

Enfin, les perspectives de recherches pour approfondir les connaissances de la chronologie glaciaire et des conditions climatiques associées sont proposées (**section 4**). Elles ciblent (1) des régions (Artense ; vallée de la Cère) et (2) une méthode, portant de forts potentiels pour mieux quantifier les évolutions des conditions paléoclimatiques dans l'ouest du Massif central, au cours du MIS 2.

Tous les âges d'exposition obtenue via NCT et présentés dans cette partie sont des âges calculés sans correction pour l'érosion, hors indication contraire. Ils sont présentés avec leur incertitude 2 sigma (incertitude analytique et incertitude des taux de production).

SOMMAIRE DE LA DISCUSSION GÉNÉRALE

1. Chronologie glaciaire dans l'ouest du Massif central : bilan et limites	222
1.1. Local Last Glacial Maximum précoce, entre 29 et 23 ka	222
1.2. Local Last Glacial Maximum tardif, entre 23 et 19 ka	222
1.3. Stade Bouquincan et déglaciation, entre 19 et 16 ka	223
1.4. Stade des Cirques dans les Monts du Cantal, après 17 ka	225
1.5. Limites de la chronologie glaciaire	225
2. Données chronologiques complémentaires : implications et perspectives	227
2.1. Emprises glaciaires pré-LLGM	227
2.2. Héritage d'exposition via la remobilisation de stocks sédimentaires	231
2.2.1. Bloc erratique AU11 (Monts d'Aubrac)	231
2.2.2. Profil de ³⁶ Cl dans la moraine de Sapinières (Monts du Cantal)	232
2.3. Mise à jour des jalons chronologiques supportant les scénarios de l'évolution postglaciaire de la vallée de la Cère	234
3. Enseignements paléoclimatiques aux échelles régionales et locales	238
3.1. Contexte paléoclimatique en Europe de l'ouest au MIS 2	238
3.2. Contextes paléoclimatiques dans l'ouest du Massif central	241
3.3. Enseignements paléoclimatiques des fluctuations glaciaires dans l'ouest du Massif central	243
4. Préciser et étendre la chronologie des fluctuations glaciaires du Massif central pour mieux quantifier les influences paléoclimatiques qui les ont supportés	245
4.1. Préciser et étendre la chronologie des fluctuations glaciaires de l'ouest du Massif central : le cas du paléo-lobe glaciaire de l'Artense	245
4.2. L'évolution postglaciaire des vallées cantaliennes	247
4.3. De la simulation des paléo-enneigements à la simulation des paléoglaciers	248

1. Chronologie glaciaire dans l'ouest du Massif central : bilan et limites

1.1. *Local Last Glacial Maximum* précoce, entre 29 et 23 ka

Les dépôts associés au LLGM-précoce dans les Monts d'Aubrac et du Cantal sont de nature variée selon les contextes géologiques et topographiques qui conditionnent la dynamique glaciaire. À partir de trois sites datés par NCT (Fig. 4-1A), le LLGM-précoce semble se centrer sur la première partie du MIS 2, entre 29 et 23 ka.

- Sur le plateau oriental des Monts d'Aubrac, le LLGM-précoce est délimité par la dispersion maximale des blocs erratiques, concomitante de la réapparition des tors et des chaos de boules granitiques. Des cordons morainiques jalonnent cette limite, notamment celui des Allatieux, daté par ^{10}Be et ^{26}Al à $25,41 \pm 2,14$ ka.
- Dans les secteurs étudiés des Monts du Cantal, le LLGM-précoce se matérialise par ses dépôts glaciaires proximaux, hors cas particulier. Dans les secteurs de vallée et de plateau, ces dépôts se rencontrent majoritairement sous la forme de placages résiduels. Dans la vallée du Brezons, la moraine de Moulings, datée par profil vertical de NCT (^{10}Be et ^{26}Al), donne un âge de $24,24 - 25,57$ ka. Dans la vallée de la Cère, la moraine de Louradou est datée par profil vertical (^{10}Be et ^{26}Al) à $27,69 - 28,34$ ka.

1.2. *Local Last Glacial Maximum* tardif, entre 23 et 19 ka

En arrière des dépôts glaciaires proximaux, une série de moraines frontales est repérée sur le plateau oriental des Monts d'Aubrac et dans trois vallées des Monts du Cantal : Alagnon, Siniq et Cère (Fig. 4-1B).

- En Aubrac, deux cordons morainiques sont attribués à ce stade : Grandvals daté à $21,55 \pm 2,05$ ka (^{10}Be et ^{26}Al) et Rateylou est daté à $21,48 \pm 1,86$ ka (^{10}Be et ^{26}Al).
- Dans les vallées du Cantal, trois moraines frontales sont attribuées à ce stade, les moraines frontales de Pouzats, Laparra et Carnéjac. Dans la vallée de l'Alagnon, la moraine frontale de Pouzats est datée par ^{36}Cl ($n = 5$), avec des résultats dispersés ne permettant pas de proposer un âge fiable. Dans la vallée du Siniq, la moraine de Laparra est datée par ^{36}Cl à $22,01 \pm 2,87$ ka ($n = 3$). Dans la vallée de la Cère, la

moraine frontale de Carnéjac, datée à 13 - 12 ka (n = 3) est interprétée comme remaniée au cours de l'évolution postglaciaire du fond de vallée (Chapitre 3).

- À ces moraines frontales s'ajoutent les blocs erratiques du plateau de Bort, datés par ^{10}Be et ^{36}Cl à $20,01 \pm 2,66$ ka (n = 3).

1.3. Stade Bouquincan et déglaciation, entre 19 et 16 ka

En arrière des moraines frontales du LLGM-tardif sont retrouvés une moraine frontale en Aubrac (Bouquincan), une série de moraines frontales dans la vallée de l'Alagnon, la moraine frontale de Laygo dans la vallée du Siniq et la moraine de Polminhac dans la vallée de la Cère. Elles sont toutes attribuées à des stabilisations ou ré-avancées des paléoglaciers au cours d'une tendance générale de retrait. Trois de ces moraines sont datées par TCN (Fig. 4-1C).

- La moraine frontale de Bouquincan, dans la vallée du Bès en Aubrac, fournit un âge de $18,27 \pm 1,66$ ka.
- La moraine frontale de Laygo, dans la vallée du Siniq, est datée à $17,15 \pm 2,52$ ka (n=3).
- La moraine frontale de Polminhac, dans la vallée de la Cère, est datée à 13 - 12ka (n=1). Cet âge d'exposition est interprété comme non représentatif de l'âge de mise en place de cette moraine frontale (Chapitre 3).

Sur ces bases, le stade Bouquincan regroupe une ou plusieurs stations glaciaires, entre 19 et 16 ka. Il prend place lors d'un épisode de déglaciation à l'échelle des deux massifs entre 20 et 16 ka.

La déglaciation des Monts d'Aubrac, des Monts du Cantal et du plateau du Cézallier est datée sur six sites différents. Malgré des âges montrant une dispersion importante en fonction des contextes topographiques (vallée/plateau) ou des orientations (nord/sud/est), trois points peuvent être précisés (Fig. 4-1C).

- Dans les vallées du Cantal, la déglaciation s'enclenche rapidement suite au LLGM-tardif. Deux sites permettent de renseigner ce point : (1) la moraine de Mougueyres, surplombant la vallée de la Rhue, datée par profil vertical (^{10}Be et ^{26}Al) à $20,44 \pm 1,94$ ka ; (2) les erratiques de Cheylanes, surplombant la vallée de l'Alagnon, datés à $18,52 \pm 2,58$ ka (n = 2).
- Les plateaux du Cantal semblent se déglacer plus rapidement au sud qu'à l'est. Le plateau de Lacapelle (sud du Cantal) semble se déglacer précocement à $21,34 \pm 2,14$ ka au niveau du site d'Amagat (n = 1 ; ^{36}Cl). Au contraire, les groupes d'erratiques datés sur le plateau du Cézallier et sur le plateau du Limon (nord-est du Cantal) livrent

des âges entre 20 et 16 ka avec : $17,50 \pm 2,80$ ka à la Pinatelle (^{36}Cl ; n = 5), $18,40 \pm 3,26$ ka à Combalut (^{36}Cl ; n = 5) et $17,54 \pm 2,80$ ka à Pradiers (^{36}Cl ; n = 5).

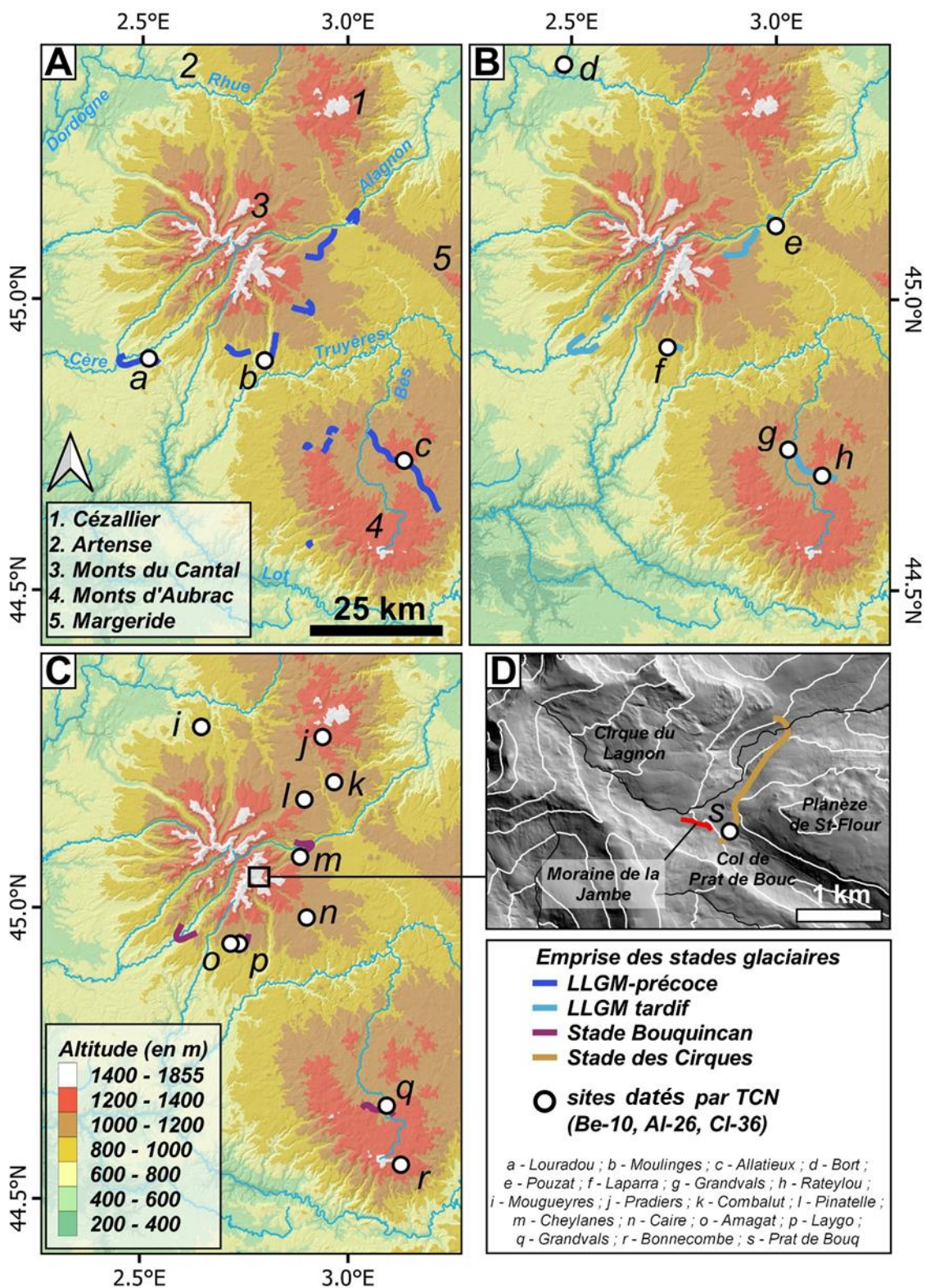


Figure 4-1. Carte de synthèse des fluctuations glaciaires dans l'ouest du Massif central au cours du MIS 2. **A)** Emprise et sites datés pour le LLLGM-précoce. **B)** Emprise de l'englacement et sites datés pour le LLGM-tardif. **C)** Emprise et sites datés pour le stade de Bouquincan. **D)** Emprise de l'englacement pour le stade des Cirques dans le cirque du Lagnon.

- En Aubrac, la déglaciation complète du massif est daté au site de Bonnecombe à 18,66 ± 1,60 ka.

La déglaciation, pour l'Aubrac, le Cantal et le Cézallier, semble s'accélérer autour de 18,5 – 17,5 ka. Cependant, l'incertitude (2 sigma) des âges obtenus se recoupe largement sur la période 20 – 16 ka.

1.4. Stade des Cirques dans les Monts du Cantal, après 17 ka

La définition du stade des cirques repose sur les reconstitutions géomorphologiques produites dans le cirque du Lagnon, affluent de la vallée de l'Alagnon dans l'est du Cantal (Fig. 4-1D). La datation de la moraine de Prat-de-Bouc par ³⁶Cl (n = 2) fournit un âge de 15,34 ± 2,18 ka. Cette moraine détermine le début du confinement du glacier dans son cirque.

Bien que deux âges seulement soient disponibles et qu'ils montrent une certaine dispersion, ils permettent de mettre en avant la continuité des retraits glaciaires dans les vallées du Cantal jusqu'au stade des cirques, qui prend place au plus tôt à 17 ka.

1.5. Limites de la chronologie glaciaire

Trois limites majeures dans la chronologie des fluctuations glaciaires proposée pour l'ouest du Massif central sont identifiées.

- La présence de formes et formations glaciaires pré-LLGM (>29 ka), attribuées au MIS 6, selon un faisceau d'arguments morpho-stratigraphiques et de datations directes (Discussion générale – 2.1), remet en cause l'une des hypothèses morpho-stratigraphiques principales de ce travail, mais aussi des travaux précédents, selon laquelle les héritages glaciaires les plus distaux sont ceux du LLGM (hors cas d'identification d'états d'altération avancés). L'impact de cette remise en cause est profond car elle souligne le potentiel mélange entre héritages LLGM et héritages plus anciens, aux marges des paléo-englacements. Ces difficultés pour distinguer l'âge des dépôts glaciaires proximaux se retrouvent dans d'autres montagnes englacées en Europe de l'ouest, comme les Alpes (Roattino et al., 2021), les Pyrénées (Delmas et al., 2011) ou encore la *Sierra de Estrala* au Portugal (Vieira et al., 2021).
- Les âges d'exposition associés à la déglaciation (20 – 16 ka), dans les Monts d'Aubrac, les Monts du Cantal et le plateau du Cézallier, se recourent dans leurs incertitudes. S'il semble que la déglaciation s'accélère, du moins sur le Plateau du Cézallier, entre 18,5 et 17,5 ka, la synchronicité du stade Bouquincan entre les Monts d'Aubrac

(moraine de Bouquincan) et du Cantal (moraine de Laygo) ne peut être affirmée. Ainsi, le stade Bouquincan, en tant que stade d'englacement représenté dans tout l'ouest du Massif central, reste une hypothèse forte.

- Le stade des cirques dans le Cantal, < 17 ka, ne permet pas de contraindre l'évolution des paléoglaciers de cirques. La borne < 17 ka définit la limite temporelle supérieure correspondant aux confinements des paléoglaciers dans les cirques. Cette borne temporelle peut être variable selon les orientations et l'altitude des planchers des cirques, à l'échelle des Monts du Cantal et plus encore à l'échelle du CCMD.

Dans le cirque du Lagnon, la présence de formes périglaciaires comme les *protalus remparts* témoigne de la persistance de conditions périglaciaires de type cryo-nival, suite à la déglaciation. Cette dernière est placée au cours du réchauffement climatique marquant le Bölling/Alleröd, sans datations directes pour étayer cette hypothèse (Chapitre 4).

Une tentative de datation par ^{14}C d'une séquence détritique accumulée en arrière du cordon morainique de la Jambe (Fig. 4-1D), au-dessus du col de Prat de Bouq est présentée dans l'Annexe C, bien qu'elle ne fournisse pas de résultat exploitable.

Les âges d'exposition obtenues sur les verrous d'Espinouze (CA12) et de Saint-Hippolyte (CA13) à environ 20 et 21 ka, ne sont pas en accord avec les retraits glaciaires dans les vallées. On trouvera, à partir de ces échantillons, un essai de quantification des taux d'érosion sous-glaciaire sur ces deux sites dans l'Annexe D.

Enfin, les âges d'exposition sur blocs erratiques ne sont pas corrigé par les taux d'érosion en surface, la quantification de ces taux n'étant pas mesurable sur le terrain. On trouvera dans l'Annexe E une quantification de ces taux d'érosion, calculés à partir de la paire ^{10}Be et ^{26}Al mesurée sur les blocs erratiques (granitiques) d'Aubrac.

2. Données chronologiques complémentaires : implications et perspectives

Sur les 24 formes et formations glaciaires datées (74 âges d'exposition) dans les Monts d'Aubrac, les Monts du Cantal et le plateau du Cézallier, on trouve 13 âges (soit ~18%) qui ne sont pas directement attribuables à un stade glaciaire (voir Chapitre 2, 3 et 4 pour les critères d'exclusion employés). Ces âges d'exposition sont identifiés comme le résultat d'histoire d'exposition complexe ou incomplète (cf. Introduction Générale) et sont le reflet de contextes géomorphologiques locaux, parfois mal compris. Aussi, leur interprétation mise en relief par des observations de terrain, permet (1) d'étendre une partie de la chronologie glaciaire de l'ouest du Massif central et (2) d'approfondir nos connaissances des dynamiques glaciaires à l'œuvre dans la mise en place des formes et formations glaciaires de l'Aubrac et du Cantal.

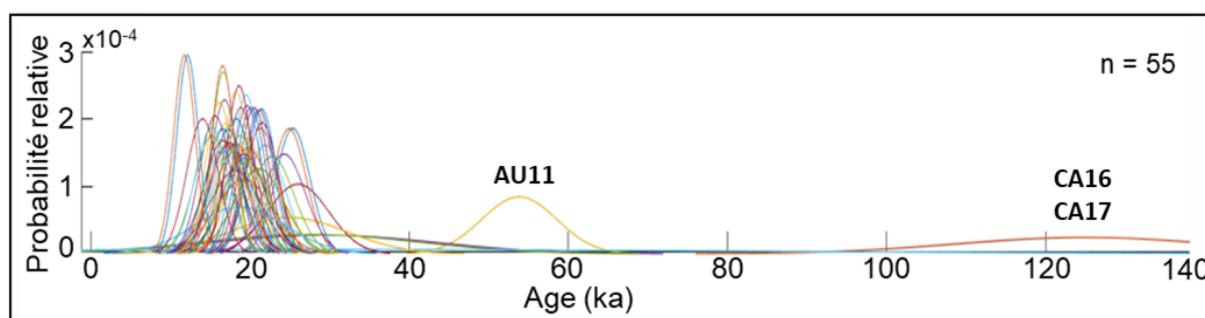


Figure 4-2. Représentation des fonctions de probabilités pour chaque âge d'exposition (2 sigma) obtenues sur des blocs erratiques (¹⁰Be et ³⁶Cl) dans l'ouest du Massif central. Les âges d'exposition inférieurs à 10 ka (AU03, -04, -09 et CTL-21) ne sont pas présentés. Ce graphique est réalisé à l'aide de l'outil P-CAAT (Dortch et al., 2022), voir Chapitre 4 pour plus de détails.

Pour illustrer les apports potentiels de ces histoires d'expositions complexes ou incomplètes à la définition de la chronologie des fluctuations glaciaires et à la dynamique des paléoglaciers de l'ouest du Massif central, trois types d'histoire d'exposition sont rediscutés à la lumière de nouveaux éléments. Elles permettent notamment de s'intéresser à :

- la question des emprises glaciaires pré-LLGM ;
- la question de la remobilisation de stock de sédiments par les paléoglaciers ;
- la chronologie de l'évolution postglaciaire de la vallée de la Cère (Chapitre 3), mise à jour par la chronologie glaciaire obtenue pour les Monts du Cantal (Chapitre 4).

2.1. Emprises glaciaires pré-LLGM

Les âges d'exposition (^{36}Cl) obtenus sur les blocs erratiques CA16 et CA17 sont les plus vieux du jeu de données présenté dans cette thèse (Figs. 4-2 et 4-3). Ces blocs sont enchâssés dans le cordon morainique de Pierre Grosse (Planèze de Saint-Flour ; Monts du Cantal) et sont datés respectivement à $125,19 \pm 16,30$ et $124,74 \pm 16,24$ ka (érosion nulle et incertitude 2 sigma). En prenant en compte l'incertitude, ils recourent l'interglaciaire Éémien (130 à 110 ka ; MIS 5) et la fin de l'avant dernière glaciation (191 à 130 ka ; MIS 6).

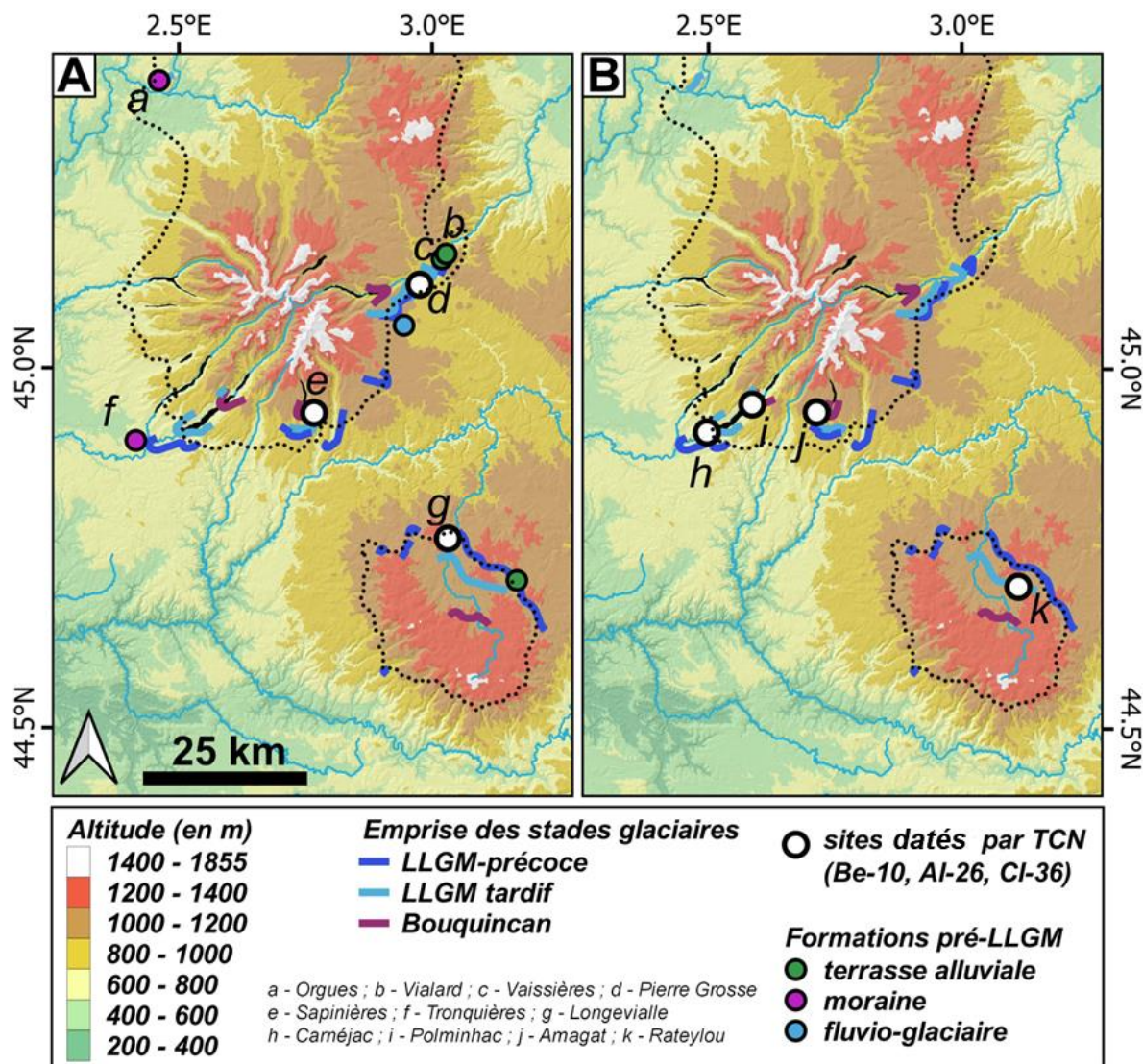


Figure 4-3. Cartes de localisation des sites datés par NCT présentant des histoires d'exposition complexe ou incomplète. **A)** Localisation des sites datés par NCT (ce travail) présentant un âge pré-MIS 2 (> 29 ka) et des formations « anciennes », identifiées sur la base de faciès d'altération (Veyret, 1978 ; Goër de Hervé et al., 1988, 1994). **B)** Localisation des sites datés par NCT (ce travail) présentant une histoire d'exposition incomplète. Les fonds de vallées surlignés en noir dans les Monts du Cantal représentent les potentiel valley filling.

Ces données font écho à l'identification de formations « anciennes » dans la zone d'étude, c'est-à-dire mises en place lors de l'avant dernière glaciation (Goër de Hervé, 1972 ; Veyret, 1978 ; Goër de Hervé et al., 1988). Leur identification repose sur l'observation d'un état

d'altération avancé du dépôt sédimentaire. Ces formations sont localisées aux confins des zones englacées (Fig. 4-3). D'après les auteurs pré-cités, elles sont à rapporter à l'avant dernière glaciation (MIS 6). Ainsi, se pose la question de l'attribution, ou non, de la moraine de Pierre Grosse ($124,97 \pm 16,27$ ka) à l'avant dernière glaciation. Des éléments de réponse sont proposés ici à travers l'étude de terrasses alluviales, retrouvées dans la vallée de l'Alagnon au débouché de l'emprise glaciaire maximale, à 5 km de la moraine de Pierre Grosse (Fig. 4-3).

Dans les gorges de l'Alagnon, deux formations, la terrasse de Vaissières et la terrasse de Vialard, perchées à +40 m du niveau de base local (notées T2) sont interprétées en dépôts morainiques, marquant l'extension glaciaire maximale dans la vallée (Veyret, 1978). À la faveur de nouvelles coupes, je propose de les réinterpréter (Fig. 4-4).

- La terrasse de Vaissières se situe seulement à 2-3 km en aval des derniers dépôts glaciaires identifiés dans la vallée de l'Alagnon (Fig. 4-4E). Il s'agit d'une formation à blocs et galets dans une matrice sablo-graveleuse grossière légèrement oxydée. Elle repose directement sur le socle. La coupe étudiée montre une épaisseur de moins de 10 m. La terrasse est surmontée par une formation de pente, épaisse de 2 à 3 dizaines de mètres.
- La terrasse de Vialard est située 2 km en aval de la précédente. La coupe étudiée montre la même unité alluviale, moins grossière que dans la coupe précédente. Cependant, des lentilles sableuses fortement oxydées ravinent le sommet de cette unité. Un prélèvement pour datation par Luminescence Optiquement Stimulée (OSL) a été réalisé dans l'une de ces lentilles (Fig. 4-4B). Les résultats donnent un âge de $120,7 \pm 6,4$ ka (Annexe A), qui correspond à l'enfouissement des sables quartzeux, au moment de la mise en place de la lentille sableuse.

Cet âge OSL est le premier résultat de datation absolue sur une terrasse alluviale perchée dans la vallée de l'Alagnon, et plus largement du haut bassin versant de l'Allier. Cependant, le contexte topographique local (gorge) et la proximité avec les fronts glaciaires rend la comparaison avec l'étagement des terrasses alluviales de l'Allier (Raynal, 1984 ; Larue, 2003) difficile. Malgré ces limites importantes, nous attribuons la mise en place de ces terrasses au moins à l'Éémien. Ainsi, dans la vallée de l'Alagnon où les jalons de l'emprise LLGM-précoce sont manquants, ces deux terrasses peuvent être considérées comme des jalons maximums.

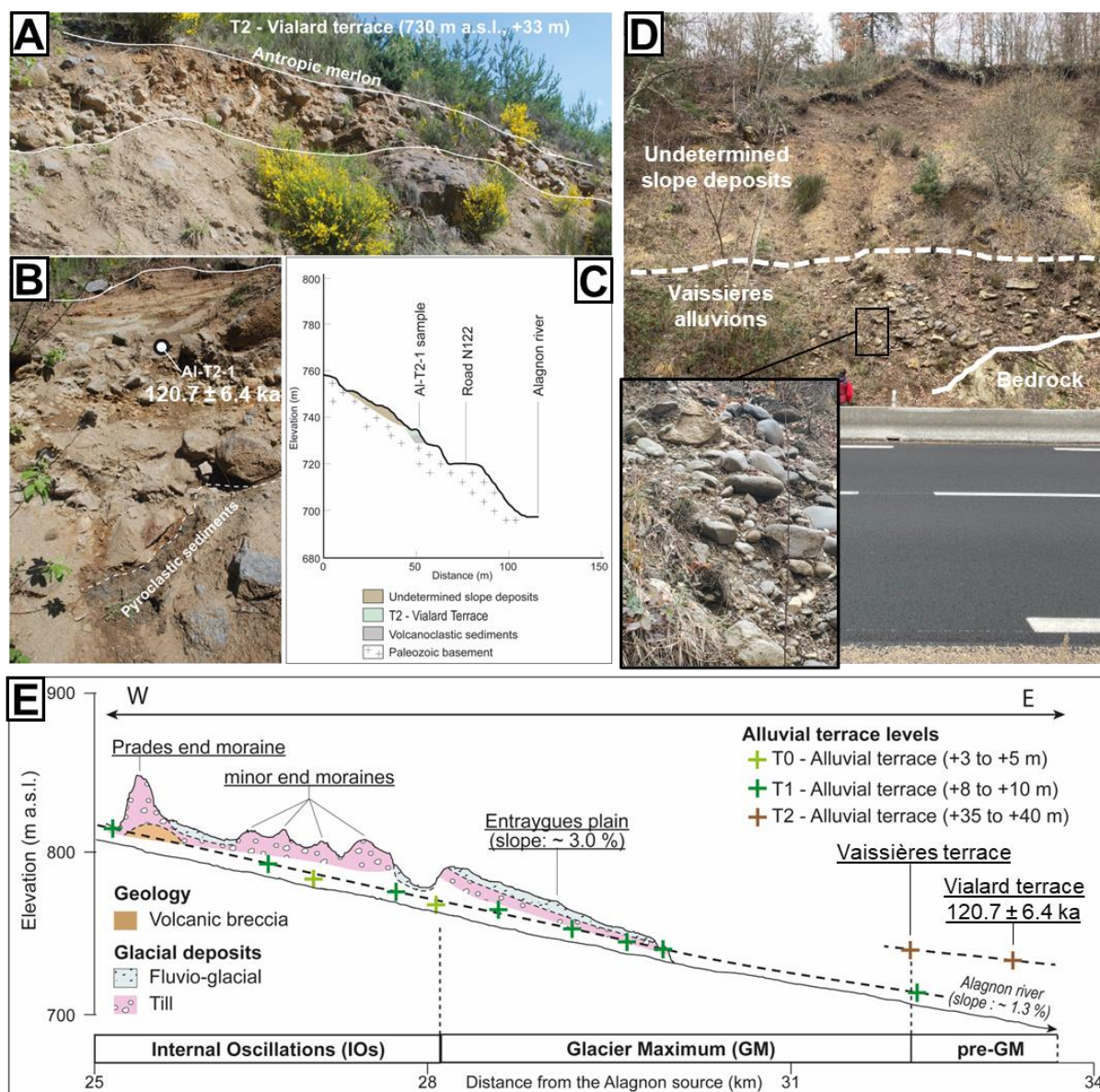


Figure 4-4. Localisation et description des terrasses alluviales T2 dans les gorges de la vallée de l'Alagnon. **A)** Photographie annotée de la terrasse de Vialard. **B)** Zoom sur le haut de la séquence alluviale et localisation du prélèvement pour datation par OSL dans la terrasse de Vialard. **C)** Profil transversal situant la terrasse de Vialard sur le versant en rive droite de l'Alagnon. **D)** Photographie annotée de la terrasse de Vaissières. **E)** Profil longitudinal dans la vallée de l'Alagnon, montrant les relations stratigraphiques et altitudinales entre les terrasses T2 et le système de moraines (**Chapitre 4**).

À la lumière de ces éléments, trois âges Émien sont à présents disponibles pour la vallée de l'Alagnon et la Planèze de Saint-Flour, dans l'est des Monts du Cantal : deux âges d'exposition ^{36}Cl (CA16 et CA17) sur blocs erratiques et un âge d'enfouissement de sable alluviaux (datation OSL) issu d'une terrasse alluviale perchée. Sur ces bases, il semble plausible d'affirmer que (1) des formations superficielles glaciaires « anciennes » soient conservées sur la Planèze de Saint-Flour et (2) des terrasses alluviales anciennes soient préservées dans les gorges de l'Alagnon.

Dans leur synthèse des chronologies glaciaires Pléistocène autour de la Méditerranée, Allard et al. (2021b) interprètent les âges NCT Éémien comme des âges attribuables à l'avant dernière glaciation (MIS 6 ; 191 à 130 ka) dont la culmination froide est atteinte à ~145 ka. Cette interprétation se justifie par des âges d'exposition minimum, calculés selon un taux d'érosion nul. Or, plus la durée d'exposition est longue, plus le calcul de l'âge d'exposition est affecté par le taux d'érosion, pouvant conduire à des vieillissements importants. Cette interprétation, même non généralisée à l'ensemble des englacements de l'Aubrac et du CCMD, donne du crédit à l'identification de moraines « anciennes », notamment la moraine de Tronquières, dans la vallée de la Cère (Chapitre 3).

2.2. Héritage d'exposition *via* la remobilisation de stocks sédimentaires

Hormis les âges d'exposition obtenus d'après CA16 et CA17 (~125 ka), on trouve deux âges d'exposition pré-LLGM (>29 ka). Le premier est obtenu à partir d'un bloc erratique (AU11) dans les Monts d'Aubrac, le second à partir d'un profil de NCT (³⁶Cl) dans les Monts du Cantal sur le plateau de Lacapelle (Fig. 4-3B).

2.2.1. Bloc erratique AU11 (Monts d'Aubrac)

Le bloc erratique AU11 est enchâssé dans le cordon morainique de Longevialle dans les Monts d'Aubrac (Fig. 4-3B). Les mesures de concentration en ¹⁰Be et ²⁶Al donnent deux âges d'exposition minimums (érosion nulle) à respectivement $53,86 \pm 4,72$ et $40,05 \pm 4,70$ ka, avec un ratio ²⁶Al/¹⁰Be déséquilibré de $5,1 \pm 0,3$. Sur cette même moraine, deux autres blocs erratiques sont datés et l'âge retenu pour la moraine de Longevialle est $24,31 \pm 2,70$ ka (**Chapitre 2**). Sur les 20 âges d'exposition obtenus en Aubrac, seul AU11 fournit un âge pré-MIS 2.

Sur ces bases, AU11 est interprété comme le résultat d'une histoire d'exposition complexe, associée à une période d'exposition préalable à l'édification du cordon morainique de Longevialle. Entre l'exposition héritée et l'édification de la moraine de Longevialle, une période d'enfouissement, plus ou moins longue, a potentiellement contribué à déséquilibrer le ratio ²⁶Al/¹⁰Be. Le bloc erratique AU11 a donc été remobilisé, depuis des stocks sédimentaires pré-existants à l'avancée glaciaire du MIS 2 responsable de l'édification du cordon morainique de Longevialle. Ce bloc met en avant la potentielle remobilisation des stocks sédimentaires, notamment présents dans les alvéoles du plateau granitique (Chapitre 1), au cours des avancées glaciaires successives.

2.2.2. Profil de ^{36}Cl dans la moraine de Sapinières (Monts du Cantal)

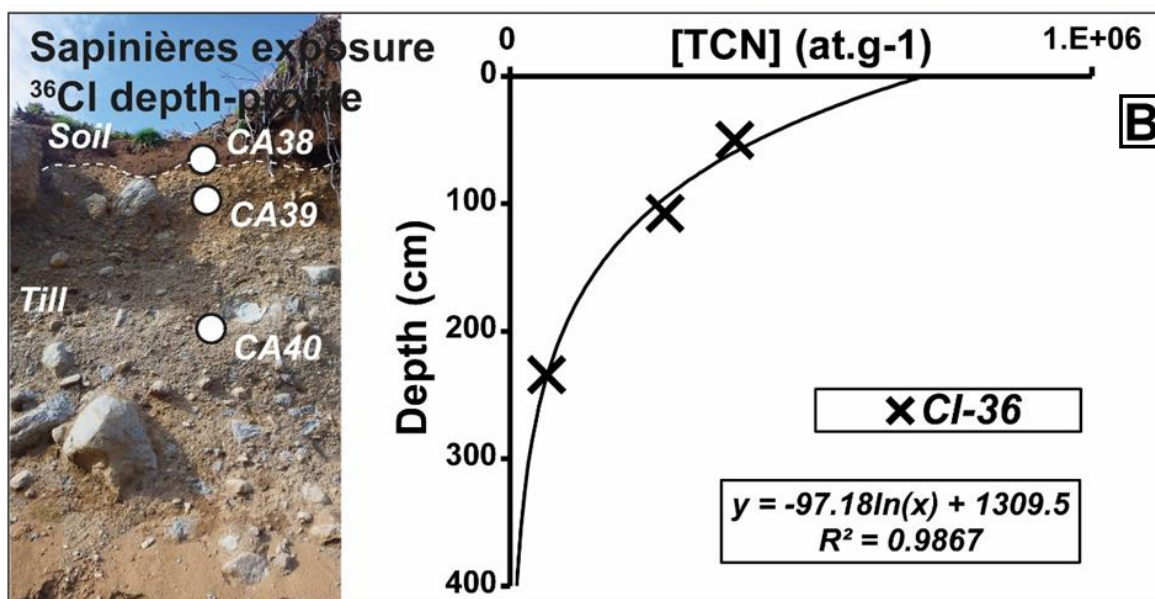
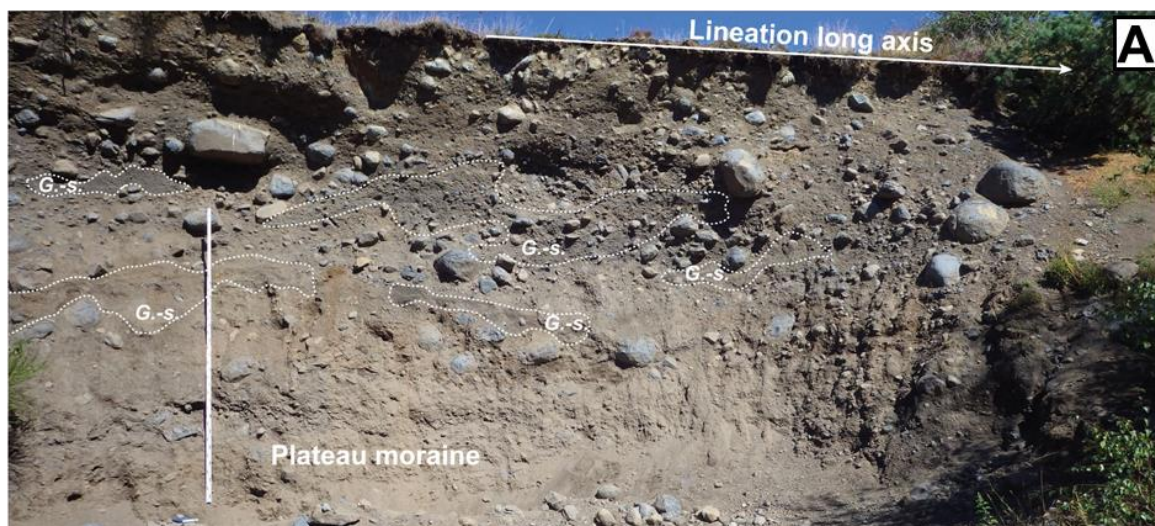
Un profil de NCT (^{36}Cl) a été réalisé à l'aide de trois échantillons dans la moraine de Sapinière (Fig. 4-5). La coupe litho-stratigraphique étudiée présente 3 à 4 mètres de moraine de plateau, c'est-à-dire une moraine basaltique contenant des matériaux sub-autochtones, typique des linéations sous-glaciaires, formes glaciaires construites courantes sur le plateau de Lacapelle (Chapitre 4). Ces formes sont constituées d'éléments issus de la remobilisation locale des produits de l'altération des coulées basaltiques en place, formant une accumulation épaisse (jusqu'à 4 m) sous la forme d'un allongement topographique vers l'aval, aux contours mal définis (interprétés en *drumlins* selon Brousse et al., 1972).

La mise en place de ces formes n'est pas totalement élucidée car l'ensemble des processus de dépôt mis en jeu ne sont pas tous clairement identifiés. On notera cependant :

- l'entraînement des débris à la base du glacier par processus de regel *via* l'incorporation de sédiments meubles (lits sablo-graveuleux) déformés et basculés,
- la prépondérance des eaux de fusion dans les faciès observés *via* le lavage localisé de la matrice,
- la reconnaissance de traits caractéristiques des arènes basaltiques (altérations en boule ou granulaire des blocs) que la reprise par les paléoglaciers n'a pas totalement effacés,
- la forte compaction de l'ensemble.

Ces traits caractéristiques permettent d'attribuer l'environnement de dépôts de ce type de *till*, aux environnements sous-glaciaires (Evans, 2018). Les épaisseurs de dépôts impliquées sont importantes (Fig. 4-5A), relativement aux *tills* de plateau typiques de ce secteur (Chapitre 4). Cela est interprété comme l'effet direct de la présence de corniches volcaniques, le plus souvent cicatrisées (c'est-à-dire masquées par l'accumulation de dépôts, ici de moraine), favorisant l'alimentation en sédiments de la glace basale.

Trois échantillons : CA38, CA39 et CA40 ont été prélevés dans cette coupe. On trouvera plus de précisions sur les caractères de ces échantillons (masse, lithologie, composition chimique) dans l'Annexe B. Les mesures de concentration en ^{36}Cl montrent une diminution exponentielle avec la profondeur (Fig. 4-5B), cohérente avec une production de ^{36}Cl dominée par la spallation en surface puis par les muons en profondeur.



Sample ID	Depth (cm)	[35Cl/37Cl]	[36Cl/35Cl] (10 ⁻¹⁴ at.g ⁻¹)	[Cl] in sample* (ppm)	[36Cl]* (10 ⁴ at.g ⁻¹)	Steady-state erosion rate (mm.ka ⁻¹)	Integration time (ka)	Modeled age – erosion (ka)	χ ² value
CA38	45 - 55	24.74 ± 0.42	8.81 ± 0.56	40.79 ± 1.13	38.57 ± 2.62	29.01 ± 1.97	45.01	57.84 ± 9.60	16.64
CA39	105 - 110	34.09 ± 0.57	7.31 ± 0.54	23.81 ± 0.66	26.59 ± 2.10	19.56 ± 1.55	83.57		
CA40	231 - 237	34.71 ± 0.57	2.74 ± 0.29	15.76 ± 0.43	6.24 ± 0.78	71.45 ± 8.93	21.6		

Figure 4-5. Profil vertical de ³⁶Cl dans la moraine de Sapinières, formation typique des linéations glaciaires retrouvées sur le plateau de Lacapelle (sud Cantal). **A)** Photographie annotée de la moraine de Sapinières. L’affleurement recoupe longitudinalement la forme construite (G.-s. ; matrice gravelo-sableuse). **B)** Photographie annotée de l’emplacement des échantillons CA38, CA39 et CA40 (gauche) et diagramme des concentrations de ³⁶Cl en fonction de la profondeur pour chaque échantillon. **C)** Tableau présentant les mesures des concentrations en isotopes du chlore, les taux d’érosion théoriques (pour un état d’équilibre) et la durée d’intégration associée et enfin le couple âge/érosion calculé pour le profil.

Comme pour les profils de NCT ^{10}Be et ^{26}Al , le taux d'érosion à l'état d'équilibre (*steady-state*) et l'âge d'intégration sont calculés (Chapitre 4 – Appendix B). Les mesures de concentration en ^{36}Cl sont converties en âge d'exposition à l'aide de la feuille Excel proposée par Schimmelpfennig et al. (2009). Les paramètres du calcul (taux de production notamment) sont les mêmes que ceux présentés dans le Chapitre 4. Les résultats montrent que l'érosion (pour l'état d'équilibre) varie avec la profondeur : d'environ 29 mm.k^{-1} entre 45 et 55 cm, puis 19 mm.k^{-1} entre 105 et 110 cm puis 71 mm.k^{-1} entre 231 et 237 cm de profondeur. D'après Lal (1991), l'évolution du taux d'érosion avec la profondeur s'explique par l'histoire d'exposition des sédiments. Ainsi, ces résultats indiquent que la partie supérieure du profil, pour laquelle l'érosion à l'état d'équilibre diminue, se comporte de manière compatible avec une histoire d'exposition simple : unique exposition de sédiment sans héritage. En revanche, la partie inférieure du profil indique la présence de concentration de ^{36}Cl héritée d'exposition antérieure, par l'augmentation du taux d'érosion à l'état d'équilibre. Ainsi, l'histoire d'exposition de ce profil témoigne d'une exposition complexe (Fig. 4-5C).

La modélisation du profil vertical de ^{36}Cl , en combinant trois feuilles de calcul (une par échantillon), permet de calculer un âge d'exposition à $57,87 \pm 9,60$ ka, pour un taux d'érosion nul (Fig. 4-5C). La valeur de χ^2 associée (16,64) est haute et reflète la mauvaise concordance entre la modélisation et les mesures des concentrations en ^{36}Cl . Cette mauvaise concordance est probablement due à l'histoire d'exposition complexe, à la base du profil. En l'absence d'échantillons supplémentaires sur la partie haute (<50 cm) et profonde (>300 cm) du profil, préciser cette histoire n'est pas possible.

Cependant cette histoire complexe permet de confirmer les observations de terrain qui mettent en avant l'importance des stocks sédimentaires locaux dans l'édification des linéations sous-glaciaires. En effet, l'héritage d'exposition dans les dépôts qui constituent ces formes construites, est interprété comme étant un indicateur de la remobilisation de stocks sédimentaires par l'érosion sous-glaciaire. Cette observation va dans le sens d'un glacier de plateau peu érosif remobilisant principalement des formations meubles pré-existantes, sur le plateau de Lacapelle.

2.3. Mise à jour des jalons chronologiques supportant les scénarios de l'évolution postglaciaire de la vallée de la Cère

Les âges d'exposition (^{36}Cl) obtenus dans la vallée de la Cère sur les moraines frontales de Carnéjac et Polminhac ont livré des résultats contemporains du Dryas récent à environ 13 - 12 ka (Chapitre 3). Si, au moment de l'obtention de ces données, la chronologie glaciaire dans les Monts du Cantal n'était pas encore établie, il apparaissait clairement un décalage

chronologique entre ces âges et (1) la chronologie glaciaire établie dans les Monts d'Aubrac (Chapitre 2) et (2) les données paléoenvironnementales locales et régionales (Chapitre 3). Sur ces bases, et avec l'appui d'arguments géomorphologiques disparates, Ancrenaz et al. (2023) ont proposé une évolution postglaciaire longue et intense dans le fond de vallée, en lien avec un contexte paraglaciale qui exacerbe les dynamiques d'aggradation dans le fond de vallée, responsable de l'exhumation tardive (probablement au Dryas récent) des blocs erratiques échantillonnés. Deux scénarios géomorphologiques plausibles, couvrant l'éventail des évolutions géomorphologiques potentielles de la vallée de la Cère, étaient alors proposés pour expliquer l'exhumation tardive des blocs erratiques datés (Chapitre 3), entre : la mise en place d'un lac proglaciaire en arrière de la moraine des Tronquières, suivi d'une vidange tardive, et l'aggradation en contexte postglaciaire, suivi d'une incision tardive.

Compte tenu de la chronologie de la déglaciation obtenue dans les vallées de l'est du Cantal (Chapitre 4), la chronologie de l'évolution postglaciaire dans la vallée de la Cère peut désormais être précisée. En effet, deux éléments permettent de mieux contraindre cette histoire :

- l'âge pré-LLGM de la moraine de Tronquières selon Veyret (1978) est vu comme plausible après l'attribution de la moraine de Pierre Grosse à l'avant dernière glaciation.
- la déglaciation des vallées débute après le LLGM-tardif (23 - 19 ka) et est effective au plus tôt à 17 ka, après quoi ne subsistent que de potentiels glaciers de cirque (Chapitre 4).

Sur ces bases, nous proposons de revoir le scénario géomorphologique selon lequel une longue période d'aggradation dans le fond de vallée après le retrait des glaciers a retardé les dynamiques d'incision et la stabilisation des formes glaciaires construites, proposé dans le Chapitre 3, comme suit :

1. Durant les périodes les plus froides du Quaternaire, les englacements successifs de la vallée de la Cère ne rabotent pas suffisamment les versants pour effacer les glissements de terrain rotationnels profonds qui affectent les versants. Tout au plus, ils remodelent leur morphologie de surface (Fig. 4-6A).
2. L'avant dernière glaciation est à l'origine de la moraine des Tronquières. La mise en place de cette moraine, dans le bassin d'Aurillac, peut être associée soit au paléoglacier de la Cère seul, soit à la confluence des paléoglaciers de la Cère et de la Jordanne.
3. Durant la dernière glaciation, l'emprise minimale du LLGM-précoce est marquée par des dépôts de *till* dans le bassin d'Aurillac. Ce stade est daté à la moraine de Louradou par profil vertical de ^{10}Be et ^{26}Al à 27,69 - 28,34 ka. L'emprise du LLGM-tardif est marquée par la moraine de Carnéjac. S'ensuit la déglaciation, qui révèle un ombilic en arrière de la moraine frontale de Carnéjac. La déglaciation se poursuit avec une stabilisation à Polminhac (stade de Bouquincan). Durant cette période, les dynamiques paraglaciales sont à leur paroxysme avec

des taux d'aggradation forts dans le fond de vallée. La puissance des apports de versant peut être appréhendée par les larges cônes de déjection qui accidentent actuellement le fond de vallée (Fig. 4-6A). Cette période de déglaciation a probablement été favorable à la réactivation des glissements de terrain, favorisant les dynamiques d'aggradation dans le fond de vallée.

4. Le flux de sédiments dans le fond de vallée se tarit et se traduit dans la dynamique hydro-sédimentaire par l'incision de la rivière Cère dans les sédiments glaciaires et postglaciaires. Cela entraîne la déstabilisation des moraines frontales et l'exhumation postglaciaire, à 13 - 12 ka, des blocs échantillonnés.

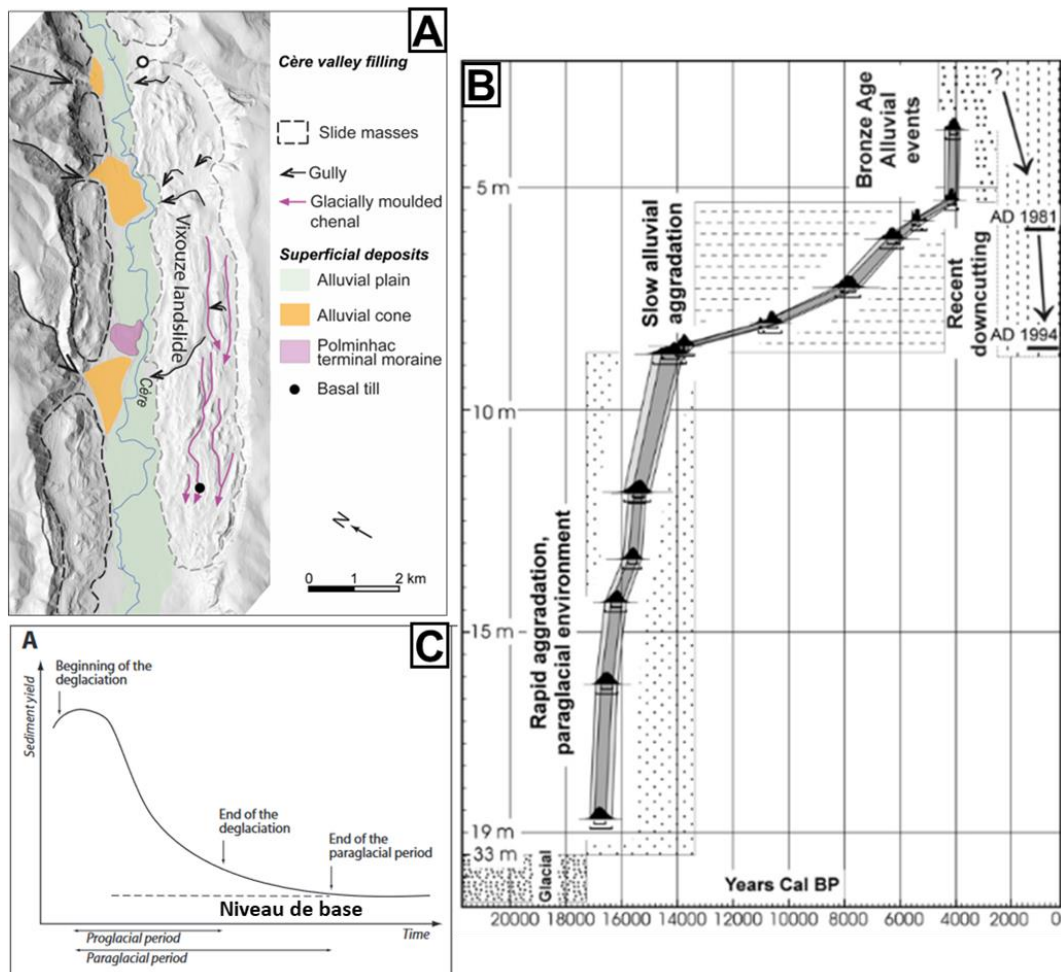


Figure 4-6. Valley filling dans la valley de la Cère. **A)** Cartographie des éléments géomorphologiques autour du valley filling de la Cère. **B)** Modèle âge-profondeur obtenue à partir de datation radiocarbone sur un carottage (Cerete Basso, Lombardie, Italie) (extrait de Ravazzi et al., 2012). L'incertitude 1 et 2 sigma est représentée par les niveaux de gris. Les histoires de déposition du fond de vallée sont annotées. **C)** Représentation schématique de la période paraglaciale et de son influence sur la disponibilité des sédiments dans le réseau hydrographique selon Church et Ryder (1972) (extrait de Cossart et al., 2013).

En tout, l'ajustement paraglaciale dans la vallée de la Cère, entre le LLGM-tardif (moraine de Carnéjac) et l'exhumation des blocs échantillonnés, aura durée ~10 ka. Cette longue durée, en accord avec la durée de l'ajustement paraglaciale reconstruit dans des vallées alpines (Fig. 4-6) est révélatrice de conditions morfo-structurales favorables aux déséquilibres engendrés par la période paraglaciale. En particulier, la forte érodibilité des roches constituant les versants de la vallée de la Cère (brèches volcaniques) et les instabilités gravitaires de ses versants (glissements de terrains), favorisent l'expression du contexte paraglaciale.

3. Enseignements paléoclimatiques aux échelles régionales et locales

Les enseignements paléoclimatiques tirés des reconstitutions des fluctuations glaciaires dans l'ouest du Massif central sont envisagés selon deux échelles. D'abord à travers l'échelle régionale, pour laquelle la chronologie glaciaire obtenue est intégrée aux contextes paléoclimatiques du MIS 2, par comparaison aux autres indicateurs paléoclimatiques de l'Europe de l'ouest. Ensuite, à travers l'échelle locale, pour laquelle les conditions paléoclimatiques sont reconstruites en relation avec la répartition des altitudes des paléo-LÉG et la simulation des couverts neigeux (Partie 3).

3.1. Contexte paléoclimatique en Europe de l'ouest au MIS 2

Les dépôts de marges glaciaires, ainsi que les dépôts périglaciaires, localisés autour du Massif central sont des indicateurs paléoclimatiques intéressants car ils permettent de mieux appréhender le contexte paléoclimatique général.

- L'icefield alpin connaît son maximum d'englacement au cours du GS-3 (27,54 - 23,24 ka ; Rasmussen et al., 2014) et est concomitant au HS 2 (26,5 – 24,3 ka ; Sanchez Goni et Harrison, 2010), entre 26 – 23 ka (Ivy-Ochs et al., 2018 ; Luetscher et al., 2015 ; Monegato et al., 2017 ; Preusser et al., 2011). Ce maximum est associé au maxima d'advection d'origine méditerranéenne (2 à 3 fois supérieur à l'actuel et centré sur 25,3 ka) d'après la reconstruction du $\delta^{18}\text{O}$ contenu dans des spéléothèmes de la grotte Sieben Hengste, dans les Alpes bernoises (Luetscher et al., 2015). Durant cette période, la façade nord des alpes est en situation d'aridité prononcée (Duprat-Oualid et al., 2017 ; Heyman et al., 2013). Des reconstitutions récentes des fluctuations du lobe lyonnais (ouest de l'icefield alpin) datent le dernier maximum au cours du MIS 4 – MIS 3, soulignant l'aridité de la région nord au cours du MIS 2 (Gribenski et al., 2021 ; Roattino et al., 2021).

De nombreuses extensions glaciaires importantes sont reportées entre 23 et 20 ka, avant la récession de l'icefield alpin à 19 ka (Wirsig et al., 2016 ; Monegato et al., 2017). Elle suit une progression très rapide sous l'impulsion conjointe de l'augmentation de l'insolation estivale et de la réduction des alimentations neigeuses depuis l'advection de masse d'air méditerranéen (Luetscher et al., 2015). Cette déglaciation s'interrompt vers 17 – 16 ka avec le stade Gschnitz (Ivy-Ochs et al., 2008).

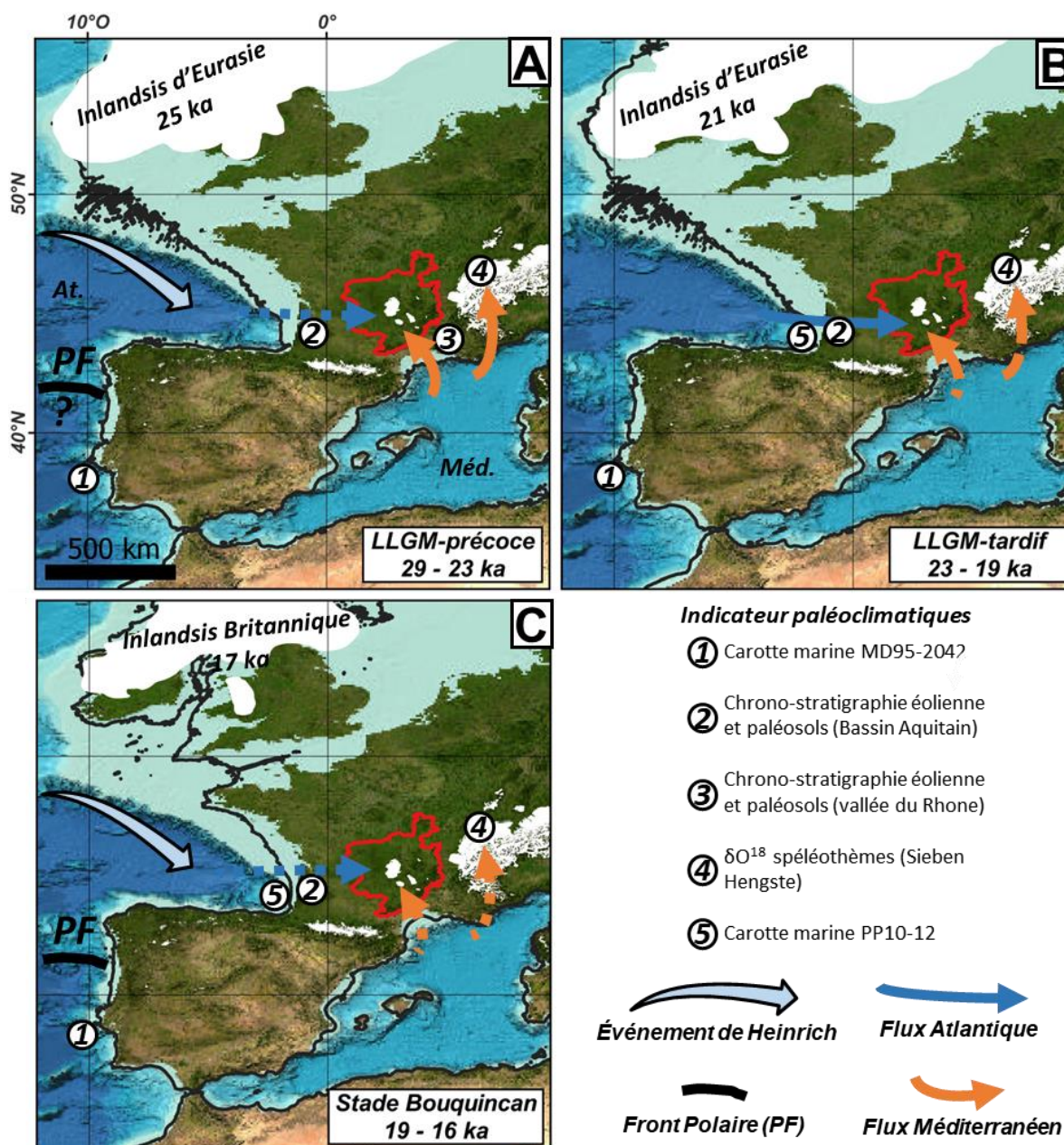


Figure 4-7. Contexte paléoclimatique régional, centré sur le Massif central, pour la première moitié du MIS 2, et influences paléoclimatiques potentielles au support des fluctuations glaciaires de l'ouest du Massif central. **A)** Pendant le stade Heinrich 2, **B)** Pendant le LGM, centré sur 21 ka. **C)** Pendant le stade de Heinrich 1. Les niveaux marins sont (-130 m pour le LLGM ; -85 m pour le Stade Bouquincan) représentés par la ligne noire et sont extraits de Zickel et al. (2016). Les extensions de l'inlandsis d'Eurasie sont extraites de Hughes et al. (2015). L'emprise des englacements est tirée d'Ehlers et al (2011). Le fond de carte est issu de GEBCO 2019 (General Bathymetric Chart of the Oceans).

- Dans les Pyrénées, les extensions glaciaires au LGM (26 – 19 ka) sont associées à des déficits de précipitation sur la façade nord et à une bonne alimentation en neige sur les façades ouest (Atlantique) et est (Méditerranéenne) (Reixach, 2022).
- Pendant la dernière glaciation, la majorité des séquences éoliennes du Bassin aquitain se mettent en place durant le MIS 2, entre 25 et 14 ka (Bertran et al., 2020 ; Sitzia et al., 2015). Deux pics de mise en place sont identifiés et synchrones du HS 2 et HS 1,

durant lesquels les conditions d'aridité maximale avec des vents à vitesse moyenne élevée sont favorables à l'accumulation de sables éoliens (Bertrand et al., 2020). Entre ces deux périodes (entre 22 et 20 ka) l'accumulation de sables éoliens s'interrompt, en lien avec le retour de conditions climatiques plus douces et/ou plus humides (Sitzia et al., 2015). La même chronologie est mise en avant d'après l'étude des séquences éoliennes de la vallée du Rhône (Bosq et al., 2020), pour lesquelles le pic d'accumulation est enregistré entre 28 et 24 ka et interprété comme l'effet direct de la culmination glaciaire de l'*icefield* alpin.

- L'intervalle 30 – 24 ka est aussi identifié comme le *Last Permafrost Maximum* (LPM) en France par Andrieux et al. (2020) sur la base de datation OSL des sables éoliens remplissant des fentes en coin.

Dans l'ouest de l'Europe, les refroidissements et assèchements liés aux Stades de Heinrich (HS) sont bien enregistrés par divers paléo-indicateurs en contexte maritime ou continental (Fig. 4-7) (Naughton et al., 2009 ; Gandouin et al., 2016).

- Le Stade de Heinrich 1 (HS 1), entre 18,0 et 15,6 ka (Sanchez Goni et Harrison, 2010) est bien observé à partir de plusieurs signaux paléo-indicateurs en Europe de l'ouest. Notamment à partir des forages réalisés au large de la péninsule Ibérique et de l'étude de plusieurs indicateurs, comme le δO^{18} planctonique, l'analyse des IRD et de l'abondance de foraminifères polaires (Eynaud et al., 2009 ; Salgueiro et al., 2010). Ces indicateurs ont enregistré un fort refroidissement des eaux de surface au cours de l'HS 1, entre 17.84 et 14.96 ka. Ce refroidissement est plus fort que lors du LGM (centré sur 21 ka ; Eynaud et al., 2009 ; Darfeuille et al., 2016). Sur ces bases, la position du front polaire, durant le HS 1, atteint environ 40 – 42 °N.
- Plus au nord, dans le Golf de Gascogne, l'HS 1 est aussi bien repéré par les assemblages de foraminifères benthiques (Pascuals et al., 2020). Cet événement est divisé en trois parties : d'abord un refroidissement progressif des eaux de surface entre 19 et 17.4 ka, suivi du maximum de froid entre 17.4 et 16.2 ka. Enfin, entre 16.2 et 14.8 ka sont enregistrés des conditions légèrement moins froides. Leur résultat indique une diminution voire un arrêt de l'*Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC).
- Le refroidissement engendré par le HS 1 n'est pas constant dans l'espace. En effet, le refroidissement enregistré par différents assemblages polliniques en Europe de l'ouest est particulièrement intense au sud-ouest et va en s'amenuisant vers le nord (Gandouin et al., 2016). Cette tendance est confirmée par les assemblages polliniques reconstitués au lac du Bouchet, indiquant des conditions climatiques rigoureuses jusqu'à environ 15 ka (Reille et Beaulieu, 1988). De plus, les simulations paléoclimatiques produites par Kageyama et al (2005) mettent en évidence que le refroidissement des températures de l'air associé à l'HS 1 est particulièrement fort entre la péninsule Ibérique jusqu'aux marges est du Massif central.

- D'après Allard et al (2021b), à partir de la compilation de 1118 âges NCT issues des paysages déglacés des montagnes péri-méditerranéennes, la déglaciation généralisée au cours du HS 1 est accentuée par les conditions d'aridité associées à cette période dans la région.

3.2. Contextes paléoclimatiques dans l'ouest du Massif central

D'après l'ensemble des éléments cités plus haut, un schéma paléoclimatique se dessine pour l'Europe de l'ouest, éclairant le contexte général qui a supporté les fluctuations glaciaires de l'ouest du Massif central au cours MIS 2 (Fig. 4-7).

- Le LLGM-précoce dans l'ouest du Massif central (29 – 23 ka) est concomitant d'environnements froids et arides dans le Bassin aquitain et plus largement en France, comme l'atteste le LPM (30 – 24 ka ; Andrieux et al., 2018). La culmination des avancées glaciaires sur la façade sud de l'*icefield* des Alpes est associée à l'advection de masse d'air humide depuis le bassin méditerranéen jusqu'au cœur des Alpes. Il semble alors plausible de considérer que les flux d'ouest, depuis l'Atlantique, étaient réduits durant cette période. Les flux de sud, depuis la Méditerranée, étaient favorisés par des fronts polaires à des latitudes basses (Luetscher et al., 2015) et ont pu contribuer à l'alimentation des paléoglaciers de l'ouest du Massif central.
- Le LLGM-tardif (23 – 19 ka) est concomitant (1) de température de surface plus chaude dans l'Atlantique nord près des côtes de la Péninsule Ibérique (Eynaud et al., 2009), (2) de l'arrêt de l'accumulation de dépôt éolien dans le Bassin aquitain et (3) de la diminution des apports humides depuis le bassin méditerranéen au cœur des Alpes englacés. On peut supposer que les paléoglaciers de l'ouest du Massif central, au cours de cette période, ont bénéficié d'apport Atlantique plus important qu'auparavant et d'apports méridionaux légèrement plus faibles.
- Le stade Bouquincan (19 – 16 ka) est concomitant du retour d'environnement froid et aride dans le Bassin aquitain en lien avec le HS 1 et dont les effets entraînent une aridité marquée sur tout le bassin méditerranéen. Dans ce contexte, les flux d'ouest et de sud semblent réduits dans l'ouest du Massif central. Ces conditions sont interprétées comme un facteur favorisant la déglaciation, dans un contexte d'augmentation progressive de l'insolation estival dans l'hémisphère nord, malgré des températures d'été froides en Aubrac et dans le Cantal (Gandouin et al., 2016 ; Ponel et al., 1991).

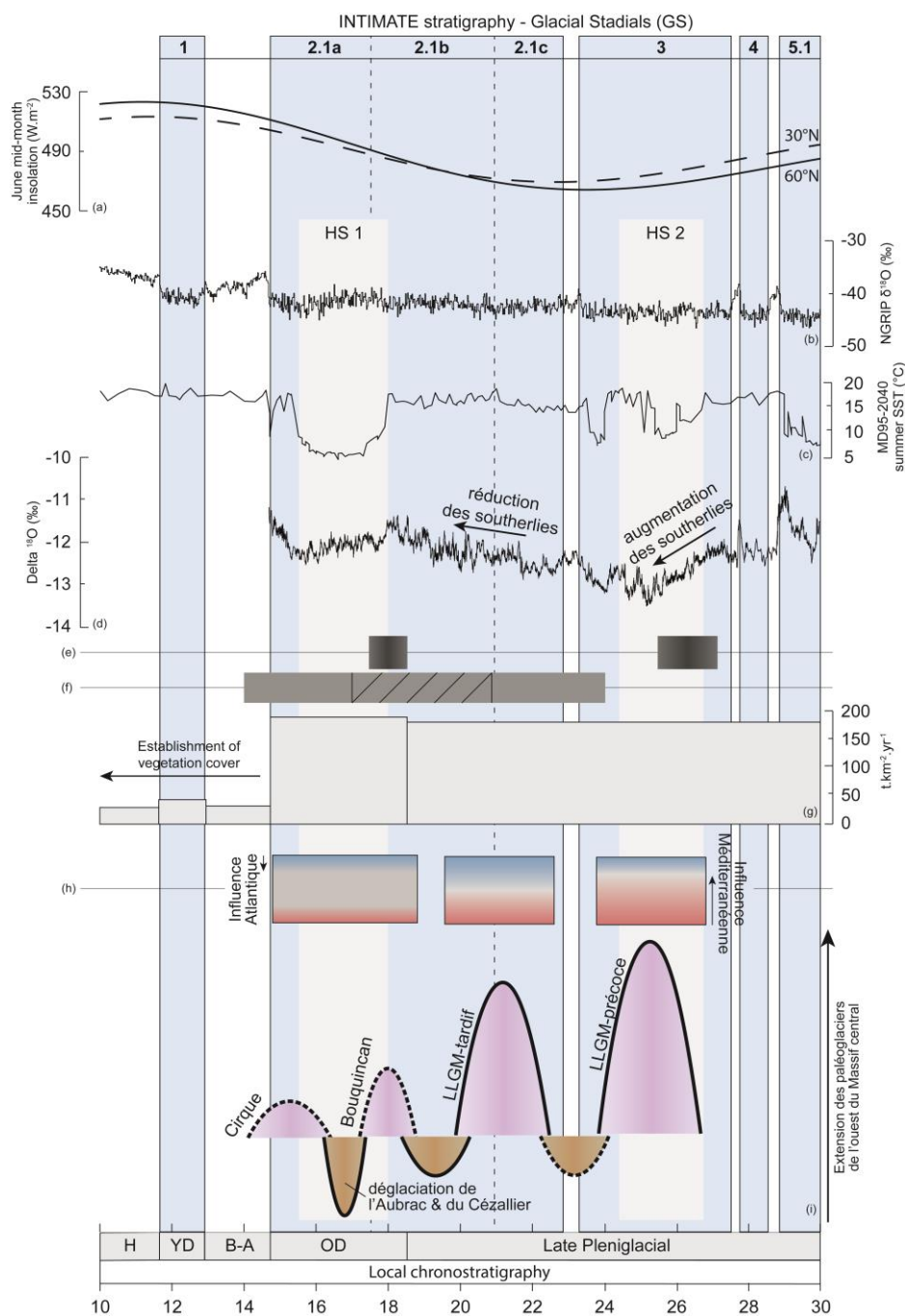


Figure 4-8. Schéma de synthèse des fluctuations glaciaires dans l'ouest du Massif central et comparaison avec des indicateurs paléoenvironnementaux à l'échelle régionale (modifié d'après Anrenaz et al., 2022). a) Insolation de mi-juin ($W.m^{-2}$) à $60^{\circ}N$ et $30^{\circ}N$ (Berger et Loutre, 1991). b) $\delta^{18}O$ issue des carottes de glace NGRIP (North Greenland Ice Core Project ; Ramsussen et al., 2014). c) température océanique de surface reconstruite au carottage MD95-4020 (cf Fig. 4-7 pour la localisation) (Salgueiro et al. ; 2010). d) $\delta^{18}O$ issue des spéléothèmes de Sieben Hengste (nord-ouest des Alpes ; Luetscher et al., 2015). Les variations de $\delta^{18}O$ reflètent la dominance des précipitations atlantiques ou méditerranéennes. e, f) Occurrence des accumulations de dépôts éoliens dans le Bassin aquitain (Sitzia et al., 2015 ; Bertran et al., 2020). La période hachurée correspond à une période. g) Taux d'érosion reconstruit dans le bassin versant du Lac du Bouchet (est du Massif central ; Degeai et Pastre, 2009). h) Schéma de l'importance relative hypothétique des influences paléoclimatiques atlantiques et méditerranéennes au cours des principaux épisodes glaciaires de l'ouest du Massif central. i) Principaux épisodes glaciaires dans l'ouest du Massif central. HS 2 et HS 1 pour Heinrich Stadal, selon Sanchez Goni et Harrison (2010). OD pour Oldest Dryas, B-A pour Bolling-Allerod, YD pour Younger Dryas et H pour Holocène.

Ces hypothèses soulignent le relais des influences méditerranéennes et atlantiques, dans les apports de précipitation solide pour l'ouest du Massif central. L'enjeu à présent consiste à étayer ces hypothèses par les reconstructions des paléo-LÉG et des paléo-enneigements produits dans l'ouest du Massif central.

3.3. Enseignements paléoclimatiques des fluctuations glaciaires dans l'ouest du Massif central

Les Lignes d'Équilibre Glaciaire (LÉG) reconstruites dans les Monts d'Aubrac et la façade sud des Monts du Cantal, au cours du LLGM-précoce, du LLGM-tardif et du Stade de Bouquincan (29-17 ka) fournissent des reconstructions lacunaires (**Partie 3**). Cependant, elles se dispersent selon un gradient ouest/est bien identifié et constant, du moins pour la façade sud du Cantal. Ce gradient est interprété comme l'effet direct d'un régime de précipitation neigeuse dominé par des influences atlantiques, avec une façade ouest (au vent) mieux alimentée que la façade est (sous le vent). Il démontre que le caractère profondément Atlantique des Monts du Cantal s'est maintenue durant le MIS 2. Si la simulation des paléo-enneigements permet de mettre en évidence une diminution de ce gradient de précipitation, en lien avec un affaiblissement des influences d'ouest, elle reste cependant l'influence majoritaire dans l'englacement de la façade sud du Cantal.

Cette interprétation reflète mal les hypothèses paléoclimatiques formulées dans la section précédente, selon lesquelles :

- (1) les influences atlantiques dans l'ouest du Massif central varient entre les Stades de Heinrich (HS) 2 et 1. En effet, le gradient ouest/est d'altitude des LÉG est stable au cours de ces périodes ;
- (2) les influences méditerranéennes ont joué un rôle important dans l'alimentation des paléoglaciers de l'ouest du Massif central durant le HS 2 (**Fig. 4-7**). Cela n'est pas attesté par les reconstructions produites pour la façade sud du Cantal.

Derrière ces difficultés pour homogénéiser les signaux paléoclimatiques déduits des indicateurs paléoenvironnementaux à l'échelle régionale et des altitudes des LÉG dans l'ouest du Massif central, se retrouve la question de la sensibilité climatique de ces dernières. En effet, bien que ces gradients soit très proches d'un stade glaciaire à l'autre, ils ne sont pas égaux. Aussi, ces différences bien que trop faibles pour être étudiées plus avant compte tenu des écart-types peuvent être la marque de la variation des influences atlantiques au cours de cette période.

Surtout, le manque de données pour caractériser les gradients de précipitation entre les Monts d'Aubrac et du Cantal (gradient nord/sud) ne permet pas d'approfondir plus avant la question

des influences méditerranéennes et son rôle dans les apports neigeux, relativement aux influences atlantiques.

En revanche, la faible amplitude de remontée de l'altitude des LÉG entre le LLGM-précoce et le stade Bouquincan (environ 100 m) est supportée par la persistance de conditions climatiques rigoureuses tardives dans la région, en lien avec le refroidissement fort au cours du HS 1 (Reille et Beaulieu, 1988 ; Ponel et al., 1991 ; Kageyama et al., 2005 ; Gandouin et al., 2016). Sur ces bases, les HS semblent bien être des facteurs de contrôle primaire dans la compréhension des fluctuations glaciaires dans l'ouest du Massif central et probablement dans l'ensemble du Massif central.

4. Préciser et étendre la chronologie des fluctuations glaciaires du Massif central pour mieux quantifier les influences paléoclimatiques qui les ont supportés

Au vu des connaissances produites dans cette thèse, les potentiels de reconstitutions des paléoglaciers de l'ouest du Massif central et des conditions paléoclimatiques qui les ont supportés, sont importants. Or ces potentiels, mis en évidence dans les Monts d'Aubrac et du Cantal, sont aussi présents dans les autres massifs englacés dans la région : d'abord dans le reste du Cantal-Cézallier-Monts Dore (CCMD), la Margeride, le Monts Lozère, le Tanargue, le Velay et le Forez. Ainsi, les possibilités pour étendre spatialement et temporellement les connaissances des dynamiques spatio-temporelles de la dernière glaciation dans le Massif central sont nombreuses.

Trois pistes sont approfondies ci-dessous. Chacune s'attache à des objets d'études et des méthodes scientifiques différentes, au service d'une meilleure compréhension de l'évolution des paléoglaciers et des paléoclimats, au cours du MIS 2 dans le Massif central.

4.1. Préciser et étendre la chronologie des fluctuations glaciaires de l'ouest du Massif central : le cas du paléo-lobe glaciaire de l'Artense

Les possibilités pour préciser la chronologie des fluctuations glaciaires dans le Massif central sont nombreuses. En effet, les englacements méridionaux et orientaux de la région peuvent, comme les Monts d'Aubrac et du Cantal, bénéficier des apports des outils et méthodes de la géomorphologie glaciaire, notamment *via* les outils de télédétection et de datations directes (NCT). À l'échelle de l'englacement du Cantal-Cézallier-Monts Dore (CCMD), seule la façade sud du Cantal, la façade sud-ouest du Cézallier et quelques sites épars au nord du Cantal ont été étudiés. Ainsi, le reste du CCMD (nord du Cantal, nord du plateau du Cézallier et ses retombés est, ensemble des Monts Dore) offre des régions encore peu exploitées et pourtant porteuses de nombreuses formes et formations glaciaires. La région qui semble la plus prometteuse à cet égard est le plateau d'Artense.

Préciser et étendre la chronologie des fluctuations glaciaires du Massif central pour mieux quantifier les influences paléoclimatiques qui les ont supportés

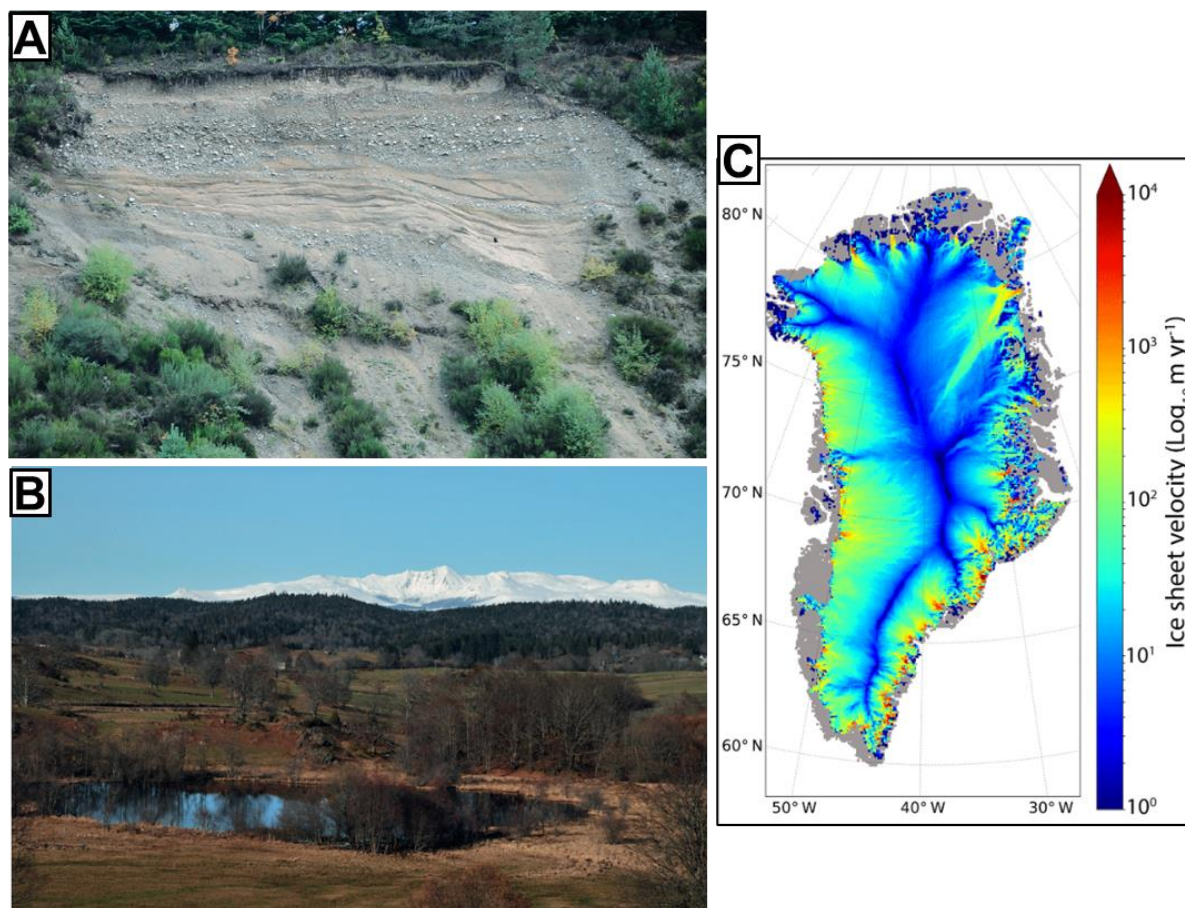


Figure 4-9. Illustrations des perspectives de recherches. **A)** Photographie d'un paléo-talus deltaïque, avec foresets beds apparent, associé au lac de barrage proglaciaire de Bort-les-Orgues (extrait de Defive et al., 2019). **B)** Photographie des paysages en « knobs et lochans », du plateau d'Artense présentant la tourbière de La Cousteix avec en arrière-plan les Monts Dore enneigés, . **C)** Simulation thermo-dynamique de la calotte du Groenland via le modèle GRISLI (Le clec'h et al., 2019).

L'assemblage des formes et formations glaciaires qui couvrent le plateau d'Artense a fait l'objet de plusieurs études (Veyret, 1978 ; Vergne, 1989). On y trouve notamment l'une des formes construites les plus impressionnantes de la dernière glaciation dans le Massif central : les paléo-talus deltaïques du lac de barrage glaciaire de Bort-les-Orgues (~550 m), qui prenaient place dans la vallée de la Dordogne (**Fig. 4-9A**). Entre ces formes et jusqu'aux zones d'accumulation des Monts du Cantal au sud, du plateau du Cézallier à l'est et des Monts Dore au nord, les formes et formations glaciaires couvrent l'Artense de manière quasiment continue. Dans ce secteur sont représentés principalement des formations glacio-lacustres ou fluvio-glaciaires piégées dans les dépressions du plateau, entre deux roches moutonnées et aujourd'hui occupées par des dépressions humides (**Fig. 4-9B**). L'intérêt de ces dépôts est qu'ils enregistrent les fluctuations des paléoglaciers de manière très précise et peuvent donc fournir des indications paléoclimatiques complémentaires à la reconstitutions des emprises paléoglaciers. Dans ce contexte, la recherche de dépôts glacio-lacustres semble être

Préciser et étendre la chronologie des fluctuations glaciaires du Massif central pour mieux quantifier les influences paléoclimatiques qui les ont supportés
prioritaire, à travers les varves qu'ils peuvent contenir et pour leur intérêt paléoclimatique fort (Zolitschka et al., 2015).

La reprise de leurs études pourra permettre de préciser les emprises successives du paléolobe glaciaire de l'Artense et surtout proposer des jalons chronologiques directs. Ces travaux, en s'intégrant à la chronologie glaciaire existante (ce travail), étendent vers le nord, les potentielles reconstitutions des influences paléoclimatiques, associées aux englacements de l'ouest du Massif central. Elles offriraient ainsi un élément de comparaison entre la façade sud du Cantal et le plateau d'Artense.

4.2. L'évolution postglaciaire des vallées cantaliennes

La mise en évidence de la longue évolution postglaciaire de la vallée de la Cère est un résultat inattendu de ce travail de thèse (**Chapitre 3**). Si la présence de lacs proglaciaires au cours de la déglaciation a été soupçonné, l'impact géomorphologique de cette dernière semble avoir été sous-estimé (Veyret, 1978 ; Van Dorsser, 1986). Notamment, la destabilisation des versants conduisant à la réactivation des processus gravitaires, ou encore les dynamiques d'aggradation dans le fond de vallée. Or, contraindre cette évolution serait riche d'enseignement pour caractériser les impacts géomorphologiques des environnements proglaciaire et paraglaciacaires, dans un contexte morfo-structural particulier à l'échelle de l'Europe : les vallées profondément entaillées dans les brèches volcaniques mio-pliocène du stratovolcan du Cantal. Surtout, cette évolution prend place au cours du Tardiglaciaire, une période caractérisée par des forçages paléoclimatiques variés contrôlant l'évolution des flux hydro-sédimentaires.

À ces égards, poursuivre les investigations dans la vallée de la Cère, là où les traces de cette évolution sont les plus évidentes, semble être prometteur. En effet, deux types d'environnements ont pu piéger des dépôts de cette période :

- les fond de vallée, en arrière des moraines frontales de Carnéjac et de Polminhac,
- les dépressions, à l'arrière des contres-pentes formés par les glissements translationnels profonds (jusqu'à plusieurs centaines de mètres), qui caractérisent les versants de la vallée de la Cère.

La comparaison des dépôts accumulés dans ces deux environnements différents a le potentiel de retracer l'évolution des flux hydro-sédimentaires à l'échelle de la vallée (évolution de la continuité transversale versants/fond de vallée) sous le contrôle d'évolution climatiques contrastées.

4.3. De la simulation des paléo-enneigements à la simulation des paléoglaciers

Enfin, l'approche exploratoire de simulation des paléo-enneigements a montré des résultats prometteurs. À présent que la méthode de préparation des scénarios climatique est établie, de plus amples investigations peuvent être proposées pour un coût (temps de travail) réduit. Surtout ces travaux sont nécessaires pour mieux contraindre l'évolution des conditions paléoclimatiques qui ont supporté les fluctuations glaciaires dans l'ouest du Massif central. En effet, la difficile intégration des reconstructions des paléoglaciers (et de leurs implication paléoclimatiques) dans le contexte paléoclimatique régionale (Discussion générale – 3.3) nécessite une quantification plus fine des conditions paléoclimatiques qui les ont soutenues. Cela passe par la quantification précise des gradients ouest/est et nord/sud de précipitation neigeuse pour les différents stades d'englacement. C'est à cette condition que pourront être reconstruites les influences paléoclimatiques d'ouest (contrôlé par les HS ?) et de sud (jusqu'où sont remontés ces influences ?). C'est seulement une fois que questionnement auront été investi que l'intégration des fluctuations glaciaires de l'ouest de Massif central pourront produire des indicateurs paléoclimatiques fiables et inédits.

Si des pistes pour pousser l'analyse des résultats déjà produits sont proposées dans la Partie 3, la perspective majeure pour développer la méthode employée (simulation à haute résolution spatiale et temporelle des paléo-enneigements) est le couplage à un modèle de glacier. En effet, cela permettra de s'affranchir de la comparaison avec l'altitude des LÉG reconstruites à partir de modèle statique peu robuste sans jalons géomorphologiques forts. Dans cette éventualité, on peut notamment citer le modèle GRISLI (GRenoble Ice Shelf and Land Ice). Il s'agit d'une simulation thermomécanique de la glace, employée notamment dans la modélisation des inlandsis du Groenland et de l'Antarctique (Fig. 4-9C) (Le clec'h et al., 2019 ; Quiquet et Dumas, 2021).

CONCLUSION

L'objectif de la thèse était de reconstituer, à partir des formes et formations glaciaires conservées dans les hautes-terres de l'ouest du Massif central (Aubrac et Cantal), l'histoire des fluctuations glaciaires du Pléistocène supérieur afin de faire progresser la connaissance des conditions et dynamiques paléoclimatiques qui ont pu contrôler cette histoire glaciaire. Les travaux présentés dans cette thèse font progresser ces connaissances, grâce à des investigations conduites dans trois domaines complémentaires.

Le **premier domaine** d'investigation a été celui de la géomorphologie glaciaire. Le travail s'est appuyé sur la ré-exploitation de l'inventaire des formes et formations glaciaires existantes et a conduit à une nouvelle typologie basée sur de nouvelles observations dans les Monts d'Aubrac (plateau oriental) et du Cantal (façade sud). Sur ces fondements, les cadres morpho-stratigraphiques définissant les fluctuations des paléoglaciers et leurs dynamiques, depuis leurs extensions maximales jusqu'aux dernières traces d'englacement, sont définis. Cela a permis de préciser l'emprise de quatre stades d'englacement : le *Local Last Glacial Maximum* (LLGM) précoce, le LLGM-tardif, le stade de Bouquincan et enfin le stade des cirques.

Le **second domaine** s'est appuyé sur la datation directe des formes et formations glaciaires via les Nucléides Cosmogéniques Terrestres (NCT) produits *in situ*, pour caler dans le temps les arguments morpho-stratigraphiques clés. Pour exploiter au mieux cet outil aux vues des contextes géologiques et géomorphologiques, plusieurs NCT sont combinés : la paire béryllium-10 (^{10}Be) et aluminium-26 (^{26}Al) pour les environnements riches en quartz, le chlore-36 (^{36}Cl) pour les environnements volcaniques. En parallèle, plusieurs types de formes et formations glaciaires sont datés, comme les blocs erratiques enchâssés dans des moraines ou non ($n = 67$), les verrous ($n = 2$) et enfin les moraines par profil verticale ($n = 4$). Le jeu de données d'âge d'exposition ainsi produits fournit les jalons chronologiques directs pour contraindre le timing des avancées/retraits des paléoglaciers au cours du *Marine Isotopic Stage 2* (MIS 2), entre 29 et 16 ka.

Enfin, le **troisième domaine** s'est appuyé sur la simulation de la relation glacier/climat afin de quantifier l'évolution des influences paléoclimatiques qui ont supporté les paléoglaciers. Plus spécifiquement, l'évolution des flux d'ouest (flux atlantiques), entre l'actuel et le dernier maximum glaciaire (21,5 ka) est testée dans ce travail. Pour cela, une approche exploratoire est déployée en combinant la reconstruction des paléo-Lignes d'Équilibre Glaciaire (LÉG) à une simulation des paléo-enneigements à haute résolution spatiale et temporelle. Les résultats de cette approche indiquent une atténuation des flux d'ouest au cours du LGM, probablement constante entre 29 et 19 ka. Ces implications, reflètent mal les signaux paléoclimatiques fournis par les indicateurs paléoenvironnementaux à l'échelle régionale. Cela pointe le besoin d'approfondir la méthode déployée dans ce travail, ainsi que l'intérêt paléoclimatique des formes et formations glaciaires du Massif central.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Allard, J.L., Hughes, P.D., Woodward, J.C., 2021a. Heinrich Stadial aridity forced Mediterranean-wide glacier retreat in the last cold stage. *Nat. Geosci.* 14, 197–205. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00703-6>
- Allard, J.L., Hughes, P.D., Woodward, J.C., 2021b. A radiometric dating revolution and the Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains. *Earth-Science Reviews* 223, 103844. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103844>
- Alley, R.B., MacAyeal, D.R., 1994. Ice-rafted debris associated with binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet. *Paleoceanography* 9, 503–511. <https://doi.org/10.1029/94PA01008>
- Ancrenaz, A., Braucher, R., Defive, E., Poiraud, A., Steiger, J., 2022. Last glacial fluctuations in the southwestern Massif Central, Aubrac (France): First direct chronology from cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al exposure dating. *Quaternary Science Reviews* 285, 107500. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107500>
- Ancrenaz, A., Defive, E., Poiraud, A., 2020. Fluctuations glaciaires au Pléistocène supérieur dans les Monts d'Aubrac (Massif central, France): nouvelles données. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 26, 16. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.14516>
- Ancrenaz, A., Pochat, S., Rinterknecht, V., Rodríguez-Rodríguez, L., Defive, E., Poiraud, A., Jomelli, V., Schimmelpfennig, I., Team, A., 2023. Deglaciation and postglacial evolution of the Cère Valley (Cantal, French Massif Central) based on geomorphological mapping, ^{36}Cl surface exposure dating and glacier modelling. *J Quaternary Science* jqs.3491. <https://doi.org/10.1002/jqs.3491>
- Andrews, J.T., Voelker, A.H.L., 2018. “Heinrich events” (& sediments): A history of terminology and recommendations for future usage. *Quaternary Science Reviews* 187, 31–40. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.03.017>
- Andrieux, E., Bateman, M.D., Bertran, P., 2018. The chronology of Late Pleistocene thermal contraction cracking derived from sand wedge OSL dating in central and southern France. *Global and Planetary Change* 162, 84–100. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.01.012>
- Balco, G., 2011. Contributions and unrealized potential contributions of cosmogenic-nuclide exposure dating to glacier chronology, 1990–2010. *Quaternary Science Reviews* 30, 3–27. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.11.003>
- Ballantyne, C.K., 1989. The Loch Lomond Readvance on the Isle of Skye, Scotland: Glacier reconstruction and palaeoclimatic implications. *J. Quaternary Sci.* 4, 95–108. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390040201>

- Barr, I.D., Lovell, H., 2014. A review of topographic controls on moraine distribution. *Geomorphology* 226, 44–64. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.07.030>
- Batchelor, C.L., Margold, M., Krapp, M., Murton, D.K., Dalton, A.S., Gibbard, P.L., Stokes, C.R., Murton, J.B., Manica, A., 2019. The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary. *Nat Commun* 10, 3713. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11601-2>
- Benn, D.I., Evans, D.J.A., 2010. *Glaciers and Glaciation, Second Edition*. ed. Hodder Education, London.
- Benn, D.I., Hulton, N.R.J., 2010. An Excel™ spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computers & Geosciences* 36, 605–610. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.09.016>
- Bennett, M.R., Glasser, N.F., 2009. *Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms, Second Edition*. ed. Wiley-Blackwell.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297–317. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90033-Q](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-Q)
- Bickerdike, H.L., Evans, D.J.A., Stokes, C.R., Cofaigh, C.Ó., 2018. The glacial geomorphology of the Loch Lomond (Younger Dryas) Stadial in Britain: a review. *Journal of Quaternary Science* 33, 1–54. <https://doi.org/10.1002/jqs.3010>
- Boisse de Black, Y., 1951. *Les glaciations de l'Auvergne : massif du Cantal, Cézallier, Monts-Dore, étude géographique et géologique*. impr. Moderne, Aurillac.
- Boisse de Black, Y., 1922a. Le Würmien dans les hautes vallées de la Cère et du Goul (Cantal). *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences* 174, 1247–1249.
- Boisse de Black, Y., 1922b. L'érosion rissienne dans les hautes vallées de la Cère et du Goul (Cantal). *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences* 174, 473–475.
- Bosq, M., Kreuzer, S., Bertran, P., Degeai, J.-P., Dugas, P., Kadereit, A., Lanos, P., Moine, O., Pfaffner, N., Queffelec, A., Sauer, D., 2020. Chronostratigraphy of two Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in the Rhône Valley (southeast France). *Quaternary Science Reviews* 245, 106473. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106473>
- Boston, C.M., Lukas, S., Carr, S.J., 2015. A Younger Dryas plateau icefield in the Monadhliath, Scotland, and implications for regional palaeoclimate. *Quaternary Science Reviews* 108, 139–162. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.11.020>
- Boule, M., 1896. La topographie glaciaire en Auvergne. *Annales de Géographie* 5, 277–296. <https://doi.org/10.3406/geo.1896.6883>

- Boule, M., 1895. Les glaciers pliocènes et quaternaires de l'Auvergne. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences* 121, 837–839.
- Boulton, G.S., Deynoux, M., 1981. Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences. *Precambrian Research* 15, 397–422. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(81\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0301-9268(81)90059-0)
- 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. <https://doi.org/10.3189/002214308785836968>
- Braucher, R., Del Castillo, P., Siame, L., Hidy, A.J., Bourlés, D.L., 2009. Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ^{10}Be depth profile: A mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases. *Quaternary Geochronology* 4, 56–67. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2008.06.001>
- Brousse, R., Mazet, A.G., Pesme, M.F., Veyret, Y., 1972. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Vic-sur-Cère (812).
- Buoncristiani, J.-F., Campy, M., 2004. Palaeogeography of the last two glacial episodes in the Massif Central, France, in: *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, pp. 111–112. [https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(04\)80060-5](https://doi.org/10.1016/S1571-0866(04)80060-5)
- Burton, K.W., Ling, H.-F., O'Nions, R.K., 1997. Closure of the Central American Isthmus and its effect on deep-water formation in the North Atlantic. *Nature* 386, 382–385. <https://doi.org/10.1038/386382a0>
- 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. <https://doi.org/10.1002/esp.2034>
- Cerny, L., 2015. Extension et dynamique de la calotte glaciaire du Cantal lors de la glaciation Würmienne.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.07.015>
- Church M., Ryder J.M., 1972. Paraglacial sedimentation : consideration of fl uvia processes conditioned by glaciation, *Geological Society of America Bulletin*, 83 : 3 059-3 072.
- Claude, A., Akçar, N., Ivy-Ochs, S., Schlunegger, F., Rentzel, P., Pümpin, C., Tikhomirov, D., Kubik, P.W., Vockenhuber, C., Dehnert, A., Rahn, M., Schlüchter, C., 2017. Chronology of Quaternary terrace deposits at the locality Hohle Gasse (Pratteln, NW Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences* 110, 793–809. <https://doi.org/10.1007/s00015-017-0278-z>

Cogley, J.G., Hock, R., Rasmussen, L.A., Arendt, A., Bauder, A., Braithwaite, R.J., Jansson, P., Kaser, G., Möller, M., Nicholson, L., Zemp, M., 2011. Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms (No. 86), Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms., UNESCO-IHP, Paris.

Cossart, E., Mercier, D., Decaulne, A., Feuillet, T., 2013. An overview of the consequences of paraglacial landsliding on deglaciated mountain slopes: typology, timing and contribution to cascading fluxes. *quaternaire* 13–24. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.6444>

Cuffey, K., Paterson, W.S.B., 2010. *The Physics of Glaciers* - 4th Edition.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220. <https://doi.org/10.1038/364218a0>

Darfeuil, S., Ménot, G., Giraud, X., Rostek, F., Tachikawa, K., Garcia, M., Bard, É., 2016. Sea surface temperature reconstructions over the last 70 kyr off Portugal: Biomarker data and regional modeling: Biomarkers and Modeling as SST Proxies. *Paleoceanography* 31, 40–65. <https://doi.org/10.1002/2015PA002831>

Defive, E., Meinard, Y., Courrioux, G., Ledru, P., Poiraud, A., Prognon, C., Bertin, C., 2011. NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE LE MONASTIER-SUR-GAZEILLE À 1/50 000 202.

Degeai, J.-P., Pastre, J.-F., 2009. Impacts environnementaux sur l'érosion des sols au Pléistocène supérieur et à L'holocène dans le cratère de maar du lac du Bouchet (Massif central, France). *quaternaire* 149–159. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.5101>

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 (HDR). Université Perpignan Via Domitia.

Delmas, M., 2015. The last maximum ice extent and subsequent deglaciation of the Pyrenees: an overview of recent research. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 41, 359. <https://doi.org/10.18172/cig.2708>

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. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 305, 109–122. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.02.025>

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Voinchet, P., Manel, C., Braucher, R., Tissoux, H., Bahain, J.-J., Perrenoud, C., Saos, T., 2018. Terrestrial ¹⁰Be and electron spin resonance dating of fluvial terraces quantifies quaternary tectonic uplift gradients in the eastern Pyrenees. *Quaternary Science Reviews* 193, 188–211. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.06.001>

- Domínguez-Villar, D., Carrasco, R.M., Pedraza, J., Cheng, H., Edwards, R.L., Willenbring, J.K., 2013. Early maximum extent of paleoglaciers from Mediterranean mountains during the last glaciation. *Sci Rep* 3, 2034. <https://doi.org/10.1038/srep02034>
- Dortch, J.M., Tomkins, M.D., Saha, S., Murari, M.K., Schoenbohm, L.M., Curl, D., 2022. A tool for the ages: The Probabilistic Cosmogenic Age Analysis Tool (P-CAAT). *Quaternary Geochronology* 71, 101323. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101323>
- Dreimanis, A., Schlüchter, C., 1985. Field criteria for the recognition of till or tillite. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 51, 7–14. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(85\)90079-3](https://doi.org/10.1016/0031-0182(85)90079-3)
- Dunai, T.J., 2010. *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. 199.
- Duprat-Oualid, F., Bégeot, C., Peyron, O., Rius, D., Millet, L., Magny, M., 2022. High-frequency vegetation and climatic changes during the Lateglacial inferred from the Lapsou pollen record (Cantal, southern Massif Central, France). *Quaternary International* 636, 69–80. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.04.012>
- Ehlers, J., Gibbard, P.L., 2007. The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. *Quaternary International* 164–165, 6–20. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.10.008>
- Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D., 2011. *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, Elsevier. ed, *Developments in Quaternary Science*.
- EPICA community members, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623–628. <https://doi.org/10.1038/nature02599>
- Etlicher, B., 1986. *Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais : régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline*. Univ. Saint-Etienne, Jean Monnet.
- Etlicher, B., Goër de Hervé, A. (de), 1988. La déglaciation würmienne dans le Massif Central français, le point des travaux récents / The Würmian déglaciation in the French Massif-Central, review of recent works,. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 25, 103–110. <https://doi.org/10.3406/quate.1988.1871>
- Etlicher, B., Van Leeuwen, J.F.N., Janssen, C.R., Juvigné, E., 1987. Le Haut Forez (Massif Central, France) après le pléniglaciaire würmien : environnement et tephra du volcan de La Nugère. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 24, 229–239. <https://doi.org/10.3406/quate.1987.1852>
- Evans, D.J.A., 2011. Glacial landsystems of Satujökull, Iceland: A modern analogue for glacial landsystem overprinting by mountain icecaps. *Geomorphology* 129, 225–237. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.01.025>

- Evans, D.J.A., 2003. *Glacial Landscapes*, Arnold. ed.
- Evans, D.J.A., 2018. *Till: A Glacial Process Sedimentology*, Wiley, ed. 390 p.
- 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: TRACKING THE PF ALONG THE WESTERN IBERIAN MARGIN. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2009GC002398>
- Fabre, G., 1873. Sur l'ancienne existence durant la période quaternaire d'un grand glacier dans les montagnes d'Aubrac (Lozère). *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences* 77, 495–497.
- Favier, V., 2004. Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climatic forcing. *Geophys. Res. Lett.* 31, L16403. <https://doi.org/10.1029/2004GL020654>
- Florineth, D., Schlüchter, C., 2000. Alpine Evidence for Atmospheric Circulation Patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quat. res.* 54, 295–308. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2169>
- Fujita, K., 2008. Effect of precipitation seasonality on climatic sensitivity of glacier mass balance. *Earth and Planetary Science Letters* 276, 14–19. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.08.028>
- Gandouin, E., Rioual, P., Pailles, C., Brooks, S.J., Ponel, P., Guiter, F., Djamali, M., Andrieu-Ponel, V., Birks, H.J.B., Leydet, M., Belkacem, D., Haas, J.N., Van der Putten, N., de Beaulieu, J.L., 2016. Environmental and climate reconstruction of the late-glacial-Holocene transition from a lake sediment sequence in Aubrac, French Massif Central: Chironomid and diatom evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 461, 292–309. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.08.039>
- Gibbard, P.L., Head, M.J., 2009. The Definition of the Quaternary System/Era and the Pleistocene Series/Epoch. *quaternaire* 125–133. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.5086>
- Glangeaud, P., 1920. Sur les traces laissées dans le Massif Central français par les invasions glaciaires du Pliocène et du Quaternaire ; étendue et multiplicité de ces invasions. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences* 171, 1222–1224.
- Glangeaud, P., 1919. Le plateau de Millevaches : ses cycles d'érosion, ses anciens glaciers et ses tourbières. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences* 169, 863–865.
- Glangeaud, P., 1917. Les anciens glaciers du Massif volcanique des Monts-Dore. Les trois périodes glaciaires sur le versant nord-ouest du Sancy. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences* 164, 1011–1014.

- Godard, A., 1966. Morphologie des socles et des massifs anciens : les “tors” et le problème de leur origine. *Revue Géographique de l'Est* 6, 153–170. <https://doi.org/10.3406/rgest.1966.1960>
- Goër de Hervé, A. (de), 1972. La Planèze de Saint-Flour : structure et géomorphologie glaciaire. Univ. Clermont II.
- Goër de Hervé, A. (de), Tempier, P., Simon-Coinçon, R., 1988. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Flour (185).
- Golledge, N., Hubbard, A., Bradwell, T., 2010. Influence of seasonality on glacier mass balance, and implications for palaeoclimate reconstructions. *Clim Dyn* 35, 757–770. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0616-6>
- Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475–1560. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00171-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00171-2)
- 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, 1096–1101. <https://doi.org/10.1130/G48688.1>
- Grüner, M.-L., 1871. Note sur les traces d'anciens glaciers au Monts-Dore (Auvergne). *Bulletin de la Société Géologique de France* 28, 205–208.
- Hays, J., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science* 194, 1121–1132.
- Hemming, S.R., 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint: HEINRICH EVENTS. *Rev. Geophys.* 42. <https://doi.org/10.1029/2003RG000128>
- 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. *Quat. res.* 79, 49–54. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.09.005>
- Hidy, A.J., Gosse, J.C., Pederson, J.L., Mattern, J.P., Finkel, R.C., 2010. A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: An example from Lees Ferry, Arizona 19.
- Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, R., Lohne, Y.S., Mangerud, J., Inge, J., 2015. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction 67. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Hughes, P., 2013. Morphostratigraphy-Allostratigraphy, in: *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, pp. 243–249. <https://doi.org/10.1016/B0-444-52747-8/00076-4>

- Hughes, P.D., Gibbard, P.L., 2015. A stratigraphical basis for the Last Glacial Maximum (LGM). *Quaternary International* 383, 174–185. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.06.006>
- Hughes, P.D., Gibbard, P.L., Ehlers, J., 2013. Timing of glaciation during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global 'Last Glacial Maximum' (LGM). *Earth-Science Reviews* 125, 171–198. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.07.003>
- Hughes, P.D., Woodward, J.C., 2017. Quaternary glaciation in the Mediterranean mountains: a new synthesis. *Geological Society, London, Special Publications* 433, 1–23. <https://doi.org/10.1144/SP433.14>
- Huybers, P., 2011. Combined obliquity and precession pacing of late Pleistocene deglaciations. *Nature* 480, 229–232. <https://doi.org/10.1038/nature10626>
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2006. Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *J. Quaternary Sci.* 21, 115–130. <https://doi.org/10.1002/jqs.955>
- 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. Quaternary Sci.* 23, 559–573. <https://doi.org/10.1002/jqs.1202>
- Ivy-Ochs, S., Schl, C., Kubik, P.W., Denton, G.H., 1999. MORaine EXPOSURE DATES IMPLY SYNCHRONOUS YOUNGER DRYAS GLACIER ADVANCES IN THE EUROPEAN ALPS AND IN THE SOUTHERN ALPS OF NEW ZEALAND 11.
- Jouzel, J., 2003. Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores. *J. Geophys. Res.* 108, 4361. <https://doi.org/10.1029/2002JD002677>
- Jouzel, J., Koster, R.D., Suozzo, R.J., Russell, G.L., 1994. Stable water isotope behavior during the last glacial maximum: A general circulation model analysis. *J. Geophys. Res.* 99, 25791. <https://doi.org/10.1029/94JD01819>
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J.P., Stenni, B., Stocker, T.F., Tison, J.L., Werner, M., Wolff, E.W., 2007. Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science* 317, 793–796. <https://doi.org/10.1126/science.1141038>
- Jubertie, F., 2006. Les excès climatiques dans le Massif central français. L'impact des temps forts pluviométriques et anémométriques en Auvergne. Université Blaise Pascal - Clermont Ferrand II.
- Kageyama, M., Harrison, S.P., Kapsch, M.-L., Lofverstrom, M., Lora, J.M., Mikolajewicz, U., Sherriff-Tadano, S., Vadsaria, T., Abe-Ouchi, A., Bouttes, N., Chandan, D., Gregoire, L.J.,

- Ivanovic, R.F., Izumi, K., LeGrande, A.N., Lhardy, F., Lohmann, G., Morozova, P.A., Ohgaito, R., Paul, A., Peltier, W.R., Poulsen, C.J., Quiquet, A., Roche, D.M., Shi, X., Tierney, J.E., Valdes, P.J., Volodin, E., Zhu, J., 2021. The PMIP4 Last Glacial Maximum experiments: preliminary results and comparison with the PMIP3 simulations. *Clim. Past* 17, 1065–1089. <https://doi.org/10.5194/cp-17-1065-2021>
- Kageyama, M., Nebout, N.C., Sepulchre, P., Peyron, O., Krinner, G., Ramstein, G., Cazet, J.-P., 2005. The Last Glacial Maximum and Heinrich Event 1 in terms of climate and vegetation around the Alboran Sea: a preliminary model-data comparison. *Comptes Rendus Geoscience* 337, 983–992. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.04.012>
- Kleman, J., Borgström, I., 1996. RECONSTRUCTION OF PALAEO-ICE SHEETS: THE USE OF GEOMORPHOLOGICAL DATA. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, 893–909. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199610\)21:10<893::AID-ESP620>3.0.CO;2-U](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199610)21:10<893::AID-ESP620>3.0.CO;2-U)
- 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. <https://doi.org/10.1126/science.1157638>
- 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.
- Landais, A., 2016. Reconstruction du climat et de l'environnement des derniers 800 000 ans à partir des carottes de glace – variabilité orbitale et millénaire. *quaternaire* 197–212. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7664>
- Landais, A., Caillon, N., Goujon, C., Grachev, A.M., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., 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. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.06.009>
- Landais, A., Dreyfus, G., Capron, E., Masson-Delmotte, V., Sanchez-Goñi, M.F., Desprat, S., Hoffmann, G., Jouzel, J., Leuenberger, M., Johnsen, S., 2010. What drives the millennial and orbital variations of $\delta^{18}O_{atm}$? *Quaternary Science Reviews* 29, 235–246. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.07.005>
- Larue, J.-P., 2003. L'encaissement de l'Allier et de la Loire supérieure et moyenne (France) au Pliocène et au Pléistocène / Fluvial incision of the Allier and the upper and middle Loire (France) during the Pliocene and Pleistocene. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 9, 135–149. <https://doi.org/10.3406/morfo.2003.1175>
- 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. *A&A* 428, 261–285. <https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041335>

- Le clec'h, S., Quiquet, A., Charbit, S., Dumas, C., Kageyama, M., Ritz, C., 2019. A rapidly converging initialisation method to simulate the present-day Greenland ice sheet using the GRISLI ice sheet model (version 1.3). *Geosci. Model Dev.* 12, 2481–2499. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-2481-2019>
- 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 & Planetary Science* 35, 259–286. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2000.tb01775.x>
- Lifton, N., Sato, T., Dunai, T.J., 2014. Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. *Earth and Planetary Science Letters* 386, 149–160. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.052>
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- 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. *Nat Commun* 6, 6344. <https://doi.org/10.1038/ncomms7344>
- Lukas, S., 2006. Morphostratigraphic principles in glacier reconstruction -a perspective from the British Younger Dryas. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 30, 719–736. <https://doi.org/10.1177/0309133306071955>
- Lüthgens, C., Böse, M., 2012. From morphostratigraphy to geochronology – on the dating of ice marginal positions. *Quaternary Science Reviews* 44, 26–36. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.10.009>
- Marcou, J., 1870. Note. *Bulletin de la Société Géologique de France* 27, 361–365.
- Martins, C., 1868. Sur l'ancienne existence, durant la période quaternaire, d'un glacier de second ordre occupant le cirque du haut de la vallée de Palhères, dans la partie orientale du massif granitique de la Lozère. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences* 67, 933–937.
- Maslin, M.A., Christensen, B., 2007. Tectonics, orbital forcing, global climate change, and human evolution in Africa: introduction to the African paleoclimate special volume. *Journal of Human Evolution* 53, 443–464. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2007.06.005>
- Masson-Delmotte, V., Hou, S., Ekaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R.T., Bromwich, D., Cattani, O., Delmotte, M., Falourd, S., Frezzotti, M., Gallée, H., Genoni, L., Isaksson, E., Landais, A., Helsen, M.M., Hoffmann, G., Lopez, J., Morgan, V., Motoyama, H., Noone, D., Oerter, H., Petit, J.R., Royer, A., Uemura, R., Schmidt, G.A., Schlosser, E., Simões, J.C., Steig, E.J., Stenni, B., Stievenard, M., van den Broeke, M.R., van de Wal, R.S.W., van de Berg, W.J., Vimeux, F., White, J.W.C., 2008. A Review of Antarctic Surface Snow Isotopic

- Composition: Observations, Atmospheric Circulation, and Isotopic Modeling*. *Journal of Climate* 21, 3359–3387. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI2139.1>
- Menzies, J., 2018. Glacial Geomorphology ☆, in: *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.11263-1>
- Menzies, J., 2003. Tills and tillites, in: *Encyclopaedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. pp. 744–747.
- Milankovitch, M., 1941. *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Royal Serbian Academy 1–503.
- Mix, A., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20, 627–657. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00145-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00145-1)
- Monegato, G., Scardia, G., Hajdas, I., Rizzini, F., Piccin, A., 2017. The Alpine LGM in the boreal ice-sheets game. *Sci Rep* 7, 2078. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-02148-7>
- Naughton, F., Sánchez Goñi, M.F., Kageyama, M., Bard, E., Duprat, J., Cortijo, E., Desprat, S., Malaizé, B., Joly, C., Rostek, F., Turon, J.-L., 2009. Wet to dry climatic trend in north-western Iberia within Heinrich events. *Earth and Planetary Science Letters* 284, 329–342. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.001>
- Naughton, F., Sanchez Goñi, M.F., Rodrigues, T., Salgueiro, E., Costas, S., Desprat, S., Duprat, J., Michel, E., Rossignol, L., Zaragosi, S., Voelker, A.H.L., Abrantes, F., 2016. Climate variability across the last deglaciation in NW Iberia and its margin. *Quaternary International* 414, 9–22. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.073>
- Ng, F.S.L., Barr, I.D., Clark, C.D., 2010. Using the surface profiles of modern ice masses to inform palaeo-glacier reconstructions. *Quaternary Science Reviews* 29, 3240–3255. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.06.045>
- Oerlemans, J., 2010. *The Microclimate of Valley Glaciers* 138.
- Ohmura, A., Kasser, P., Funk, M., 1992. Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology* 38, 397–411.
- Osmaston, H., 2005. Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the $Area \times Altitude$, the $Area \times Altitude$ Balance Ratio and the $Area \times Altitude$ Balance Index methods and their validation. *Quaternary International* 138–139, 22–31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.02.004>
- Palacios, D., de Andrés, N., López-Moreno, J.I., García-Ruiz, J.M., 2015. Late Pleistocene deglaciation in the upper Gállego Valley, central Pyrenees. *Quaternary Research* 83, 397–414. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2015.01.010>

- Pellitero, R., Rea, B.R., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S., Ribolini, A., 2015. A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers & Geosciences* 82, 55–62. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.05.005>
- Pellitero, R., Rea, B.R., Spagnolo, M., Bakke, J., Ivy-Ochs, S., Frew, C.R., Hughes, P., Ribolini, A., Lukas, S., Renssen, H., 2016. GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciers. *Computers & Geosciences* 94, 77–85. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.06.008>
- 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 13.
- Poizat, M., 1973. Sédimentation et phénomènes glaciaires et fluvio-glaciaires en Aubrac. Univ. de Provence.
- Poizat, M., Rousset, C., 1975. Les calottes de glace quaternaires des Monts d'Aubrac (Massif central, France) : caractéristiques, contexte paléoclimatique. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 17, 171–190.
- Ponel, P., Etlicher, B., De Beaulieu, J.L., Debard, E., Thimon, M., Vasari, A., Petiot, R., 1991. La fin de la dernière glaciation dans le Cantal (France) : la tourbière de La Taphanel et son environnement. *Quaternaire* 2, 147–163. <https://doi.org/10.3406/quate.1991.1964>
- Ponel, P., Russell Coope, G., 1990. Lateglacial and Early Flandrian Coleoptera from La Taphanel, Massif Central, France: Climatic and Ecological Implications. *Journal of Quaternary Science* 5, 235–249. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390050306>
- Porter, S.C., 1975. Equilibrium-Line Altitudes of Late Quaternary Glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research* 5, 27–47.
- Protin, M., Schimmelpfennig, I., Mugnier, J.-L., Ravanel, L., Le Roy, M., Deline, P., Favier, V., Buoncristiani, J.-F., Aumaître, G., Bourlès, D.L., Keddadouche, K., 2019. Climatic reconstruction for the Younger Dryas/Early Holocene transition and the Little Ice Age based on paleo-extents of Argentière glacier (French Alps). *Quaternary Science Reviews* 221, 105863. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105863>
- Quiquet, A., 2012. Reconstruction de la calotte polaire du Groenland au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire à partir de l'association de la modélisation numérique 3D et des enregistrements des carottages glaciaires profonds. Univ. Grenoble Alpes.
- Quiquet, A., Dumas, C., 2021. The GRISLI-LSCE contribution to the Ice Sheet Model Intercomparison Project for phase 6 of the Coupled Model Intercomparison Project (ISMIP6) – Part 1: Projections of the Greenland ice sheet evolution by the end of the 21st century. *The Cryosphere* 15, 1015–1030. <https://doi.org/10.5194/tc-15-1015-2021>
- Rames, J.-B., 1873. Géogénie du Cantal avec une étude historique et critique sur les progrès des la géologie dans ce département. 116.

- Ramstein, G., 2015. Voyage à travers les climats de la Terre, Odile Jacob. ed, Sciences.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Ravazzi, C., Badino, F., Marsetti, D., Patera, G., Reimer, P.J., 2012. Glacial to paraglacial history and forest recovery in the Oglio glacier system (Italian Alps) between 26 and 15 ka cal BP. *Quaternary Science Reviews* 58, 146–161. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.10.017>
- Raynal, J.P., 1984. Chronologie des basses terrasses de l'Allier en Grande Limagne (Puy-de-Dôme, France). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 21, 79–84. <https://doi.org/10.3406/quate.1984.2176>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.011>
- 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. *Sci. Adv.* 6, eaba4844. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aba4844>
- Reixach, T., Delmas, M., Braucher, R., Gunnell, Y., Mahé, C., Calvet, M., 2021. Climatic conditions between 19 and 12 ka in the eastern Pyrenees, and wider implications for atmospheric circulation patterns in Europe. *Quaternary Science Reviews* 260, 106923. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106923>
- Roattino, T., Crouzet, C., Buoncristiani, J.-F., Tissoux, H., 2021. Geometry of glaciofluvial deposits and dynamics of the Lyonnais lobe ice front during the last glacial period (France, Northern Alps). *BSGF - Earth Sci. Bull.* 192, 21. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021012>
- Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., Bourlès, D., 2016. Chronology of glaciations in the Cantabrian Mountains (NW Iberia) during the Last Glacial Cycle based on in situ-produced ^{10}Be . *Quaternary Science Reviews* 138, 31–48. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.027>
- Ruddiman, W., 1977. Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat 40° to 65°N). *Geological Society of America Bulletin* 88, 1812–1977. <https://doi.org/10.1130/0016-7606%281977%2988%3C1813%3ALQDOIS%3E2.0.CO%3B2>

- Rupper, S., Roe, G., 2008. Glacier Changes and Regional Climate: A Mass and Energy Balance Approach. *Journal of Climate* 21, 5384–5401. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2219.1>
- Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Kern, Z., Urdea, P., Madarász, B., Braucher, R., 2021. Limited glacial erosion during the last glaciation in mid-latitude cirques (Retezat Mts, Southern Carpathians, Romania). *Geomorphology* 384, 107719. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107719>
- Sagredo, E.A., Rupper, S., Lowell, T.V., 2014. Sensitivities of the equilibrium line altitude to temperature and precipitation changes along the Andes. *Quat. res.* 81, 355–366. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.01.008>
- Salgueiro, E., Voelker, A.H.L., de Abreu, L., Abrantes, F., Meggers, H., Wefer, G., 2010. Temperature and productivity changes off the western Iberian margin during the last 150 ky. *Quaternary Science Reviews* 29, 680–695. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.013>
- Sanchez Goñi, M.F., Harrison, S.P., 2010. Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews* 29, 2823–2827. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.014>
- Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R., Blard, P.-H., Bourlès, D., Burnard, P., Williams, A., 2009. Sources of in-situ ³⁶Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. *Quaternary Geochronology* 4, 441–461. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.06.003>
- Seguinot, J., Ivy-Ochs, S., Jouvét, G., Huss, M., Funk, M., Preusser, F., 2018. Modelling last glacial cycle ice dynamics in the Alps. *The Cryosphere* 12, 3265–3285. <https://doi.org/10.5194/tc-12-3265-2018>
- Seguinot, J., Khroulev, C., Rogozhina, I., Stroeven, A.P., Zhang, Q., 2014. The effect of climate forcing on numerical simulations of the Cordilleran ice sheet at the Last Glacial Maximum. *The Cryosphere* 8, 1087–1103. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1087-2014>
- Sissons, J.B., 1974. A Late-Glacial Ice Cap in the Central Grampians, Scotland. *Transactions of the Institute of British Geographers* 95. <https://doi.org/10.2307/621517>
- Sitzia, L., Bertran, P., Bahain, J.-J., Bateman, M.D., Hernandez, M., Garon, H., de Lafontaine, G., Mercier, N., Leroyer, C., Queffelec, A., Voinchet, P., 2015. The Quaternary coversands of southwest France. *Quaternary Science Reviews* 124, 84–105. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.019>
- Smart, D.F., Shea, M.A., 2005. A review of geomagnetic cutoff rigidities for earth-orbiting spacecraft. *Advances in Space Research* 36, 2012–2020. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2004.09.015>
- Soucek, O., 2010. Numerical modeling of ice sheet dynamics.

- Souček, O., Bourgeois, O., Pochat, S., Guidat, T., 2015. A 3 Ga old polythermal ice sheet in Isidis Planitia, Mars: Dynamics and thermal regime inferred from numerical modeling. *Earth and Planetary Science Letters* 426, 176–190. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.06.038>
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105, 753–759.
- Sugden, D.E., 1968. The Selectivity of Glacial Erosion in the Cairngorm Mountains, Scotland. *Transactions of the Institute of British Geographers* 79. <https://doi.org/10.2307/621394>
- Thompson, W.G., Goldstein, S.L., 2006. A radiometric calibration of the SPECMAP timescale. *Quaternary Science Reviews* 25, 3207–3215. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.02.007>
- Toucanne, S., Naughton, F., Rodrigues, T., Vázquez-Riveiros, N., Sánchez Goñi, M.F., 2022. Abrupt (or millennial or suborbital) climatic variability: Heinrich events/stadials, in: *European Glacial Landscapes*. Elsevier, pp. 181–187. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00062-5>
- Valadas, B., 1984. Les hautes terres du Massif central français : contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. Univ. Panthéon-Sorbonne (Paris I).
- Valadas, B., Veyret, Y., 1981. Englacement quaternaire et enneigement actuel de l'Aubrac et du Cantal. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest* 52, 201–215. <https://doi.org/10.3406/rgpso.1981.4594>
- Van Dorsser, H.J., 1986. La vallée du Brezon et les plateaux adjacents. *Revue de Géomorphologie Dynamique* 35, 113–121.
- Van Dorsser, H.J., 1982. Carte géomorphologique du Sud-Ouest du Massif du Cantal. *Revue de Géomorphologie Dynamique* 31, 1–35.
- Varet, J., 1970. Les dômes phonolitiques marqueurs du mouvement du glacier cantalien. *Annales de Géographie* 79, 277–291. <https://doi.org/10.3406/geo.1970.15123>
- Vergne, V., 1991. Les paysages végétaux d'Artense au Tardiglaciaire et à l'Holocène (Vegetal landscapes in the Artense region during Late-glacial and Holocene). *Bulletin de l'Association de Géographes Français* 68, 23–28. <https://doi.org/10.3406/bagf.1991.1555>
- Vergne, V., 1989. L'Evolution Tardiglaciaire et Holocène d'un piedmont de moyenne montagne cristalline : l'Artense (Massif central, France). Univ. Panthéon-Sorbonne (Paris I).
- Veyret, Y., 1978. Les modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français : problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne. Univ. Panthéon-Sorbonne (Paris I).

Veyret-Mekdjian, Y., Brousse, P., Delibrias, G., 1978. Première datation d'un épisode glaciaire récent dans le Massif central français. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences* 286, 1089–1092.

Vieira, G., 2008. Combined numerical and geomorphological reconstruction of the Serra da Estrela plateau icefield, Portugal. *Geomorphology* 97, 190–207. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.042>

Vieira, G., Palacios, D., Andrés, N., Mora, C., Vázquez Selem, L., Woronko, B., Soncco, C., Úbeda, J., Goyanes, G., 2021. Penultimate Glacial Cycle glacier extent in the Iberian Peninsula: New evidence from the Serra da Estrela (Central System, Portugal). *Geomorphology* 388, 107781. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107781>

Vuittenez, H., 1964. *Géologie cantalienne*.

Woul, M.D., Hock, R., 2005. Static mass-balance sensitivity of Arctic glaciers and ice caps using a degree-day approach. *Ann. Glaciol.* 42, 217–224. <https://doi.org/10.3189/172756405781813096>

Wüthrich, L., Brändli, C., Braucher, R., Veit, H., Haghypour, N., Terrizzano, C., Christl, M., Gnägi, C., Zech, R., 2017. ¹⁰Be depth profiles in glacial sediments on the Swiss Plateau: deposition age, denudation and (pseudo-) inheritance. *E&G Quaternary Sci. J.* 66, 57–68. <https://doi.org/10.5194/egqsj-66-57-2017>

Zolitschka, B., Francus, P., Ojala, A.E.K., Schimmelmann, A., 2015. Varves in lake sediments – a review. *Quaternary Science Reviews* 117, 1–41. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.03.019>

ANNEXES

ANNEXE A - Datations par Luminescence Optiquement Simulée (OSL)

Échantillon AL-T2 (terrasse alluviale de Vialard ; **Discussion générale - section 1.1**).

Luminescence Dating Laboratory 13.02.2023
Institute of Physics – Centre for Science and Education of the Silesian University of Technology

Report on the assessment of age by the luminescent method
82/2023

Customer: Customer
Job no.: Job

Catalog no.: 5196 Sample name: AL T2

A. Laboratory number and dating result

GdTL-4497
120.7(64) ka

B. Laboratory measurements

1. Determination of the dose rate

radioactivity measured by: μ Dose system

mineral: quartz

etched in 40% HF for 60 min

grain size: 125-200 μ m

alpha rad. effect.: 0.10(2) assumed

assumed mean water content: 7(3)%

Effective dose rate, Gy/ka				
alpha	beta	gamma	cosmic rays	total
0.044(17)	1.142(75)	0.901(58)	0.214(21)	2.301(99)

2. Determination of the equivalent dose

method – OSL-SAR single aliquot regenerative

doses of beta radiation (in Gy):

regenerative: 180, 220, 300, 400

nonlinearity of growth of OSL - taken into account

Equivalent dose
278.0(85) Gy

3. Notes:

CAM (Central Age Model) for 16 aliquots

4. When using dating results in a publication please refer to:

Moska, P., Bluszcz, A., Poręba, G.; Tudyka, K., Adamiec, G., Szymak, A., Przybyła, A., 2021, Luminescence dating procedures at the Gliwice Luminescence Dating Laboratory. *Geochronometria*, vol. 48, pp. 1-15, doi: 10.2478/geochr-2021-0001

Director of Laboratory

C. Explanatory notes

- Age stated in section A is expressed in years (a), thousand (ka) or million (Ma) years before the year 1950.
- Total standard uncertainties expressed in parentheses are given in the last two (or one) digits of the result. Standard uncertainties have been assessed basing on estimated accuracy of laboratory measurements and do not account for any extra-laboratory factors.
- Please state the laboratory number when quoting the result of dating and give references to papers indicated above.

Échantillon BR-TK-01 (Terrasse fluvio-glaciaire, vallée du Brezons)

Luminescence Dating Laboratory 13.02.2023
Institute of Physics – Centre for Science and Education of the Silesian University of Technology

Report on the assessment of age by the luminescent method 83/2023

Customer: Customer
Job no.: Job

Catalog no.: 5197 Sample name: BR TK 01

A. Laboratory number and dating result

GdTL-4498
13.5(17) ka

B. Laboratory measurements

1. Determination of the dose rate

radioactivity measured by: μ Dose system

mineral: quartz

etched in 40% HF for 60 min

grain size: 125-200 μ m

alpha rad. effect.: 0.10(2) assumed

assumed mean water content: 7(3)%

Effective dose rate, Gy/ka				
alpha	beta	gamma	cosmic rays	total
0.059(23)	2.10(10)	1.358(62)	0.180(18)	3.70(12)

2. Determination of the equivalent dose

method – OSL-SAR single aliquot regenerative

doses of beta radiation (in Gy):

regenerative: 40, 100, 180, 300

nonlinearity of growth of OSL - taken into account

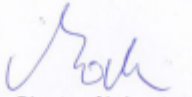
Equivalent dose
50.0(62) Gy

3. Notes:

MAM (Minimum Age Model) for 23 aliquots

4. When using dating results in a publication please refer to:

Moska, P., Bluszcz, A., Poręba, G.; Tudyka, K., Adamiec, G., Szymak, A., Przybyła, A., 2021, Luminescence dating procedures at the Gliwice Luminescence Dating Laboratory. Geochronometria, vol. 48, pp. 1-15, doi: 10.2478/geochr-2021-0001



Director of Laboratory

C. Explanatory notes

- Age stated in section A is expressed in years (a), thousand (ka) or million (Ma) years before the year 1950.
- Total standard uncertainties expressed in parentheses are given in the last two (or one) digits of the result. Standard uncertainties have been assessed basing on estimated accuracy of laboratory measurements and do not account for any extra-laboratory factors.
- Please state the laboratory number when quoting the result of dating and give references to papers indicated above.

Échantillons Au-A-5 et AU-A-15 (vallée du Bès, Aubrac ; coupe décrite au **Chapitre 1**).



Photography of the log section and sampling units

Luminescence Dating Laboratory
 Department of Geoinformatics, Physical and Environmental Geography, University of Szeged
 H-6722 Szeged, Egyetem u. 2-6, Hungary
 Tel.: +36 70/7024135
 E-mail: gysipos@geo.u-szeged.hu



AGE CALCULATION AND RESULTS

Field ID	Lab ID	Water content (%)	Mineral ¹	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	D* ² (Gy/ka)	Aliquot type ³	Age model ⁴	2D ₀ ⁵ (Gy)	Minimum Age ⁶ (ka)
AU-A-5	OSZ 2067	13±5	Q	2.85±0.03	9.26±0.16	3.08±0.11	3.95±0.17	MG	CAM	190.7±23.37	48.32±6.27
			F				4.54±0.21	SG	Mean (±SE)	747.8±87.78	164.57±20.72
AU-A-15	OSZ 2068	1±5	Q	4.56±0.05	14.56±0.25	2.84±0.11	4.98±0.13	MG	CAM	164.66±10.53	33.09±2.28
			F				5.6±0.18	SG	Mean (±SE)	733.93±37.43	131.78±7.9

¹Q: quartz, F: K-feldspar, P: polymineral.

²Total dose rate.

³MG: Multi grain, SG: Single grain

⁴Procedure used to calculate age. MAM (Minimum Age Model), CAM (Central Age Model)

⁵Saturation dose, the maximum dose that can be absorbed by the sample

⁶Age based on saturation dose. The sample is probably older than this value.

ANNEXE B - Données géographiques et analytiques des échantillons prélevés dans l'ouest du Massif central pour datation par Nucléides Cosmogéniques Terrestres produits *in situ*

ID	Type	Lithology	Latitude °N	Longitude °E	Elevation m asl	Thickness cm	Density g.cm ⁻³	Shield	Sample year calendar year	[¹⁰ Be] at.g ⁻¹	Uncertainty at.g ⁻¹	[²⁶ Al] at.g ⁻¹	Uncertainty at.g ⁻¹
AU01	Boulder	Granit	44.69774	3.11014	1195	3.5	2.6	0.999	2018	107276	4557	450018	47528
AU02	Boulder	Granit	44.69747	3.11018	1192	3.0	2.6	1.000	2018	228216	7797	975050	75542
AU03	Boulder	Granit	44.69751	3.10930	1191	2.5	2.6	1.000	2018	34230	2724	165320	25811
AU04	Boulder	Granit	44.69747	3.10931	1190	2.5	2.6	1.000	2018	70057	4172	401097	39965
AU05	Boulder	Granit	44.69665	3.11173	1187	2.5	2.6	1.000	2018	218475	9095	463790	24884
AU06	Boulder	Granit	44.69616	3.11348	1184	3.0	2.6	1.000	2018	207738	9699	1094643	71018
AU07	Boulder	Granit	44.66155	3.09323	1159	4.0	2.6	1.000	2018	172942	11553	1058030	67895
AU08	Boulder	Granit	44.66220	3.09253	1156	2.5	2.6	1.000	2018	189555	8373	1130700	76721
AU09	Boulder	Granit	44.66254	3.09170	1154	3.5	2.6	1.000	2018	75282	4336	490336	86434
AU10	Boulder	Granit	44.76507	3.03059	1039	2.0	2.6	1.000	2018	230701	17728	1351669	115329
AU11	Boulder	Granit	44.76518	3.02938	1041	4.0	2.6	1.000	2018	500166	17509	2545568	125392
AU12	Boulder	Granit	44.76508	3.03313	1037	4.0	2.6	1.000	2018	176159	9929	1168220	124492
AU13	Boulder	Granit	44.74249	3.02857	1055	3.0	2.6	0.998	2018	202187	7707	1264845	84576
AU14	Boulder	Granit	44.74255	3.02884	1057	2.0	2.6	0.999	2018	207307	10830	811059	60926
AU15	Boulder	Granit	44.74258	3.02869	1056	2.5	2.6	0.999	2018	192841	8735	1259478	96538
AU16	Boulder	Granit	44.72376	3.13529	1196	3.0	2.6	1.000	2018	270294	7585	1691174	192794
AU17	Boulder	Granit	44.72129	3.13884	1193	2.0	2.6	1.000	2018	266746	8847	1569482	156257
AU31	Boulder	Granit	44.55976	3.12681	1341	3.5	2.6	1.000	2020	221315	7209	1394222	84804
AU32	Boulder	Granit	44.56162	3.12660	1342	2.5	2.6	1.000	2020	198661	6674	993119	55638
AU33	Boulder	Granit	44.55988	3.12666	1339	2.0	2.6	0.999	2020	199916	7921	1032581	66566

Tableau 1B. Échantillons ¹⁰Be et ²⁶Al prélevés dans les Monts d'Aubrac

ID	Type	Lithology	Latitude	Longitude	Elevation	Thickness	Depth	Density	Shield	Sample year	[¹⁰ Be]	Uncertainty	[²⁶ Al]	Uncertainty
			°N	°E							m asl	cm	cm	g.cm ⁻³
CA01	Depth-profile	Till	44.8981970	2.5184444	666	10.0	95 - 105	2.2	1.000	2020	42908	4947	273208	38340
CA02	Depth-profile	Till	44.8981970	2.5184444	666	10.0	195 - 205	2.2	1.000	2020	17269	4210	91891	18972
CA03	Depth-profile	Till	44.8981970	2.5184444	666	20.0	325 - 345	2.2	1.000	2020	11021	5621	35199	12219
CA04	Depth-profile	Till	44.8957445	2.7984443	725	10.0	40 - 50	2.2	0.997	2020	103881	5746	754087	52176
CA05	Depth-profile	Till	44.8957445	2.7984443	725	10.0	85 - 95	2.2	0.997	2020	66880	7357	427634	43644
CA06	Depth-profile	Till	44.8957445	2.7984443	725	10.0	130 - 140	2.2	0.997	2020	38295	3460	248781	28287
CA07	Depth-profile	Till	44.8957445	2.7984443	725	10.0	225 - 235	2.2	0.997	2020	29493	3877	115255	17917
CA08	Depth-profile	Till	45.3117517	2.6423900	891	5.0	15 - 20	2.2	1.000	2020	93024	9453	102328	15181
CA09	Depth-profile	Till	45.3117517	2.6423900	891	5.0	30 - 35	2.2	1.000	2020	109806	5699	812624	71538
CA10	Depth-profile	Till	45.3117517	2.6423900	891	5.0	70 - 75	2.2	1.000	2020	92445	5878	627069	100056
CA11	Depth-profile	Till	45.3117517	2.6423900	891	5.0	120 - 125	2.2	1.000	2020	48675	5174	373916	41071
CA12	Verrou	Granit	45.1823404	2.5796545	796	2.5	-	2.6	0.990	2020	155699	10798	730816	238572
CA13	Verrou	Granit	45.2266446	2.7110490	916	2.0	-	2.6	0.999	2020	183178	11449	599417	182590
CTL-23	Boulder	Gneiss	45.4029600	2.4830200	716	4.2	-	2.6	1.000	2017	141289	4885	-	-
CTL-25	Boulder	Gneiss	45.4043500	2.4842700	716	1.9	-	2.6	1.000	2017	154236	6440	-	-

Tableau 2B. Échantillons ¹⁰Be et ²⁶Al prélevés dans les Monts du Cantal

ID	Type	Lithology	Latitude	Longitude	Elevation	Thickness	Depth	Density	Shield	Sample year	[³⁶ Cl/ ³⁷ Cl]	±	[³⁶ Cl/ ³⁷ Cl]	±	[Cl] in sample*	±	[³⁶ Cl]	±
			°N	°E	m asl	cm	cm	g.cm ⁻³	calendar year									
CA16	Boulder	Tb.	45.1161	2.9871	987	2.0	-	2.5	1.000	2021	6.047	0.099	8.44E-13	4.04E-14	106.23	4.41	2252568	117645
CA17	Boulder	Tb.	45.1163	2.9779	985	1.8	-	2.5	1.000	2021	6.972	0.114	8.48E-13	3.89E-14	85.07	3.14	2097393	102332
CA18	Boulder	Tb.	45.0887	2.8828	1098	1.3	-	2.5	1.000	2021	12.020	0.196	1.72E-13	1.02E-14	39.40	1.15	343106	20838
CA20	Boulder	Tb.	45.0890	2.8837	1095	1.3	-	2.5	1.000	2021	28.816	0.478	1.53E-13	1.21E-14	12.72	0.35	251653	2376
CA25	Boulder	Tb.	44.9848	2.8994	1042	3.0	-	2.5	1.000	2021	19.505	0.319	1.80E-13	1.15E-14	19.93	0.54	302775	19955
CA26	Boulder	Tb.	44.9847	2.9000	1034	1.3	-	2.5	1.000	2021	22.050	0.360	1.58E-13	8.07E-15	18.82	0.51	286149	15158
CA27	Boulder	Tb.	44.9186	2.7279	991	1.5	-	2.5	1.000	2021	7.803	0.156	1.44E-13	8.27E-15	90.76	3.74	421994	25582
CA28	Boulder	Basalt	44.9180	2.7367	1001	5.5	-	3.0	1.000	2021	4.518	0.075	1.24E-13	7.17E-15	407.41	26.13	934642	66253
CA30	Boulder	Tb.	44.9382	2.7335	1003	7.0	-	2.5	1.000	2021	7.480	0.123	1.31E-13	7.95E-15	80.14	2.84	324393	20625
CA31	Boulder	Tb.	44.9395	2.7353	1011	4.5	-	2.5	1.000	2021	11.756	0.192	1.30E-13	7.22E-15	38.34	1.13	243678	14159
CA32	Boulder	Tb.	44.9393	2.7365	1005	1.3	-	2.5	1.000	2021	6.683	0.109	1.36E-13	7.89E-15	96.46	3.67	360699	22210
CA33	Boulder	Tb.	44.9845	2.9010	1022	1.0	-	2.5	1.000	2021	20.223	0.331	1.56E-13	1.18E-14	19.21	0.52	262134	20342
CA34	Boulder	Trachyte	44.9174	2.7274	990	2.0	-	2.5	1.000	2021	27.047	0.446	1.45E-13	8.88E-15	19.13	0.52	333328	2136
CA36	Boulder	Trachyte	45.0513	2.7946	1393	1.8	-	2.5	0.998	2021	10.350	0.171	1.65E-13	9.44E-15	47.41	1.45	336995	20035
CA37	Boulder	Trachyte	45.0527	2.7948	1394	1.5	-	2.5	0.999	2021	9.317	0.160	1.89E-13	1.21E-14	55.98	1.85	411488	27096
CA38	Depth-profile	Till	44.9392	2.7689	1051	10.0	45 - 55	2.2	0.999	2021	24.735	0.417	8.81E-14	5.65E-15	40.79	1.13	38724	26169
CA39	Depth-profile	Till	44.9392	2.7689	1051	5.0	105 - 110	2.2	0.999	2021	34.093	0.569	7.31E-14	5.41E-15	23.81	0.66	265875	21008
CA40	Depth-profile	Till	44.9392	2.7689	1051	6.0	231 - 237	2.2	0.999	2021	34.714	0.565	2.74E-14	2.88E-15	15.76	0.43	62434	7805
CA41	Boulder	Basalt	44.9397	2.7157	1067	2.3	-	3.0	1.000	2021	20.182	0.331	8.02E-14	5.30E-15	24.48	0.67	168413	11786
CA42	Boulder	Basalt	44.9398	2.7157	1067	1.8	-	3.0	1.000	2021	7.702	0.126	9.81E-14	6.73E-15	72.86	2.52	225520	16258
CA43	Boulder	Basalt	44.9392	2.7160	1066	2.0	-	3.0	1.000	2021	6.048	0.099	1.58E-13	8.43E-15	114.33	4.75	448930	26041
CTL-01	Boulder	Basalt	44.9108	2.5019	639	2.0	-	3.0	1.000	2017	8.703	0.150	1.48E-13	9.39E-15	30.86	1.75	164419	11052
CTL-02	Boulder	Breccia	44.9112	2.5014	646	3.5	-	2.6	1.000	2017	3.757	0.067	9.48E-14	6.81E-15	269.69	31.28	394225	47590
CTL-03	Boulder	Breccia	44.9111	2.4984	640	2.6	-	2.6	1.000	2017	8.684	0.262	1.37E-13	8.48E-15	33.07	2.27	162618	10935
CTL-04	Boulder	Breccia	44.9200	2.4945	818	1.1	-	2.6	1.000	2017	3.459	0.059	1.11E-13	7.77E-15	521.28	95.01	821345	147266
CTL-05	Boulder	Basalt	45.1875	2.8935	1140	4.1	-	3.0	1.000	2017	3.915	0.069	1.65E-13	9.60E-15	222.61	22.07	591868	58229
CTL-06	Boulder	Basalt	45.1875	2.8936	1140	2.0	-	3.0	1.000	2017	3.807	0.069	1.38E-13	9.35E-15	241.35	26.83	521628	59393
CTL-07	Boulder	Basalt	45.1875	2.8939	1140	1.5	-	3.0	1.000	2017	3.998	0.073	1.54E-13	8.86E-15	200.11	19.28	507723	48179
CTL-08	Boulder	Basalt	45.1876	2.8943	1140	3.3	-	3.0	1.000	2017	4.085	0.073	1.62E-13	9.27E-15	183.85	16.57	501243	44972
CTL-09	Boulder	Basalt	45.1875	2.8945	1140	2.2	-	3.0	1.000	2017	3.985	0.069	1.80E-13	1.04E-14	205.65	19.27	607426	56892
CTL-10	Boulder	Basalt	45.1299	2.9978	786	5.5	-	3.0	0.999	2017	3.118	0.107	1.34E-13	6.67E-15	-18810.64	211788.45	-32450560	365327114
CTL-11	Boulder	Basalt	45.1270	3.0003	792	4.5	-	3.0	0.999	2017	3.525	0.110	1.32E-13	6.39E-15	386.65	106.03	743191	183462
CTL-12	Boulder	Basalt	45.1272	2.9997	796	2.1	-	3.0	0.999	2017	3.367	0.110	1.36E-13	6.57E-15	756.61	344.67	1431488	606957
CTL-13	Boulder	Basalt	45.1267	2.9987	800	3.4	-	3.0	0.999	2017	3.357	0.103	1.50E-13	6.99E-15	768.48	340.97	1599893	662649
CTL-14	Boulder	Basalt	45.1256	2.9978	809	4.6	-	3.0	0.999	2017	3.525	0.110	1.13E-13	5.64E-15	449.83	124.01	742284	184408
CTL-15	Boulder	Basalt	45.2138	2.9711	1208	3.0	-	2.5	1.000	2017	4.776	0.138	1.80E-13	8.27E-15	103.89	8.92	371212	26799
CTL-16	Boulder	Basalt	45.2138	2.9707	1207	1.8	-	2.5	1.000	2017	3.905	0.143	1.57E-13	7.29E-15	248.86	45.70	631190	96765
CTL-17	Boulder	Basalt	45.2161	2.9660	1195	1.5	-	2.5	1.000	2017	3.817	0.115	1.57E-13	7.41E-15	247.10	41.13	611934	87823
CTL-18	Boulder	Basalt	45.2174	2.9664	1208	2.8	-	2.5	1.000	2017	4.533	0.226	1.98E-13	8.98E-15	123.23	19.84	458971	54619
CTL-19	Boulder	Basalt	45.2205	2.9648	1195	2.5	-	2.5	1.000	2017	5.409	0.175	1.55E-13	8.82E-15	84.38	6.69	294470	21429
CTL-20	Boulder	Breccia	44.9503	2.5897	649	4.6	-	2.6	0.998	2017	3.807	0.115	8.94E-14	5.45E-15	268.53	45.52	378676	57261
CTL-21	Boulder	Basalt	44.9509	2.5913	648	5.9	-	3.0	0.998	2017	4.961	0.149	1.79E-14	1.67E-15	98.74	8.23	36411	3905
CTL-22	Boulder	Phonolite	45.4021	2.4835	712	2.2	-	3.0	1.000	2017	12.449	0.365	3.04E-13	1.34E-14	18.43	0.83	300900	13673
CTL-24	Boulder	Phonolite	45.4014	2.4816	745	3.2	-	3.0	0.998	2017	4.472	0.130	2.83E-13	1.23E-14	125.81	12.39	660479	53437
CTL-26	Boulder	Phonolite	45.4044	2.4839	718	4.0	-	3.0	0.999	2017	3.209	0.108	1.98E-13	8.64E-15	2179.89	2857.25	5713717	7276918
CTL-27	Boulder	Basalt	45.2950	2.9375	1324	4.8	-	3.0	1.000	2017	10.026	0.313	3.14E-13	1.38E-14	24.94	1.25	335340	15611
CTL-28	Boulder	Phonolite	45.2954	2.9373	1329	4.0	-	3.0	1.000	2017	12.311	0.463	2.72E-13	1.19E-14	19.50	1.08	282276	12954
CTL-29	Boulder	Phonolite	45.2952	2.9368	1328	1.6	-	3.0	1.000	2017	8.407	0.322	3.00E-13	1.31E-14	34.12	2.21	365122	18109
CTL-30	Boulder	Phonolite	45.2954	2.9377	1329	1.4	-	3.0	1.000	2017	9.757	0.346	3.14E-13	1.39E-14	27.26	1.54	355852	16920
CTL-31	Boulder	Basalt	45.2949	2.9380	1323	1.3	-	3.0	1.000	2017	40.496	1.573	7.65E-14	4.58E-15	4.71	0.26	73453	4414

Tableau 3B. Échantillons ³⁶Cl prélevés dans les Monts du Cantal et le versant ouest du Cézallier. Tb. pour Trachy-andésite.

Échantillon	Lithologie	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Cl	Li	B	Sm	Gd	Th	U
ID		wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
CTL-01	Tr.	53.79	18.33	8.30	0.16	1.06	5.44	4.56	3.43	1.70	0.72	2.33	125	19.40	5.10	10.59	7.95	10.79	2.97
CTL-02	Br	51.36	15.90	9.41	0.14	2.57	6.65	2.87	2.16	2.25	0.65	6.29	285	18.50	5.00	10.43	8.43	9.10	2.61
CTL-03	Br	51.12	17.84	9.14	0.16	2.12	7.23	3.78	2.77	2.10	0.60	2.53	98	13.90	5.20	9.20	7.23	8.51	2.25
CTL-05	Ba	41.37	13.21	13.91	0.21	9.75	11.06	3.55	1.83	2.93	0.82	0.13	1040	6.15	4.30	10.02	7.95	9.36	2.55
CTL-08	Ba	41.39	13.24	14.56	0.21	9.81	10.82	3.49	1.89	2.96	0.80	0.05	840	6.82	4.80	10.20	8.02	9.78	2.64
CTL-11	Ba	40.70	12.45	13.00	0.21	11.65	10.77	2.78	1.88	2.80	0.91	2.51	1040	7.91	3.20	9.19	7.36	7.20	1.82
CTL-16	Ba	43.15	13.27	12.21	0.18	10.95	10.52	3.47	1.47	2.88	0.71	1.06	760	6.40	2.30	8.12	6.73	6.85	1.72
CTL-20	B	53.86	15.60	7.17	0.16	4.84	5.64	4.75	3.60	1.53	0.42	1.93	225	18.80	6.51	6.64	5.40	17.08	4.99
CTL-21	Br	51.06	16.87	9.28	0.13	2.46	7.70	3.33	2.38	2.35	0.67	3.78	245	10.70	3.60	9.38	7.61	7.33	1.80
CTL-24	Ph	53.74	18.73	5.35	0.19	1.10	5.30	5.29	4.82	1.37	0.33	2.76	470	16.80	4.60	7.35	5.82	19.64	7.00
CTL-26	Ph	57.23	20.15	3.03	0.21	0.39	2.65	8.33	5.61	0.53	0.10	1.68	2870	20.40	8.90	3.82	3.14	26.47	7.47
CTL-28	Ph	60.43	15.59	5.88	0.15	2.16	3.80	4.60	3.79	1.25	0.34	1.74	82	25.60	7.20	6.48	5.46	20.28	5.81
CTL-29	Ph	60.45	15.31	5.52	0.08	2.10	3.76	4.58	3.81	1.17	0.36	2.21	100	28.00	10.40	6.52	5.33	20.66	5.70
CTL-30	Ph	61.43	15.29	5.39	0.10	2.32	3.75	4.64	3.90	1.12	0.32	1.52	83	26.50	8.30	5.70	4.57	19.80	5.71
CTL-31	Ba	43.05	11.69	12.02	0.18	14.14	9.40	3.06	1.39	2.46	0.55	1.08	390	6.38	3.00	7.42	6.11	5.49	1.42

Tableau 4B. Composition chimique des échantillons (avant préparation chimique) prélevés pour datation par ³⁶Cl. Tr : Trachy-andésite, Br : Brèche volcanique ; Ba : Basalte et Ph : Phonolite.

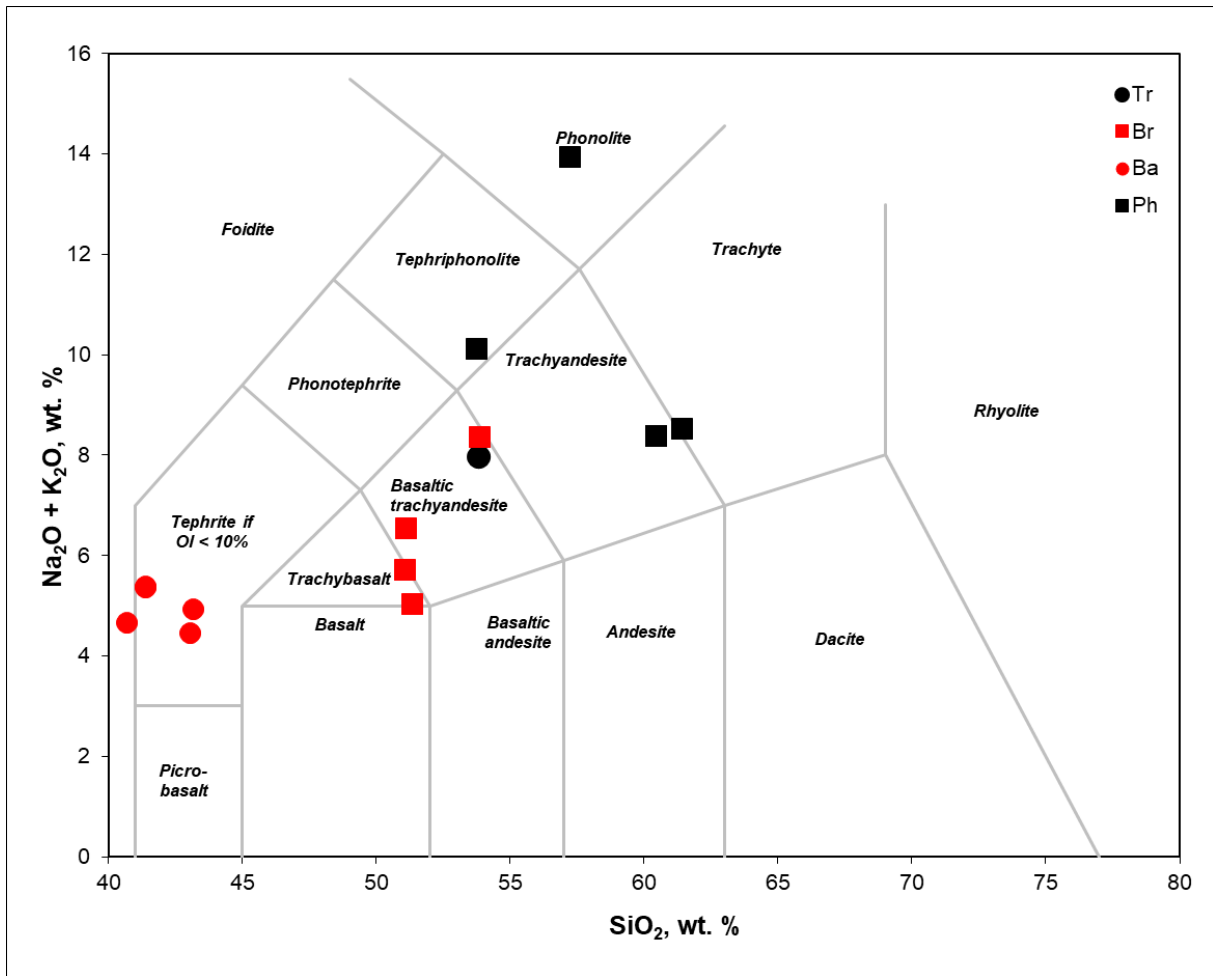


Figure 1B. Projection de la composition chimique des échantillons dans le diagramme alcalins-silice de classification des roches volcaniques (Le Bas et al., 1986).

Sample ID	SiO2 wt. %	Al2O3 wt. %	Fe2O3 wt. %	MnO wt. %	MgO wt. %	CaO wt. %	Na2O wt. %	K2O wt. %	TiO2 wt. %	P2O5 wt. %	LOI wt. %	Total Cl ppm
CA16	58.09	14.00	10.33	0.14	3.13	5.04	3.11	3.33	2.37	0.00	0.94	106
CA17	56.21	13.71	10.91	0.16	3.76	5.47	3.06	3.22	2.45	0.00	0.72	85
CA18	58.04	16.78	7.54	0.10	1.93	5.18	4.40	3.32	1.94	0.00	0.37	39
CA20	59.26	16.42	8.14	0.09	1.36	4.29	4.18	3.31	2.02	0.00	0.90	13
CA25	60.79	16.38	6.95	0.09	1.33	4.10	4.27	3.57	1.78	0.00	1.03	20
CA26	59.40	15.74	7.59	0.11	1.64	4.33	4.03	3.31	1.86	0.00	0.95	19
CA27	58.74	17.08	6.60	0.10	1.88	4.97	4.59	2.86	1.85	0.00	1.13	91
CA28	48.70	10.48	10.86	0.14	8.07	11.30	1.96	0.89	3.10	0.41	2.67	407
CA30	60.18	17.14	6.32	0.11	1.94	4.97	4.61	2.91	1.62	0.00	0.57	80
CA31	57.01	16.24	9.60	0.16	2.21	5.32	4.43	2.76	2.37	0.00	0.46	38
CA32	60.25	16.65	6.16	0.13	1.98	4.99	4.51	2.77	1.63	0.00	0.65	96
CA33	58.95	15.79	8.53	0.11	1.81	4.85	3.98	3.10	2.09	0.00	1.13	19
CA34	60.88	18.12	4.38	0.15	1.10	4.36	5.37	3.75	1.00	0.00	0.81	19
CA36	65.80	15.91	5.00	0.06	0.62	3.06	4.32	3.60	1.20	0.00	0.97	47
CA37	63.98	16.00	5.91	0.07	0.76	3.08	4.32	3.60	1.28	0.00	0.84	56
CA38	46.04	8.77	14.83	0.19	9.39	11.56	1.76	0.80	4.67	0.15	0.79	41
CA39	50.76	7.06	13.73	0.17	10.46	8.94	1.38	0.90	3.86	0.00	1.56	24
CA40	51.61	7.46	14.56	0.18	8.20	9.74	1.53	0.86	4.46	0.00	1.56	16
CA41	52.17	10.49	11.64	0.15	8.24	9.18	2.27	1.40	3.38	0.00	1.62	24
CA42	47.60	10.15	13.33	0.18	10.29	10.60	2.12	1.09	3.89	0.11	0.39	73
CA43	50.12	11.40	11.79	0.16	7.75	10.10	2.50	1.38	3.30	0.20	0.90	114
CTL-01	59.39	18.69	5.27	0.06	0.63	3.79	5.25	4.14	1.72	< L.D.	0.89	31
CTL-02	56.75	16.41	6.03	0.09	2.83	7.65	3.41	2.63	2.27	0.16	1.47	270
CTL-03	55.20	15.60	9.24	0.11	2.70	6.28	3.86	3.41	2.90	< L.D.	0.45	33
CTL-04	58.50	16.01	6.24	0.09	2.18	6.12	3.55	3.42	2.27	0.14	1.80	100
CTL-05	44.03	10.42	12.94	0.19	10.73	12.62	2.22	1.04	3.39	0.46	1.02	223
CTL-06	44.11	10.43	12.96	0.19	10.53	12.43	2.38	1.09	3.35	0.50	1.21	241
CTL-07	44.09	10.37	13.39	0.19	10.20	12.95	2.09	1.02	3.57	0.41	0.82	200
CTL-08	44.17	10.38	12.83	0.19	10.57	12.72	2.25	0.95	3.36	0.41	1.06	184
CTL-09	44.07	10.12	13.17	0.19	10.68	12.94	2.07	0.97	3.50	0.43	1.08	206
CTL-10	42.05	7.18	13.50	0.20	21.23	8.02	1.46	0.87	2.05	0.56	3.01	n.a.
CTL-11	42.31	4.75	14.74	0.22	26.62	6.34	0.81	0.48	1.60	0.42	1.38	387
CTL-12	44.79	7.30	12.91	0.19	16.84	9.53	1.32	0.77	2.40	0.65	3.03	757
CTL-13	41.37	8.29	12.83	0.19	18.10	8.76	1.68	1.05	2.22	0.63	4.15	768
CTL-14	43.72	7.62	12.58	0.18	15.86	10.27	1.31	0.78	2.60	0.68	3.64	450
CTL-15	43.91	7.68	13.67	0.21	18.05	10.44	1.55	0.52	2.27	0.24	0.40	104
CTL-16	44.22	8.54	13.03	0.19	15.03	11.35	1.92	0.62	2.72	0.44	1.17	249
CTL-17	44.88	10.28	11.92	0.18	11.60	11.81	2.43	0.95	2.94	0.58	1.91	247
CTL-18	43.69	7.02	13.77	0.21	18.96	10.71	1.45	0.47	2.23	0.28	0.50	123
CTL-19	44.03	6.65	14.28	0.22	20.36	10.27	1.35	0.44	2.17	0.26	0.25	84
CTL-20	57.13	17.78	5.02	0.08	2.60	8.75	3.20	2.18	1.43	0.15	2.15	269
CTL-21	56.36	19.23	4.20	0.06	1.84	7.71	3.89	2.56	1.68	0.20	1.76	99
CTL-22	58.50	16.74	5.15	0.18	1.20	4.74	4.58	4.83	1.42	0.16	2.81	18
CTL-24	58.16	16.90	5.11	0.19	1.13	4.86	4.90	4.97	1.41	0.18	2.14	126
CTL-26	61.01	17.55	3.12	0.20	0.55	2.70	6.26	5.62	0.61	0.10	2.16	2180
CTL-27	64.86	16.07	3.52	0.06	2.50	3.54	4.96	3.71	0.92	0.00	0.39	25
CTL-28	63.39	16.05	3.70	0.06	3.93	3.68	4.93	3.38	0.87	0.00	0.25	19
CTL-29	62.28	15.05	4.28	0.07	4.53	3.64	4.61	3.54	0.95	0.00	0.51	34
CTL-30	64.46	15.62	3.56	0.07	2.56	3.36	4.87	3.78	0.91	0.00	0.51	27
CTL-31	40.55	1.47	14.99	0.22	40.21	2.50	0.29	0.08	0.48	0.00	-0.84	5

Tableau 5B. Composition chimique des échantillons pour datation par ^{36}Cl (après traitement).

ANNEXE C - Déglaciation du Cirque du Lagnon : datation radiocarbone en arrière du cordon de la Jambe

Le cirque du Lagnon est le plus haut cirque du Cantal avec un plancher à environ 1400 m d'altitude. On trouvera la localisation de ce cirque dans la **Discussion générale – section 2.4**. Il se développe essentiellement dans des trachytes, parfois poreuses. Au pied de son versant ouest, est identifiée une légère dépression tourbeuse fermée par un cordon à blocs interprété comme une moraine frontale (moraine de la Jambe). Elle délimite un glacier de cirque d'environ 0.1 à 0.2 km² (**Fig. 1C**).

Ce paléoglacier est probablement l'un des derniers glaciers à avoir subsisté dans les Monts du Cantal, du fait de son altitude élevée et de son orientation nord-est. La seule contrainte chronologique disponible à ce jour est celle obtenue via deux âges ³⁶Cl sur des blocs erratiques enchâssés dans la moraine de Prat de Bouc, qui nappe le col à 1392 m d'altitude, à moins de 500m de distance de la moraine de la Jambe (**Fig. 1C**). Cette moraine, datée entre environ 17 et 14 ka, soit à la fin du Dryas ancien et le début du Bölling/Alleröd, marque le début de la contraction des paléoglaciers du Cantal en glaciers de cirque.

Dans ce contexte, la datation radiocarbone des sédiments emplissant la dépression en arrière de la moraine de la Jambe, dernier vestige supposé du glacier du Lagnon, apparaît comme une étape essentielle. Trois carottages sont réalisés à l'aide d'une gouge dans la tourbière : PDB-1, PDB-2 et PDB-3. Chaque carottage est doublé. Le fond de la dépression n'est jamais atteint.

Ces trois carottages montrent la même succession sur environ 1,5 m de profondeur :

- d'abord, sur une épaisseur d'environ 50 cm, est identifiée une tourbe fibrique (à macro-reste) claire peu compacte.
- ensuite, sur environ 1 m de profondeur, on trouve une tourbe brune très foncée. Dans ces deux unités, de rares billes trachytiques témoignent des débordements des ruisseaux qui drainent la dépression.
- enfin, à environ 1,4 m de profondeur est identifié un niveau plus minéral à billes trachytiques supporté par une matrice limono-argileuse grise claire. Le refus de tarière est rencontré dans ce dernier niveau plus minéral, parfois associée à un niveau plus graveleux rouge.

Un échantillon, pour datation radiocarbone (¹⁴C), est prélevé à la base (150 cm) de la carotte PDB-2 dans le niveau plus minéral et est nommé PDB 2-3 (**Fig. 1C**). L'échantillon est directement prélevé depuis les sédiments de la carotte (*bulk*) et est daté à 7570 - 7431 cal BP (95.4%).

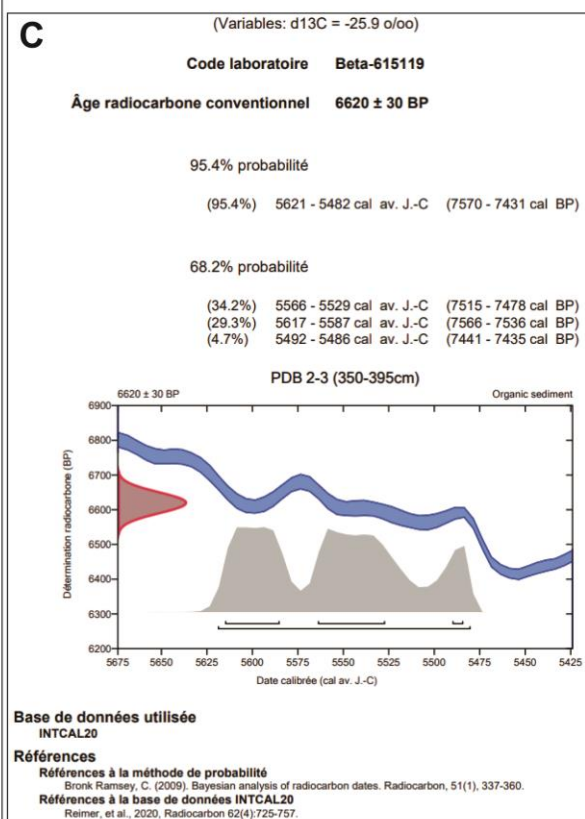
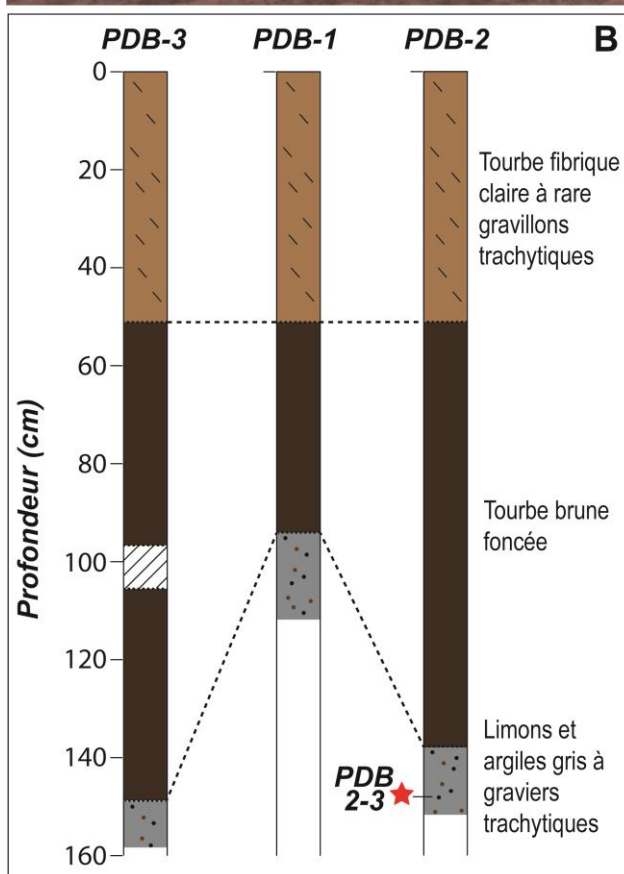
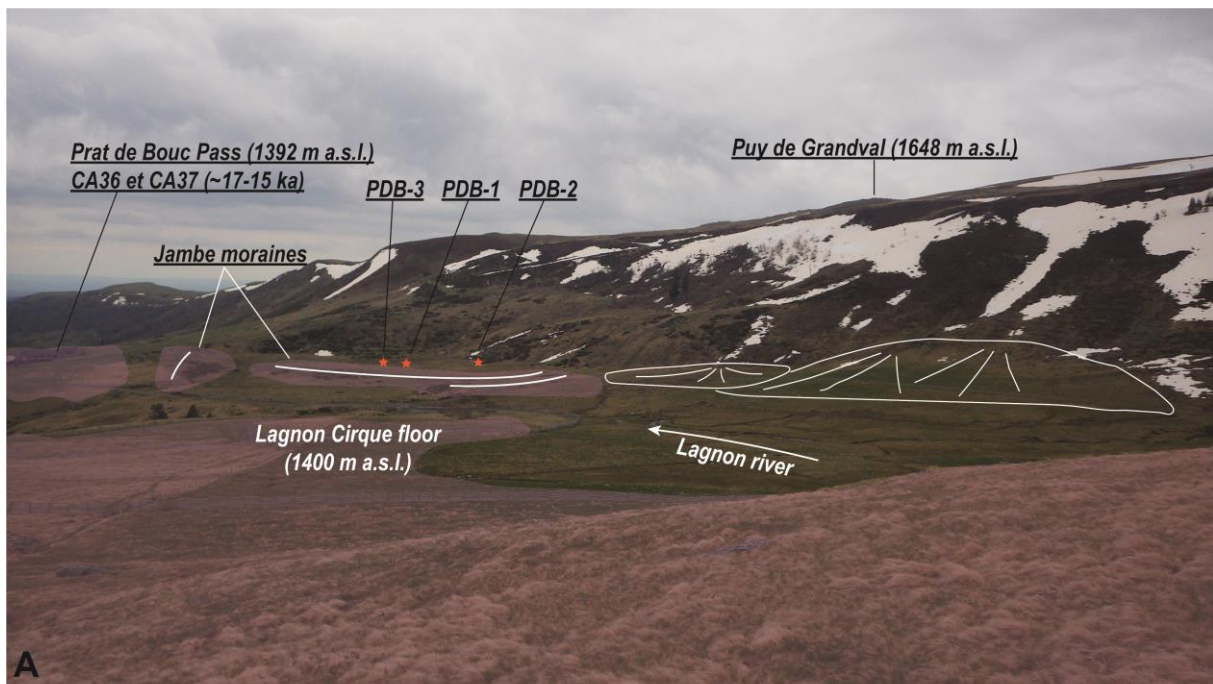


Figure 1C. La moraine de la Jambe dans le cirque du Lagnon. **A)** Photographie annotée du fond de cirque du Lagnon en direction du sud-est. **B)** Log stratigraphique des carottages réalisés en arrière de la moraine de la Jambe. **C)** Résultat de la datation ^{14}C et informations sur la calibration de l'âge de l'échantillon PDB 2-3.

Ainsi, il apparaît que la base de la séquence est datée à l'Holocène moyen. Compte tenu de l'âge attendu pour la déglaciation totale des cirques du Cantal (au plus tard avant l'Holocène - 11,7 ka), cet âge ne peut fournir un jalon chronologique robuste pour la déglaciation du cirque du Lagnon. Cependant, cet âge peut être interprété un âge maximal de début de la turfigénèse dans ce secteur.

ANNEXE D - Taux d'érosion sous-glaciaire à partir des héritages d'exposition contenus dans les verrous

Les âges d'exposition obtenus depuis des verrous sont souvent associés à des héritages d'exposition. Ces cas reflètent une érosion sous-glaciaire, durant les périodes d'englacement, insuffisante pour éroder la masse de roche (4-5 m de profondeur) déjà exposée. Ainsi, pour des scénarios de déglaciation bien contraint par d'autres jalons chronologiques, il est possible de quantifier l'héritage d'exposition et ainsi proposer un taux d'érosion sous-glaciaires (**Fig. 1D** ; Crest et al., 2017). La procédure de calcul est la suivante (**Éq. 1D**) :

$$N_{\text{héritée}} = (N_{\text{mesurée}} - N_{x=0, \varepsilon=0, t=\text{postglaciaire}}) e^{\lambda * t_{\text{glaciaire}}}$$

Éq. 1D

Il faut pour cela définir la durée de trois périodes : la durée d'exposition préglaciaire, la durée d'écrantage glaciaire et la durée d'exposition postglaciaire. Ici, le cas d'un scénario chronologique simple est utilisé avec :

- une exposition préglaciaire de 20 ka (durée de l'interglaciaire Éémien),
- un écrantage glaciaire de 90 ka jusqu'à la déglaciation des vallées du Cantal, il y a environ 17 ka (**Chapitre 4, Discussion générale**)
- qui correspond donc à la durée d'exposition postglaciaire, soit 17 ka (**Tableau 1D**).

Selon ce scénario, les échantillons CA12 et CA13 donnent des taux d'érosion sous-glaciaire respectivement de 3,5 et 2,7 mm.ka⁻¹. Le scénario chronologique d'englacement proposé est très frustré. De futures études pourront permettre de l'affiner et ainsi de mieux contraindre les taux d'érosions sous-glaciaires dans les vallées du Cantal.

ID	Mesure	Scénario chronologique			Modélisation		
	[Be-10] 10 ³ at.g ⁻¹	Exposition préglaciaire ka	Glaciation ka	Exposition postglaciaire ka	[Be-10] héritée 10 ³ at.g ⁻¹	Profondeur d'érosion cm	Taux d'érosion mm.ka ⁻¹
CA12	155.7 ± 9.76	20	90	17	23.78	311	3.46
CA13	183.18 ± 10.81	20	90	17	38.26	248	2.76

Tableau 1D. Modélisation du taux d'érosion sous-glaciaire en fonction du scénario chronologique de glaciation « simple ».

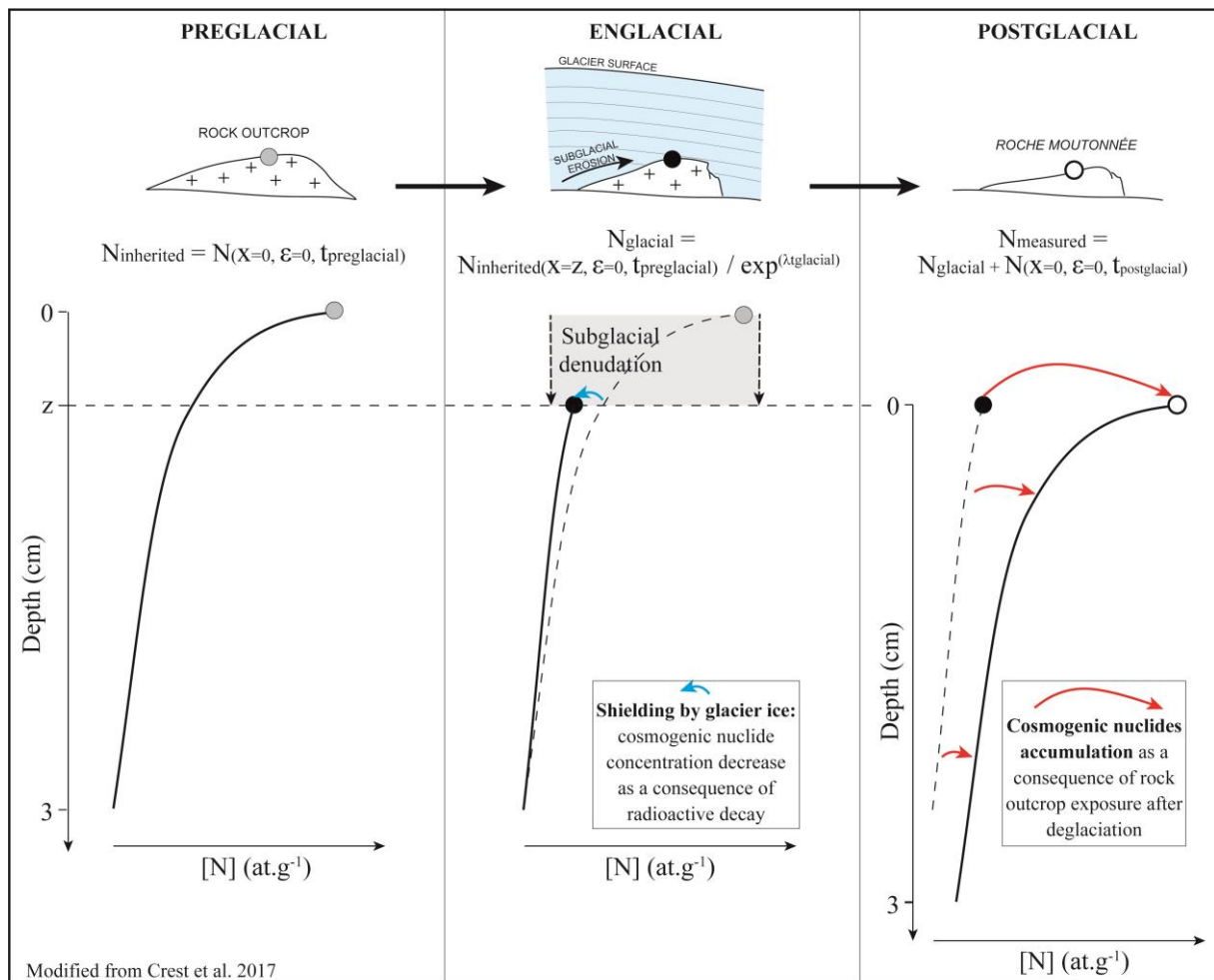


Figure 1D. Schéma de l'évolution des concentrations en Nucléides Cosmogéniques Terrestres produits in situ en fonction de l'érosion sous-glaciaire.

ANNEXE E - Quantification des taux d'érosion sur blocs erratiques en Aubrac : apports des mesures par ^{10}Be et ^{26}Al

Quantifier les taux d'érosion à la surface des blocs erratiques, daté par Nucléides Cosmogéniques Terrestres (NCT), est une étape importante pour bien contraindre l'âge d'exposition, quand cela est possible sur le terrain (mesure du déchaussement des phénocristaux par exemple). Dans le cas de cette thèse, aucune mesure sur les blocs n'a permis de quantifier l'érosion à leur surface.

Dans le cas où la mesure de deux nucléides cosmogéniques est réalisée pour un même échantillon, par exemple le couple ^{10}Be et ^{26}Al , il est possible de calculer à la fois le taux d'érosion et l'âge d'expositions. En reprenant les données acquises sur les blocs erratiques échantillonnés dans les Monts d'Aubrac, nous proposons de calculer les taux d'érosion associés à ces blocs. Les calculs sont réalisés à l'aide du complément Excel CosmoCalc (Vermeesch, 2007) en utilisant les mêmes paramètres de calcul que dans le **Chapitre 2**. Les résultats sont présentés dans le **Tableau 1E**. Ils montrent un taux d'érosion, par bloc, très variables entre 0 et $12,91 \text{ mm.k.a}^{-1}$, pour une moyenne à $2,63 \text{ mm.k.a}^{-1}$, proche des valeurs standards généralement admises pour les régions de montagne des moyennes latitudes (Balco, 2011).

ID	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ mesurée	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ incertitude	Age d'exposition ka	2,5 pctlile	97,5 pctlile	Taux d'érosion	2,5 pctlile	97,5 pctlile
				ka	ka	mm.k.a^{-1}	mm.k.a^{-1}	mm.k.a^{-1}
AU01	4.19	0.48	8.95	8.27	19809.60	10.63	5.86	86.83
AU02	4.24	0.36	17.53	16.44	118.61	0.28	0.28	35.53
AU03	4.65	0.81	3.46	2.68	2008.94	98.60	76.97	293.44
AU04	5.61	0.65	7.24	6.74	19928.69	39.98	36.66	128.80
AU05	6.15	0.42	20.33	17.77	11361.97	6.05	1.20	37.89
AU06	5.23	0.42	16.26	14.92	19108.30	0.03	0.00	44.02
AU07	6.08	0.56	15.17	13.61	18366.37	4.08	1.89	50.34
AU08	5.93	0.48	16.32	14.99	18119.37	0.01	0.00	43.47
AU09	6.42	1.19	7.25	6.21	19821.69	9.39	4.14	108.39
AU10	5.82	0.67	27.50	23.23	19896.30	12.91	8.93	36.14
AU11	5.07	0.31	43.63	40.62	1009.05	0.08	0.01	14.91
AU12	6.56	0.79	17.48	15.63	16124.04	0.01	0.00	42.01
AU13	6.22	0.48	21.64	18.92	19821.43	6.11	2.63	36.16
AU14	3.88	0.36	15.10	13.95	3235.70	1.53	1.06	47.16
AU15	6.49	0.58	18.87	17.24	19228.42	0.51	0.08	38.14
AU16	6.24	0.73	24.04	22.84	19845.02	0.09	0.07	28.64
AU17	5.85	0.61	23.95	22.27	17541.32	1.40	0.28	29.77
AU31	6.30	0.43	17.46	16.73	19761.30	1.64	1.17	40.09
AU32	5.00	0.33	13.78	12.71	18427.84	0.00	0.00	50.12
AU33	5.17	0.39	14.70	13.63	19728.75	3.69	3.12	50.01
Moyenne (hors outlier)						2.63	1.40	40.17

Tableau 2E. Age d'exposition et taux d'érosion des blocs erratiques datés dans les Monts d'Aubrac, selon le couple ^{10}Be et ^{26}Al . Les échantillons grisés correspondent à ceux interprétés comme des outliers (**Chapitre 2**) et ne sont pas pris en compte dans le calcul de la moyenne.

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION GÉNÉRALE

<i>Figure 0-1. La période du Quaternaire à la fin de l'ère Cénozoïque et l'exemple de la dernière glaciation : emprise des glaciations et ampleur du refroidissement lors de la dernière période glaciaire.</i>	13
<i>Figure 0-2. Cycles glaciaires/interglaciaires des derniers 800 ka (Landais, 2016).</i>	15
<i>Figure 0-3. Cycles glaciaires/interglaciaires et variations des paramètres orbitaux au cours des 500 derniers milliers d'années</i>	17
<i>Figure 0-4. Aperçu du dernier cycle glaciaire.</i>	19
<i>Figure 0-5. Les événements de Heinrich.</i>	21
<i>Figure 0-6. Exemple des différentes échelles spatiales de l'asynchronicité des paléoglaciers au Pléistocène supérieur</i>	23
<i>Figure 0-7. Photographie annotée de la semelle du glacier Findelen (Suisse) montrant la charge sédimentaire de la glace active, les sédiments meubles en cours d'entraînement et déposés en contact avec le glacier (extrait de Menzies, 2018). Noter la forte densité en débris de la glace basale, pouvant contenir jusqu'à 75 % du volume de débris (en volume).</i>	26
<i>Figure 0-8. Modèle conceptuel de l'approche géomorphologique pour la reconstitution des fluctuations paléoglacières.</i>	28
<i>Figure 0-9. Bilan de masse d'un glacier.</i>	30
<i>Figure 0-10. Synthèse de l'évolution des méthodes de datation radiométrique applicables aux paysages déglacés dans les montagnes du bassin méditerranéen (extrait de Allard et al., 2021b).</i>	33
<i>Figure 0-11. Généralités sur les TCN produits in situ : mise en évidence des variations des taux de production à différentes échelles spatio-temporelles.</i>	35
<i>Figure 0-12. Application de la datation par TCN à des blocs erratiques ou des surfaces érodées.</i>	38
<i>Figure 0-13. Les trois cas de figure théoriques illustrant les histoires d'exposition d'un bloc erratique d'après Heyman et al. (2011).</i>	39
<i>Figure 0-14. Application de la datation par profil de TCN à une moraine.</i>	41
<i>Figure 0-15. Carte des reliefs du Massif central et localisation des massifs englacés durant le Pléistocène supérieur. Les lignes pointillées noires délimitent l'emprise maximale des paléoglaciers au cours du LGM (Ehlers et al., 2011).</i>	43
<i>Figure 0-16. Dessin réalisé par Boule (1895) d'après une photographie et intitulé : 'Butte moutonnée et escarpée près du Peyroux (Cantal).</i>	44
<i>Figure 0-17. Carte de localisation des emprises LLGM des paléoglaciers du Massif central et du contexte climatique actuel (d'après Jubertie, 2006).</i>	48
<i>Figure 0-18. Carte de synthèse des fluctuations paléoglacières dans le Massif central d'après Veyret (1978) et Etlicher (1986).</i>	50

CHAPITRE 1

Figure 1. Carte géologique simplifiée des Monts d'Aubrac et extension maximale de l'englacement.	58
Figure 2. Tableau chronologique synthétique des fluctuations glaciaires des principaux englacements du Massif central (modifié d'après Defive et al., 2019).	58
Figure 3. Typologie et critères associés pour la dénomination d'une forme et sources de son identification.	59
Figure 4. Exemples de modelés et de formations glaciaires et proglaciaires d'Aubrac.	60
Figure 5. Schéma de la reconstruction 3D du glacier un utilisant la méthode des profils de surface d'équilibre.	61
Figure 6. Carte de localisation des surfaces granitiques raclées et des principaux flux de glace associés sur le plateau d'Aubrac.	62
Figure 7. Croquis géomorphologique de l'alvéole de la Chaldette.	62
Figure 8. Croquis géomorphologique de l'alvéole de Rieutort.	63
Figure 9. Profils transversaux des alvéoles de la Chaldette (A) et de Rieutort (B) présentant le dispositif morpho-stratigraphique.	63
Figure 10. Coupe du Moulin de Sarrat : description litho-stratigraphique.	64
Figure 11. Modélisation 3D du glacier au DMG et reconstruction des ALÉG.	65
Figure 12. Extensions des stades d'englacement des Monts d'Aubrac.	66
Figure 13. L'évolution de l'alvéole de Rieutort en relation avec les fluctuations glaciaires.	67

CHAPITRE 2

Figure 1. Extent and chronology of late Pleistocene glaciation in the Massif Central (Etlicher et al., 1988) and the three groups of glaciated areas according to Veyret (1978).	74
Figure 2. Aubrac Mountains lithostructural context and glacial geomorphology, with the location of sample sites for cosmogenic exposure age dating.	75
Figure 3. Locations of the main glacial landforms and sediments in the Aubrac Mountains from which the morphostratigraphic framework was built.	77
Figure 4. Geomorphological settings of (A) the Allatieux and (B) Longevialle end moraines, with the locations of sampled moraine boulders.	78
Figure 5. Geomorphological settings of (A) the Grandvals end moraine, (B) the Rateylou end moraine and associated isolated boulders and (C) the Bonnecombetill, with sample locations of morainic boulders.	79
Figure 6. Photographs of sampled granitic erratic boulders embedded in glacial landforms in the Aubrac Mountains.	80

Figure 7. Probability density function of MEAs by location versus stadials from the INTIMATE stratigraphy (Rasmussen et al., 2014).	82
Figure 8. Diachronic reconstructions of the Aubrac plateau icefield extent during MIS 2.	83
Figure 9. Synthetic chronological framework for the southwestern Massif Central against main paleoenvironmental proxies cited in the main text.	84

CHAPITRE 3

Figure 1. Location map of the Cère Valley in the Cantal–Cézallier–Mont Dorés glacial system (CCMD), with Local Last Glacial Maximum (LLGM) extent in the Massif Central (Ehlers et al., 2011), and main actual atmospheric influences.	96
Figure 2. Map of glacial and associated deposits in the lower Cère Valley.	98
Figure 3. Photographs of erratic boulders sampled for ^{36}Cl surface exposure dating.	99
Figure 4. Climatic conditions in the western Cantal Mounts.	101
Figure 5. Photographs of geomorphological features in the Cère Valley.	102
Figure 6. Map of glacial and slope deposits and location of the ^{36}Cl samples in the lower part of the Cère Valley.	103
Figure 7. Transverse profiles of the lower Cère Valley showing relationships between deep-seated gravitational slope deformations and the former glacier.	104
Figure 8. Camel plots of ^{36}Cl exposure ages under different erosion rate scenarios (black line: 0 mm.k^{-1} , green line: 10 mm.k^{-1} , red line: 20 mm.k^{-1}) against local glacial chronologies and the chronological scenario of postglacial evolution of the Cère Valley.	105
Figure 9. Reconstruction of the last deglaciation in the Cère Valley according to the Aurillac proglacial lake scenario.	108

CHAPITRE 4

Figure 1. Map of the Late Pleistocene glaciation extent in the French Massif Central.	115
Figure 2. Map of the main glacial landforms in the Cantal Mountains and on the Cézallier Plateau with the locations of the study sites and glacial features sampled for terrestrial cosmogenic nuclide dating.	119
Figure 3. Annotated photographs of erratic boulders and scoured bedrock sampled for TCN dating from the Cantal Mountains and the Cézallier Plateau.	121
Figure 4. Landform-sediment assemblages from the Alagnon Valley and the adjacent St-Flour plateau.	127
Figure 5. Glacial geomorphological maps of the Epie Valley (A) and the Lagnon Cirque (B).	129
Figure 6. Glacial geomorphological map of the Brezons Valley with the adjacent Lacapelle Plateau.	131

Figure 7. Glacial geomorphological map of the northern Cantal study sites.	133
Figure 8. Annotated aerial photography of groups of erratics from the northeastern Cantal at the Pinatelle site (A), the Cézallier Plateau at the Combalut site (B) and the Pradiers site (C).	134
Figure 9. Glacial chronologies obtained from the comparisons of surface exposure ages obtained from erratic boulders, polished bedrocks and depth profiles from the Cantal Mountains and Cézallier Plateau morphostratigraphic units.	140
Figure 10. Longitudinal profile of the Cantal Mountains glaciated valleys with key glacial morphostratigraphic units and associated exposure ages.	143
Figure 1A. Simplified geological map of the Cantal-Cézallier-Monts Dore (CCMD) with a focus on glacial deposits and the locations of glacial cirques in the Cantal Mountains.	149
Figure 2A. Annotated photographs of valley tills and plateau tills from the Cantal Mountains and the Cézallier Plateau	152
Figure 1B. Annotated photographs of the three ^{10}Be and ^{26}Al depth profiles sampled in the Cantal moraines.	158
Figure 2B. ^{10}Be and ^{26}Al depth profile measurements and modeling results.	162

PARTIE 3

Figure 3-1. Extrait des simulations des paléoglaciers du Cantal-Cézallier-Monts Dore (CCMD) et de l'Aubrac via un modèle de calotte fondé sur le Shallow Ice Approximation (SIA) durant la dernière glaciation, modifié d'après Cerny (2015).	181
Figure 3-2. Localisation du domaine de simulation des paléo-enneigements, centré sur l'ouest du Massif central et sur les paléoglaciers des Monts d'Aubrac et du Cantal-Cézallier-Monts Dore (CCMD).	183
Figure 3-3. L'enneigement pérenne comme indicateur des zones d'accumulation glaciaire.	185
Figure 3-4. Simulation de l'occurrence du manteau neigeux pérenne selon les différents scénarios paléoclimatiques.	186
Figure 3-5. Implémentation de l'outil GlaRe (modifié d'après Pelitero et al., 2016).	189
Figure 3-6. Comparaison des méthodes de reconstruction de la Ligne d'Équilibre Glaciaire (LÉG) selon l'AAR et l'AABR par l'outil développé par Pelitero et al. (2015).	192
Figure 3-7. Implémentation et test de la simulation BESSI (modifié depuis Born et al., 2019).	195
Figure 3-8. Comparaison des normales 1981-2010 extraites CHELSA (Karger et al., 2017) et des stations climatiques dans le domaine de simulation (Fig. 3-2).	198
Figure 3-9. Normales des températures et précipitations extraites pour le Massif central	199
Figure 3-10. Comparaison des champs climatiques (précipitation et température) simulées et des données de station.	204
Figure 3-11. Reconstruction de la géométrie des paléoglaciers pour la façade sud des Monts du Cantal et des Monts d'Aubrac.	207
Figure 3-12. Représentation des gradients paléoclimatiques ouest/est reconstruits et simulés.	209
Figure 3-13. Moyenne annuelle de production de glace selon les différents scénarios paléoclimatiques simulés et comparaisons aux cibles : seuil de 60% de l'emprise LGM et position des LÉG).	211

Figure 3-14. Diagramme en barres représentant les emprises des paléoenglacements du Cantal-Cézallier-Monts Dore (CCMD) et de l'Aubrac (Ehlers et al., 2011) contre l'emprise des zones productrices de glace au sol selon différents scénarios paléoclimatiques.	212
--	-----

DISCUSSION GÉNÉRALE

Figure 4-1. Carte de synthèse des fluctuations glaciaires dans l'ouest du Massif central au cours du MIS 2.	224
Figure 4-2. Représentation des fonctions de probabilités pour chaque âge d'exposition (2 sigma) obtenues sur des blocs erratiques (¹⁰ Be et ³⁶ Cl) dans l'ouest du Massif central.	227
Figure 4-3. Cartes de localisation des sites datés par NCT présentant des histoires d'exposition complexe ou incomplète.	228
Figure 4-4. Localisation et description des terrasses alluviales T2 dans les gorges de la vallée de l'Alagnon.	230
Figure 4-5. Profil vertical de ³⁶ Cl dans la moraine de Sapinières, formation typique des linéations glaciaires retrouvées sur le plateau de Lacapelle (sud Cantal).)	233
Figure 4-6. Valley filling dans la valley de la Cère.	236
Figure 4-7. Contexte paléoclimatique régional, centré sur le Massif central, pour la première moitié du MIS 2, et influences paléoclimatiques potentielles au support des fluctuations glaciaires de l'ouest du Massif central.	239
Figure 4-8. Schéma de synthèse des fluctuations glaciaires dans l'ouest du Massif central et comparaison avec des indicateurs paléoenvironnementaux à l'échelle régionale (modifié d'après Ancrenaz et al., 2022).	242
Figure 4-9. Illustrations des perspectives de recherches.	246

ANNEXES

Figure 1B. Projection de la composition chimique des échantillons dans le diagramme alcalins-silice de classification des roches volcaniques (Le Bas et al., 1986).	277
Figure 1C. La moraine de la Jambe dans le cirque du Lagnon.	280
Figure 1D. Schéma de l'évolution des concentrations en Nucléides Cosmogéniques Terrestres produits in situ en fonction de l'érosion sous-glaciaire.	283

LISTE DES TABLEAUX

Introduction générale

Tableau 0-1. Sensibilité des glaciers selon leur épaisseur et le contexte climatique régionale (modifié d'après Cuffey et Patterson, 2010). _____ 31

Tableau 0-2. Correspondance des dénominations des stades d'englacement pour les Monts d'Aubrac et du Cantal tout au long de la thèse. _____ 52

CHAPITRE 2

Table 1. Summary of key glacial landforms identified in the field fulfil criteria for cosmogenic exposure dating, with their significance in the existing morphostratigraphic framework for the Aubrac plateau icefield. 78

Table 2. Location of the sampling sites and analytical data for Be-10 and Al-26 samples from the Aubrac Mountains 81

Table 3. Be-10 and Al-26 Minimum Exposure Age (MEA) results of samples from the Aubrac Mountains 81

CHAPITRE 3

Table 1. Characteristics of boulders for ^{36}Cl surface exposure dating. 99

Table 2. Bulk composition of samples before chemical treatment. 100

Table 3. Concentrations in major element (in %) and in Cl (in ppm) in sample splits after acid etching. 100

Table 4. Relevant data for chemical ^{36}Cl extraction, AMS results and ^{36}Cl exposure ages. 105

Table 5. Synthesis of Carnéjac and Polminhac equilibrium line altitude (ELA) reconstructions and associated climatic conditions using local mean July temperature (MJT) for the Younger Dryas and the Oldest Dryas 106

CHAPITRE 4

Table 1. Locations and characteristics of samples from the Cantal Mountains and the Cézallier Plateau for TCN dating. 171

Table 2. Analytical data for the Be-10, Al-26 and ^{36}Cl measurements. 172

Table 3. Major elements and trace bulk compositions of the samples obtained for the ^{36}Cl measurements. 172

Table 4. Major element compositions of the targets from the samples obtained for ^{36}Cl measurement, after the chemical treatment.	173
Table 5. Surface exposure ages obtained from erratic boulders, polished bedrocks and depth profiles in moraines in the Cantal Mountains and on the Cézallier Plateau.	174
Table 1B. ^{10}Be and ^{26}Al measurements from the samples obtained for TCN depth-profile dating in the Cantal Mountains.	175
Table 2B. Steady-state erosion rates calculated for each sample according to its depth and associated integration time. Calculations were made with the assumed density of 2.2 g.cm^{-3}	175
Table 3B. Results of the ^{10}Be and ^{26}Al depth-profile simulations.	175

Partie 3

Tableau 3-1. Synthèse des champs climatiques (noms, notations et unités) contenues dans les simulations EURO-CORDEX, CHELSA et CHELSA TraCE-21k, utilisés pour créer les champs climatiques à haute résolution spatiale et temporelle nécessaires pour forcer BESSI. _____	197
Tableau 3-2. Températures et précipitations des champs climatiques existants (EURO-CORDEX, CHELSA et CHELSA TraCE-21k) et produites pour les conditions actuelles (HR01) et les cinq scénarios paléoclimatiques pour le LGM (HR08, HR07, HR09, HR10 et HR11. _____	201
Tableau 3-3. Synthèse des bassins versants glaciaires pour lesquels une reconstruction de la géométrie du paléoglacier est proposée ainsi que l'altitude de la LÉG reconstruite. Les astérisques indiquent les vallées pour lesquels les apports de glaces depuis les plateaux adjacents sont pris en compte. __	206

ANNEXES

Tableau 1B. Échantillons ^{10}Be et ^{26}Al prélevés dans les Monts d'Aubrac.	273
Tableau 2B. Échantillons ^{10}Be et ^{26}Al prélevés dans les Monts du Cantal.	274
Tableau 3B. Échantillons ^{36}Cl prélevés dans les Monts du Cantal et le versant ouest du Cézallier. Tb. pour Trachy-andésite.	275
Tableau 4B. Composition chimique des échantillons (avant préparation chimique) prélevés pour datation par ^{36}Cl	276
Tableau 5B. Composition chimique des échantillons pour datation par ^{36}Cl (après traitement). ...	278
Tableau 1D. Modélisation du taux d'érosion sous-glaciaire en fonction du scénario chronologique de glaciation « simple ».	282
Tableau 2E. Age d'exposition et taux d'érosion des blocs erratiques datés dans les Monts d'Aubrac, selon le couple ^{10}Be et ^{26}Al	284

LISTE DES EQUATIONS

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Éq. 0-1	14
Éq. 0-2	36
Éq. 0-3	38

CHAPITRE 4

Eq. 1	159
Eq. 2	160
Eq. 3	161

PARTIE 3

Éq. 3-1	180
Éq. 3-2	187
Éq. 3-3	188
Éq. 3-4	188
Éq. 3-5	188
Éq. 3-6	194
Éq. 3-7	200
Éq. 3-8	200

ANNEXES

Eq. 1D	282
--------	-----

