



**HAL**  
open science

# Les nucléides cosmogéniques in situ ( $^3\text{He}$ , $^{21}\text{Ne}$ , $^{10}\text{Be}$ , $^{26}\text{Al}$ ) : des géo/chrono-mètres pour déchiffrer la Terre

Pierre-henri Blard

► **To cite this version:**

Pierre-henri Blard. Les nucléides cosmogéniques in situ ( $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ) : des géo/chrono-mètres pour déchiffrer la Terre. Géochimie. Université Aix-Marseille, 2021. tel-03193225

**HAL Id: tel-03193225**

**<https://hal.science/tel-03193225>**

Submitted on 8 Apr 2021

**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.

# Les nucléides cosmogéniques in situ ( $^3\text{He}$ , $^{21}\text{Ne}$ , $^{10}\text{Be}$ , $^{26}\text{Al}$ ) : des géo/chrono-mètres pour déchiffrer la Terre

## Habilitation à Diriger des Recherches



Haut : Lac Tauca (vue d'artiste, E. Mazaré)

Bas : Paysage actuel du Salar de Uyuni (photo P.-H. Blard), Altiplano, Bolivie

**Pierre-Henri BLARD**  
**Aix-Marseille Université 2021**



**HDR soutenue et obtenue le 16 mars 2021 par P.-H. Blard devant le jury ad hoc validé par l'Université Aix-Marseille :**

**Tuteur auprès de l'AMU :**

Vincent JOMELLI, DR CNRS, CEREGE, Aix-en-Provence

**Rapporteurs :**

Amaëlle LANDAIS, DR CNRS, LSCE, Gif-sur-Yvette  
Jean-François RITZ, DR CNRS, Géosciences Montpellier  
Peter VAN DER BEEK, Professeur, Potsdam University

**Examineurs :**

Raphaël PIK, DR CNRS, CRPG, Nancy  
Masa KAGEYAMA, DR CNRS, LSCE, Gif-sur-Yvette  
Jean-Louis TISON, Professeur, ULB, Bruxelles



# Résumé

Ce manuscrit d'Habilitation à Diriger des Recherches présente une mise en perspective épistémologique et méthodologique de l'utilisation des nucléides cosmogéniques en Sciences de la Terre, le bilan de mon activité scientifique depuis 2002, ainsi que mes projets scientifiques futurs.

Il est découpé en 4 chapitres :

## Chapitre 1 - Introduction : parcours scientifique et CV

## Chapitre 2 - Les nucléides cosmogéniques : éléments épistémologiques et techniques

Cette partie présente 120 ans des progrès scientifiques sur la description des particules cosmiques, les nucléides cosmogéniques et la manière de les utiliser en sciences de la Terre. J'y présente aussi les méthodes actuelles les plus établies pour utiliser les nucléides cosmogéniques en géomorphologie.

## Chapitre 3 - Résumé de mes travaux de recherche

Mon activité de recherche, polyvalente et pluridisciplinaire, a consisté à développer et utiliser les nucléides cosmogéniques pour résoudre des questions scientifiques en paléoclimatologie et géomorphologie et ainsi améliorer notre connaissance des interactions entre les enveloppes superficielles fluides (atmosphère, cryosphère, hydrosphère) et la Terre solide. Les résultats les plus importants de mon activité de recherche se résument ainsi :

- **Amélioration significative de la précision des géochronomètres cosmogéniques** par le développement des techniques d'analyses de  $^3\text{He}$  et du  $^{10}\text{Be}$ , la calibration des taux de production en haute altitude, et la **mise au point d'un nouveau paléoaltimètre** basé sur les nucléides cosmogéniques
- **Mise au point des calculateurs en ligne CREP** - pour le calcul des âges d'exposition : <http://crep.cprg.cnrs-nancy.fr/> - et **BASINGA** pour le calcul des taux d'érosion.
- **En couplant une méthode originale associant datation par les nucléides cosmogéniques et modélisation numérique, nous avons caractérisé le retrait des glaciers tropicaux depuis le dernier maximum glaciaire, il y a 20 000 ans.** Nos résultats mettent évidence l'amplification altitudinale du refroidissement au Dernier Maximum Glaciaire dans certaines régions (Hawaii), mais aussi permettent de comprendre le rôle des précipitations sur les fluctuations glaciaires, qui se superposent aux variations de températures (Andes Tropicales).
- **En développant l'analyse des nucléides cosmogéniques dans les séries sédimentaires (Tianshan, Himalaya, Méditerranée), nous avons montré que les fluctuations climatiques n'ont eu qu'un impact limité sur l'érosion,** que ce soit au cours du refroidissement Pléistocène, mais aussi lors des fluctuations des cycles glaciaires-interglaciaires du Quaternaire.

## Chapitre 4 - Projets de recherches pour la période 2021-2025

A Pete Burnard et à Didier Bourlès, mes chers guides, enseignants et amis, qui êtes partis trop tôt, et à qui je dois tant. Vous me manquez terriblement. Il y a un peu – beaucoup - de vous dans ce manuscrit....

A ma grand-mère...

# **Avant-propos et remerciements**

J'avais dans l'idéal souhaité que ce manuscrit d'Habilitation à Diriger des Recherches soit une monographie exhaustive, présentant dans le détail toutes les méthodes associées aux nucléides cosmogéniques et à leurs applications, des plus classiques aux plus exotiques. Mon expérience d'encadrement des masters, doctorants et post-doctorants m'a en effet convaincu qu'il serait utile de disposer d'un ouvrage synthétique en Français pour présenter les bases scientifiques et les techniques propres à la mise en œuvre des nucléides cosmogéniques. Un tel ouvrage serait utile pour nos communautés de géochronologues, paléoclimatologues et géomorphologues, pour présenter les protocoles analytiques, la propagation des incertitudes, les stratégies d'échantillonnage en fonction des applications et des questions abordées. Ce matériel existe sous forme dispersée dans la littérature scientifique, mais il est parfois fastidieux de confier à un scientifique débutant la charge de lire et synthétiser des dizaines d'articles. Ceci peut entraîner des redondances et compliquer la hiérarchisation des principes et le tri des observations obsolètes. Malgré ce besoin d'un ouvrage « couteau suisse » en Français, j'ai pour le moment mis de côté cet objectif, au nom du principe de réalité. Le temps n'est pas extensible à l'infini, et comme j'atteins aujourd'hui les limites de l'acceptable pour mon retard à soutenir cette Habilitation à Diriger des Recherches, je me suis rendu à cette évidence qu'il valait mieux « passer » une HDR que de ne pas soutenir d'HDR du tout. Aussi ai-je construit ce document dans le but unique de fournir au jury les informations nécessaires pour qu'il puisse évaluer mes capacités à diriger des recherches. J'ai cependant réussi pendant le confinement visant à limiter l'épidémie de Covid-19, à écrire un Chapitre 2 qui fournit un aperçu des méthodes associées aux nucléides cosmogéniques in situ en Sciences de la Terre. Même si ce chapitre est plus transversal qu'approfondi, ces pages pourront servir de synthèse utile aux étudiants et collaborateurs qui veulent découvrir le sujet.

J'ai choisi de structurer ce manuscrit d'HDR en le découpant en quatre chapitres, complétés par la liste de mes publications en annexe :

**Chapitre 1 - Introduction : parcours scientifique et CV**

**Chapitre 2 - Les nucléides cosmogéniques : éléments épistémologiques et techniques**

**Chapitre 3 - Résumé de mes travaux de recherche**

**Chapitre 4 - Projets de recherches pour la période 2021-2025**

**Annexe - Liste des publications internationales et livres**

Avant toute chose, je remercie les membres du jury d'avoir accepté de donner de leur temps pour lire ce document et évaluer mon travail. J'espère que la soutenance donnera lieu à des échanges constructifs. Je tiens à remercier Raphaël Pik, qui, malgré mes faiblesses et mon caractère frondeur, a

toujours soutenu et encouragé mon activité de recherche, à la fois en tant que proche collègue et en tant que directeur du CRPG. Je n'oublierai jamais que c'est lui qui m'a fait découvrir l'existence des nucléides cosmogéniques lors d'un cours qu'il a donné à l'ENSG en 2001. A l'époque je n'avais pas conscience que ces isotopes occuperaient une place cardinale de ma vie pendant 20 ans, mais je me rappelle très clairement m'être silencieusement enthousiasmé « Cette méthode est géniale ! ». Ma gratitude va aussi vers Didier Bourlès, qui m'a non seulement accompagné depuis le début de ma thèse, mais aussi nous a ouvert avec chaleur et enthousiasme les portes des laboratoires LN2C et ASTER au CEREGE. Tu es parti beaucoup trop tôt mon cher Didier, je n'oublierai jamais ton humanité et la joie communicative avec laquelle tu faisais de la science. En partant toi aussi trop tôt, tu as laissé une autre cicatrice indélébile, mon cher Pete Burnard, ta gentillesse n'avait d'égale que ton génie de l'analyse des gaz rares. Tu m'as appris un nombre incalculable de choses sur la physique des spectromètres de masse et la programmation Labview. Je ne t'ai jamais assez dit merci pour m'avoir sorti d'impasses méthodologiques qui me paraissaient inextricables.

Enfin je tiens aussi à dire ici que les échanges avec mes collègues Julien Charreau, Jérôme Lavé, Maarten Lupker, Bernard Marty, Yves Marrocchi, Samuel Toucanne, Amaëlle Landais, Guillaume Leduc, Guillaume Paris, Vincent Jomelli, Irene Schimmelpfennig, Greg Balco, Dorte Dahl-Jensen et JP Steffensen furent des sources d'apprentissages et de stimulation très précieuses. Je tiens enfin à dire un grand merci à Jean-Louis Tison pour m'avoir si chaleureusement accueilli au sein du Laboratoire de Glaciologie de l'ULB et formé avec sa passion contagieuse à l'étude de la glace basale.

Mon parcours de recherche, mes convictions citoyennes et mon rôle de père résonnent parfois selon des modes antagonistes et disharmonieux, m'amenant à vivre des dissonances cognitives douloureuses et anxiogènes. L'une d'entre elle est cette tension inhérente au parcours professionnel des chercheurs, entre la nature collective des travaux scientifiques et la valorisation des comportements individualistes par nos tutelles et les standards de la « compétition internationale » à la sauce Shangai. La plupart des systèmes d'évaluation mis en place font en effet la part belle à l'individualisme, alors que les découvertes scientifiques, en particulier dans nos domaines des Sciences de la Terre, sont souvent le fruit de collaborations de long terme entre des spécialistes d'horizon divers. Aussi, je tiens à rappeler que les résultats présentés dans ce manuscrit sont le fruit d'un travail collectif. Ces travaux n'auraient pas été possibles sans la participation de mes collègues chercheurs, du personnel technique, ni de celle des doctorants et des post-doctorants que j'ai encadrés. Je tiens en particulier à souligner le travail crucial de mes doctorants Nicolas Puchol, Léo Martin et Apolline Mariotti pour l'avancée de nos projets de recherche, notamment les deux ANR Galac et EroMed.

Depuis la décentralisation initiée par la loi LRU, chaque université veut attirer la lumière et accroître ses prérogatives, multipliant pour cela les structures emboîtées et redondantes, créant des labels, augmentant les réunions et les contrôles administratifs à priori et à posteriori. Or la multiplication de ces tâches administratives est souvent inutile et délétère, selon les mots prononcés par le Président de la République en novembre 2019 lors des 80 ans du CNRS. A l'heure où la recherche est devenue

mondiale, alors même que l'un des acquis de la Révolution de 1789 fut de mettre fin aux hétérogénéités régionales pour créer des références universelles (dont le mètre), ce retour des rivalités inter universitaires est ironique, et rappelle que l'enfer est pavé de bonnes intentions. En confondant l'excellence avec une boursoufflure administrative rigide, décentralisée et hétérogène, la recherche française gaspille du temps et une énergie précieuse. La plupart des enseignants-chercheurs et des chercheurs subissent ce mouvement et sont contraints de s'éloigner du travail de laboratoire sous le poids croissant de cette bureaucratie à plusieurs étages, qui est chaque année plus kafkaïenne et chronophage. Face aux effets de ces errements historiques de gouvernance, certains de mes collaborateurs ont eu un rôle tampon vital, et je tiens notamment à souligner ici le travail remarquable du corps administratif du CRPG, qui a permis de préserver ma santé mentale, en me tenant éloigné de certaines tâches paperassières grotesques, et, ainsi, de me permettre de continuer à produire des données et des résultats scientifiques. Je sais leur sacrifice, et je fais pour eux, qui sont en première ligne, le vœu que s'enclenche très bientôt une grande simplification administrative de la jungle scientifique française.



# Table des matières

## Chapitre 1 – Introduction

1 - Parcours scientifique	p. 10
2 - CV détaillé	p. 16

## Chapitre 2 – Les nucléides cosmogéniques : éléments épistémologiques et techniques

1 - Un peu d'histoire	p. 23
2 - Quelques notions essentielles sur les nucléides cosmogéniques in situ	p. 29
2.1 - Nature et origine du « rayonnement » cosmique	p. 29
2.2 - Effets des champs magnétiques terrestre et solaire sur les particules cosmiques	p. 30
2.3 - La cascade atmosphérique et atténuation verticale	p. 32
2.4 - Les facteurs de correction géographique	p. 39
2.5 - Notion de couple « isotope cosmogénique – minéral »	p. 41
2.6 - Équations de production et applications géomorphologiques	p. 43
2.7 - Solutions plus complexes pour obtenir un couple dénudation-temps unique	p. 50
2.8 - Datation des enfouissements	p. 51

## Chapitre 3 – Résumé des travaux de recherche

1 - Introduction	p. 56
2 - Améliorations des méthodes basées sur les nucléides cosmogéniques	p. 60
2.1 - Note sur la notion de justesse et de précision en géochronologie	p. 60
2.2 - Amélioration des méthodes d'analyse des gaz rares cosmogéniques	p. 62
2.3 - Amélioration des techniques d'analyse du $^{10}\text{Be}$	p. 68
2.4 - Calibration des taux de production des nucléides cosmogéniques $^3\text{He}$ et $^{10}\text{Be}$	p. 73
2.5 - Calibration des paramètres de production muonique du $^{21}\text{Ne}$ cosmogénique	p. 75
2.6 - Création du calculateur en ligne CREp ( <a href="http://crep.crpq.cnrs-nancy.fr">crep.crpq.cnrs-nancy.fr</a> )	p. 76
2.7 - Développement des nucléides cosmogéniques pour tracer les paléo-érosions	p. 80
2.8 - Découverte d'une nouvelle méthode paléoaltimétrique	p. 85
3 - Glaciers de montagne et paléoclimats quaternaires	p. 88
3.1 - Les fluctuations des paléoglaciers, sentinelles des paléoclimats	p. 88
3.2 - Le paléoclimat des Andes Tropicales pendant la dernière déglaciation	p. 90
3.3 - Quel était le gradient thermique vertical au Dernier Maximum Glaciaire ?	p. 95
3.4 - La dernière glaciation des Vosges	p. 98
4 - Impact des variations climatiques cénozoïques sur les paléo-taux d'érosion	p. 100
4.1 - Détermination de l'érosion actuelle	p. 101
4.2 - Impact des changements climatiques cénozoïques (depuis 10 Ma) sur l'érosion	p. 106
4.3 - Impact de la variabilité des cycles glaciaires-interglaciaires sur l'érosion	p. 110
5 - Quantification des processus tectoniques et géodynamique	p. 117
6 - Conclusions et perspectives	p. 118

## **Chapitre 4 - Projets de recherche pour la période 2021-2025**

- 1 - Projet 1 : Les glaciers de montagne depuis le DMG** p. 122
- 2 - Projet 2 : la stabilité des calottes au cours du Pléistocène (2.6 Ma)** p. 143
- 3 - Projet 3 : Les paléo-érosions au Cénozoïque en Afrique** p. 148
- 4 - Projet 4 :  $L^{3}\text{He}_{\text{ET}}$ , un nouvel outil pour mesurer les taux de sédimentation** p. 150

« Telle qu'elle était pratiquée, l'estimable régularité administrative [...] gaspillait des forces humaines, qui auraient pu être mieux employées. »

« Il n'est jamais bon que des hommes, chargés de responsabilités assez lourdes, et qui doivent conserver un sens aigu de l'initiative, aient l'esprit constamment tiré en arrière par des tâches presque purement mécaniques. »

Marc BLOCH, « *L'étrange défaite* », 1940



# Chapitre 1 – Introduction

## 1 - Parcours scientifique

Je suis un **géochronologue de 41 ans**, chargé de recherches CNRS. Depuis 2008, année de mon recrutement au CNRS, j'exerce l'essentiel de mes recherches au **Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy**. Mon parcours scientifique, mes activités d'encadrement (Thèses, Post-docs) et les financements de recherche obtenus sont résumés sous la forme d'une charte chronologique (Fig. 1.1).

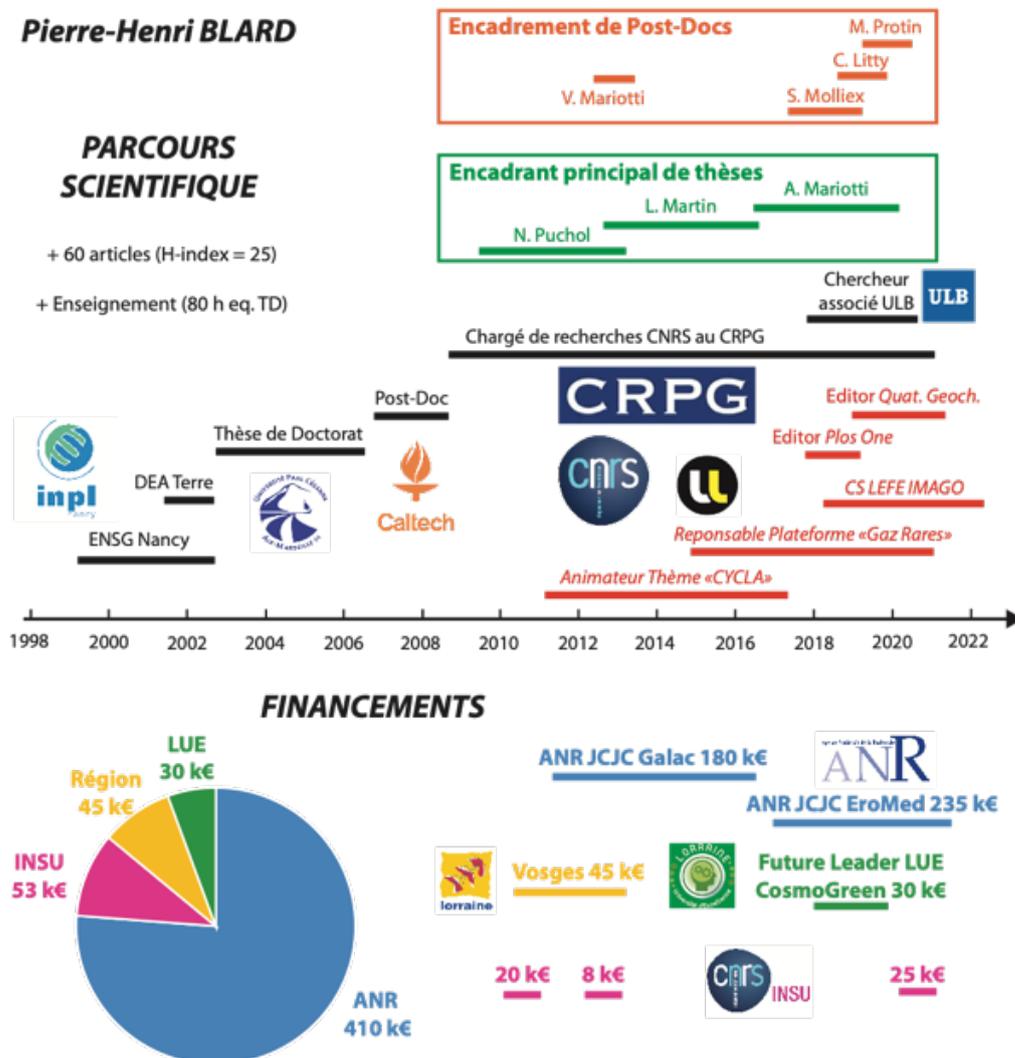


Figure 1.1 – En haut : Résumé de mon parcours scientifique (formation, postes occupés, responsabilités collectives, doctorants et post-docs encadrés). En bas : Résumé des financements sur projets dont j'ai été le porteur (Principal Investigator)

J'ai débuté mon activité de recherche par une **thèse de doctorat à l'Université d'Aix-Marseille** soutenue en juin 2006. Ce travail doctoral était consacré à la mise au point d'un nouveau paléoaltimètre basé sur les nucléides cosmogéniques  $^3\text{He}$  et  $^{10}\text{Be}$ , sous la supervision de Didier Bourlès (CEREGE, Aix-en-Provence), avec Raphaël Pik (CRPG Nancy) et Jérôme Lavé (LGCA Grenoble) en co-encadrants. J'ai ensuite enchaîné, en 2006, par un **post-doctorat de deux ans au California Institute of Technology (Caltech)** aux Etats-Unis, où j'ai notamment poursuivi mes développements sur les gaz rares cosmogéniques avec Ken Farley et initié des projets de paléoclimatologie continentale, mettant en œuvre la datation et l'interprétation des fluctuations des glaciers tropicaux.

Les recherches que j'ai menées depuis plus de 15 ans m'ont conduit à devenir un spécialiste des **nucléides cosmogéniques in situ** ( $^3\text{He}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ), les isotopes rares qui sont produits par l'interaction entre les particules cosmiques et les roches de la surface terrestre. Ces isotopes sont des outils quantitatifs exceptionnels pour mesurer les processus (dénudation, sédimentation) et dater les événements (glaciation, failles, déformation) qui affectent la surface terrestre. Cette spécialisation m'a permis de développer de nombreuses collaborations nationales et internationales, que ce soit pour les développements analytiques ou la résolution de questions scientifiques en paléoclimatologie et géomorphologie.

Depuis 2011, j'ai été le PI (*Principal Investigator*) de deux projets ANR jeunes chercheurs (taux de succès de l'ordre de 10%). Le projet **ANR Galac** (2011-2016) avait pour objectif de reconstruire le paléoclimat des Andes Tropicales pendant la dernière déglaciation, en mettant en œuvre une approche inédite couplant paléoglaciers et paléolacs. La force de cette technique est de permettre de déconvoluer les températures et les précipitations, c'est-à-dire de définir un couple température-précipitation unique avec une précision inédite et une résolution spatiale de l'ordre de quelques dizaines de  $\text{km}^2$ . Le second projet ANR que je coordonne est en cours. L'**ANR EroMed** (2017-2021) a pour but de reconstruire et de comprendre l'origine des variations de l'érosion des massifs Alpains au cours des cycles glaciaires-interglaciaires depuis 1 million d'années. Ces projets ont aussi servi de cadre à de sujets de recherches doctorales (3 doctorants) et post-doctorales (4 Post-Docs) – dont je suis à l'origine et que j'ai étroitement encadrés :

#### **Doctorants encadrés depuis 2008 :**

- **Apolline Mariotti (2016-2020):** "*Impact of the glacial cycles on the erosion rates in the Southern Alps (France)*." (Université de Lorraine, co-encadrant J. Charreau, CRPG).
- **Léo Martin (2012-2016):** "*Paleoglaciers and paleolakes of the Altiplano (Bolivia), paleoclimate archives of the last deglaciation*." (Université de Lorraine, co-encadrant J. Lavé, CRPG).

- **Nicolas Puchol (2009-2013):** "*Impact of the Quaternary glacial cycles on the global denudation rates.*" (Université de Lorraine, co-encadrant R. Pik, CRPG).

### **Post-doctorants encadrés depuis 2008 :**

- **Marie Protin - octobre 2019 - juillet 2020.** Financement LUE CosmoGreen (PI P.-H. Blard). « *Minéralogie et géochimie des sédiments basaux prélevés par le forage NEEM au Groenland.* » Ce travail a pour but de reconstruire l'extension de la calotte groenlandaise au cours des 2 derniers millions d'années, afin d'améliorer notre compréhension de sa stabilité lors des changements climatiques.
- **Camille Litty - septembre 2018 - septembre 2019.** Financement ATER ENSG (co-encadrant J. Charreau). « *Analyse du rôle des paramètres morphologiques et des précipitations sur la variabilité spatiale de l'érosion sur l'île de Santo Antao au Cap Vert, via l'analyse de l<sup>3</sup>He cosmogénique dans les sables des rivières.* »
- **Stéphane Molliex - octobre 2017 - mai 2019.** Financement ANR JC EroMed (PI P.-H. Blard). « *Reconstruction de l'impact des cycles glaciaires-interglaciaires sur la paléodénudation via l'analyse du <sup>10</sup>Be dans les sédiments turbiditiques de la Corse* »
- **Véronique Mariotti-Epelbaum** (co-encadrante M. Khodri, LOCEAN) - **novembre 2013 - novembre 2014.** Financement ANR JC GALAC (PI P.-H. Blard). « *Modélisation par GCM du paléoclimat des Andes Tropicales durant le stade du Lac Tauca, Heinrich 1, 15.5 ka.* »

Je suis aussi investi, à plusieurs niveaux, dans l'animation et l'évaluation de la recherche. Dans l'environnement local, je suis depuis 2015 responsable scientifique de la plateforme gaz rares, après avoir été animateur du thème de recherche Cycles-Atmosphères-Climat du CRPG entre 2011 et 2017 (Fig. 1.1). Au niveau national, je suis membre depuis 2018 de plusieurs conseils scientifiques de l'INSU (programme LEFE-IMAGO et organisation des défis transverses 3 et 4 de l'INSU). Mon expertise est aussi reconnue au niveau international car j'ai été expert-reviewer des derniers rapports du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat), de plusieurs projets soumis à l'ERC (European Research Council), à la NSF (National Science Foundation), et encore membre du conseil scientifique du « *Young researcher innovation award* » de l'Université de Madrid. Je suis aussi, depuis janvier 2019, éditeur de la revue *Quaternary Geochronology* (IF = 3.96, rang du journal : 28/196 en géosciences) après avoir été pendant deux ans éditeur de *Plos One* (IF = 2.8) en 2018-2019. Enfin je

suis également impliqué dans le projet européen Beyond Epica Oldest Ice (ERC H2020 2019-2026, 12 pays), pour lequel je suis co-responsable du consortium « *Basal Ice* ».

**Depuis mon recrutement au CNRS en 2008, j'ai toujours choisi de m'investir dans l'enseignement universitaire : chaque année, je donne entre 60 et 100 heures équivalents TD, pour une moyenne de 80 heures par an (Tableau 1.1).** J'assure la majorité de ces enseignements à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie (ENSG), dans le cadre du module de Géochimie de 2<sup>ème</sup> année (2 cours magistraux et 8 TD de 3 heures par an) ainsi que dans le module « Stage de terrain de géologie » de fin de 1<sup>ère</sup> année (1 ou 2 semaines dans les Corbières, les Baronnies ou les Alpes-du-Sud). Ce stage permet de former sur le terrain les élèves ingénieurs à la cartographie, à la sédimentologie et à la tectonique. J'interviens également en 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> année et en Master 2 « Terre et Planètes » pour donner des cours magistraux, notamment en paléoclimatologie et en statistiques. Je suis aussi responsable des modules "Controverses scientifiques actuelles en Sciences de la Terre" du Master 2. Et j'ai pendant 5 ans été responsable du module « Paléoclimatologie » du Semestre 8 de l'ENSG. Depuis 2017 j'enseigne aussi les enjeux scientifiques et sociétaux des changements climatiques auprès des professeurs certifiés et agrégés de SVT et de Physique-chimie, dans le cadre de la formation continue dispensées par l'ESPE (École Supérieure du Professorat et de l'Education) de l'Académie de Nancy-Metz (Université de Lorraine).

<b>Niveau</b>	<b>Titre du cours</b>	<b>Volume annuel (h)</b>
1 <sup>ère</sup> année ENSG (Université de Lorraine)	Stage de terrain tectonique Corbières, Baronnies, Alpes	30-40
2 <sup>ème</sup> année ENSG (Université de Lorraine)	Cours et TD de Géochimie	15-30
2 <sup>ème</sup> année ENSG (Université de Lorraine)	Responsable du module optionnel Paléoclimatologie du Semestre 8 Cours et TD de "Paléoclimatologie"	5
Master 2 "Terre et Planète" (Université de Lorraine)	Cours "Paléoclimatologie" Responsable du module "Controverses scientifiques"	5-10
ESPE de Lorraine – Formation des professeurs agrégés de SVT et PC	Les changements climatiques	5
	<b>Total</b>	<b>60-90</b>

**Tableau 1.1 – Activité d'enseignement universitaire moyenne sur la période 2008-2020**

Comme une partie de mes travaux de recherche a un écho sociétal, j'ai toujours été investi dans la communication et la diffusion des résultats scientifiques auprès du grand public. J'ai par exemple participé à l'étape nancéienne du « *Train du Climat* », exposition itinérante organisée par des chercheurs français du GIEC pour sensibiliser les citoyens, quelques semaines en amont de la COP21, la conférence internationale des Nations Unies sur les changements climatiques qui s'est tenue à Paris en décembre 2015 (<https://trainduclimat.fr>). C'est à l'issue de cette COP21 que furent signés les célèbres accords de Paris, <https://unfccc.int/fr/process-and-meetings/l-accord-de-paris/qu-est-ce-que-l-accord-de-paris>, par lesquels les états s'engagent à limiter leurs émissions de gaz à effet de serre pour maintenir le réchauffement climatique à 1.5°C. J'ai également participé à des émissions de radio, répondu à des interviews pour la presse écrite et télévisuelle et donné plusieurs conférences-débats pour le grand public. Enfin, j'ai écrit un des chapitres du livre édité par le CNRS, « *Le climat à découvert* » : « *Les fluctuations des glaciers de montagne, archives des paléoclimats continentaux* » <https://insu.cnrs.fr/fr/le-climat-decouvert>. Cet échange avec le public est d'autant plus important que la science suscite parfois méfiance et défiance dans l'opinion et que la question du réchauffement climatique anthropique remet profondément en cause les fondamentaux de nos modes de vie.

Enfin, depuis 2017, j'ai le statut de chercheur invité à l'**Université Libre de Bruxelles (ULB)**. Depuis cette date, je passe environ 1/3 de mon temps au **Laboratoire de Glaciologie de l'ULB** pour travailler sur les signaux géochimiques enregistrés dans la partie basale des carottes de glace (notamment NEEM, Camp Century, Byrd) et reconstruire la stabilité des calottes du Groenland et de l'Antarctique au cours du Pléistocène (derniers 2.6 millions d'années). Cette mobilité thématique et géographique me permet de développer des collaborations très fructueuses, enrichissantes et épanouissantes, notamment avec Jean-Louis Tison (Professeur ULB). J'ai aussi pu, grâce à mon statut de chercheur associé ULB, initier des collaborations avec JP Steffensen et D. Dahl-Jensen, du Niels Bohr Institute au Danemark, et être inclus dans le projet international européen H2020 « *Beyond Epica Oldest Ice* » (2019-2025), dans lequel je suis devenu co-responsable du consortium « Basal Ice » en 2020. Ce programme européen implique 10 pays et dispose d'un budget de 11 millions d'euros pour forer la plus vieille glace du monde en Antarctique afin de produire un enregistrement climatique inédit sur la période 1-1.5 million d'années, pendant laquelle les cycles glaciaires-interglaciaires avaient une périodicité de 40 ka.

J'insiste sur le fait que mes travaux s'inscrivent quasiment tous dans une démarche **pluridisciplinaire**. **J'essaie autant que possible de diversifier mes compétences**, car il est pour moi important de maîtriser et d'intervenir à toute étape de la production des connaissances, depuis (i) la définition d'une question scientifique, (ii) le travail de description naturaliste des objets et la collecte des échantillons adéquats (sur le terrain ou dans les carottes), (iii) les analyses géochimiques au laboratoire, jusqu'au (iv) traitement statistique et à l'interprétation des données, si besoin en développant

des modèles numériques. J'ai ainsi développé et écrit plusieurs codes Matlab pour réaliser des traitements statistiques, filtrer les données et propager rigoureusement les incertitudes, étapes indispensables aux calculs d'âges géochronologiques. En ce qui concerne les reconstructions paléoclimatiques en domaine continental, j'ai depuis le début de ma carrière essayé de dépasser les interprétations qualitatives, en développant des méthodes empiriques et numériques pour convertir les fluctuations glaciaires en variables paléoclimatiques quantitatives (températures et précipitations). Cet aspect me tient à cœur car les paléoclimats continentaux étaient, et restent encore, moins bien documentés que ceux des domaines océaniques ou polaires dont les caractéristiques sont préservées à haute résolution dans les archives sédimentaires et glaciaires.

Le caractère pluridisciplinaire de mon profil est une chance car il me permet d'échanger et de travailler avec des chercheurs de divers horizons. Ceci a induit beaucoup de **collaborations pérennes et fécondes, avec les collègues du CRPG** : Julien Charreau, MdC ENSG, Raphaël Pik, DR CNRS, Jérôme Lavé, DR CNRS ou ceux d'autres laboratoires **français**, en premier lieu : Didier Bourlès, Professeur des Universités Aix-Marseille CEREGE ; Jean-François Ritz, DR CNRS, Géosciences Montpellier ; Irene Schimmelpfennig, CR CNRS, CEREGE ; Vincent Jomelli, DR CNRS, LGP Meudon ; Samuel Toucanne et Gwenaël Jouet, chercheurs IFREMER. J'ai aussi développé de nombreuses collaborations **avec des chercheurs internationaux** (Jean-Louis Tison, Professeur, **Université Libre de Bruxelles** ; Dorthe Dahl-Jensen et JP Steffensen, **Niels Bohr Institute, Copenhague** ; Greg Balco, Université de **Berkeley** ; Paul Bierman, Professeur, Université du Vermont, Maarten Lupker, Professeur assistant, **ETH Zurich**, Romain Delunel, Post-Doctorant, **Université de Berne**) ainsi qu'avec les étudiants en thèse que j'ai encadrés (Nicolas Puchol, PhD 2013 ; Léo Martin, PhD 2016 ; Apolline Mariotti, PhD en 2020) ou ceux avec qui j'ai collaboré (Dimitri Saint-Carlier, PhD 2015 ; Antoine Poujol, PhD 2015 ; Mushegh Mkrtchyan, PhD 2016, Amandine Sartegou, PhD 2017), ainsi qu'avec les Post-Doctorants que j'ai encadrés ces dernières années (Stéphane Molliex, Marie Protin, Camille Litty).

Le bilan de mon activité scientifique est présenté dans le Chapitre 3, tandis que les nouveaux projets de recherche que je compte mener au cours des prochaines années sont développés dans le Chapitre 4.

## 2 - CV détaillé

### **Pierre-Henri BLARD** **Chargé de recherches CNRS**

Né le 6 décembre 1979

1 enfant

Tel : +33 3 83 59 42 23, E-mail : [blard@crpg.cnrs-nancy.fr](mailto:blard@crpg.cnrs-nancy.fr)

<https://scholar.google.fr/citations?user=uDWnqFgAAAAI&hl=fr>  
[orcid.org/0000-0002-8455-8014](https://orcid.org/0000-0002-8455-8014)



## **Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (Nancy)**

---

### **Formation**

- **2021 : Habilitation à Diriger des Recherches. Soutenance le 16 mars 2021.**
- **2002-2006 : Thèse en Géosciences de l'Environnement. CEREGE, Université Aix-Marseille.** Encadrants : Didier Bourlès, Jérôme Lavé, Raphaël Pik. Félicitations du jury.
- **2002 : Diplôme d'études approfondies (DEA) Terre, CRPG, Institut National Polytechnique de Lorraine.**
- **2002 : Ingénieur de l'École Nationale Supérieure de Géologie, Nancy.** Institut National Polytechnique de Lorraine. Rang au concours G2E : 16<sup>ème</sup>/750.

### **Postes occupés**

- **2017-2022 : Chercheur associé au Laboratoire de Glaciologie - Université Libre de Bruxelles**
- **Depuis 2008 : Chargé de recherches CNRS au CRPG (Nancy, Université de Lorraine).** Section 30 : "Surfaces continentales et interfaces".
- **2006-2008 : Post-doctorat au California Institute of Technology.**

### **Expertise et domaines de recherche**

- Nucléides cosmogéniques ( $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ) : développements méthodologiques, applications en paléoclimatologie, géomorphologie et tectonique.
- Modélisation numérique : statistiques, interprétation paléoclimatique des fluctuations glaciaires

### **Distinctions**

- **2018 : Prix Suzanne Zivi** (Académie de Stanislas). Ce prix annuel récompense les travaux d'un chercheur de moins de 40 ans, quelle que soit sa discipline scientifique.
- 2018 : Lorraine University of Excellence (LUE) Future Leader grant.
- **2014 : "Certificate of Excellence in Reviewing"** de *Quaternary Geochronology*.
- 2013-2016 : "Prime d'encadrement doctoral et de recherche" du CNRS.
- 2006 : Caltech *OK-Earl* Fellowship.

### **Langues**

Français (langue maternelle), Anglais (FCE Cambridge University), Espagnol (très bon niveau)

## Publications internationales

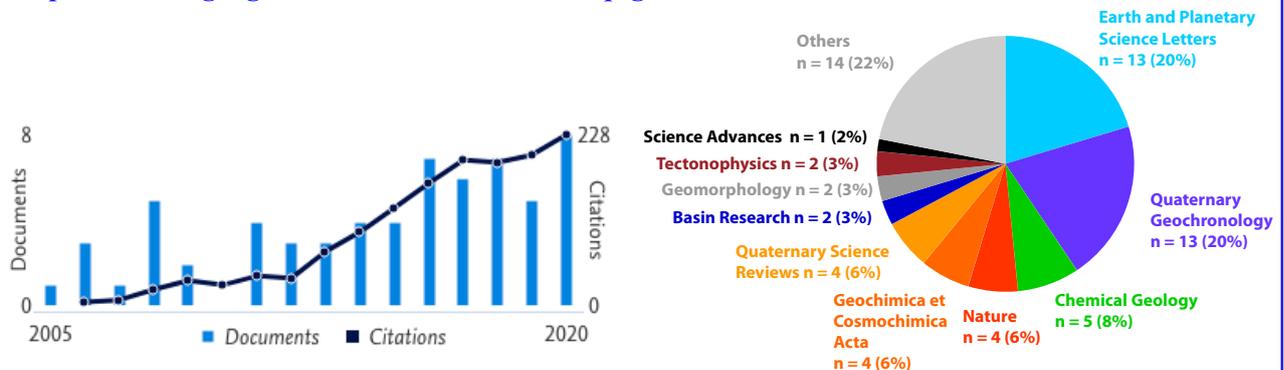
65 articles (+5 soumis) - dont 4 *Nature*, 1 *Nature Geoscience* et 1 *Science Advances*

h-index/Citations : 25/1900 (Google Scholar) – 23/1410 (Scopus)

Présentations à des conférences internationales : ~ 100 - Invitations à des conférences : 8 - Brevet : 1

### Liste de publications à jour :

<https://scholar.google.fr/citations?user=uDWnqFgAAAAJ&hl=fr>



## Activité éditoriale et expertise

- **Editeur** du journal *Quaternary Geochronology* (IF : 3.96) depuis 2019.
- **Editeur** du journal *Plos One* (IF : 2.8) 2018-2019.
- **Expert reviewer** des rapports spéciaux du **GIEC (IPCC)** en 2017-2018, AR6 en 2020.
- **Editeur** d'un numéro spécial de *Chemical Geology* en 2017.
- **Reviewer** pour des journaux scientifiques (environ 10 articles par an) : *Nature*, *Earth and Planetary Science Letters*, *Quaternary Geochronology*, *Quaternary Science Reviews*, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *Chemical Geology*.
- **Evaluation de projets** pour l'ERC, l'ANR, US NSF, l'INSU, German DFG.

## Résultats scientifiques majeurs

- **Amélioration significative de la précision des géochronomètres cosmogéniques** (Blard et al., *EPSL*, 2006 ; Blard et Pik, *CG*, 2008 ; Blard et Farley, *EPSL*, 2008 ; Blard et al., *EPSL*, 2013 a,b ; Blard et al., *QG*, 2015 ; Delunel et al., *GCA*, 2016 ; Protin et al., *GCA*, 2016 ; Martin et al., *QG*, 2015, 2017 ; Schaefer et al., *QG*, 2015) et **création d'un paléoaaltimètre** (Blard et al., *EPSL*, 2019).
- Mise au point du **calculateur en ligne CREP** pour le calcul des âges d'exposition : <http://crep.cprg.cnrs-nancy.fr/> (Martin et al., *QG*, 2017) et de **BASINGA** pour le calcul des taux d'érosion (Charreau et al., *ESPL*, 2019).
- **Caractérisation du retrait des glaciers tropicaux depuis le dernier maximum glaciaire, il y a 20 000 ans.** Mise en évidence des mécanismes d'amplification des variations de températures en altitude (Blard et al., *Nature*, 2007 ; Jomelli et al., *Nature*, 2011, 2014 ; Legrain et al., *QSR*, en prép.) et du rôle des précipitations sur les fluctuations glaciaires (Legrain et al., JoG, soumis ; Martin et al., *QSR*, 2020 ; Martin et al., *Sc. Adv.*, 2018 ; Blard et al., *QSR*, 2009, 2011 ; Blard et al., *QR*, 2014).

- **Impact des fluctuations climatiques sur les taux d'érosion depuis 10 millions d'années** (Charreau et al, *EPSL*, 2011, Basin Research, 2020; Mariotti et al., *Nat. Geo.*, 2021 ; Puchol et al., *GSA Bull.*, 2017 ; Molliex et al., en prép.).

### Doctorants encadrés

- **Apolline Mariotti (2016-2020):** "*Impact of the glacial cycles on the erosion rates in the Southern Alps (France).*" (Université de Lorraine, co-encadrant J. Charreau, CRPG).
- **Léo Martin (2012-2016):** "*Paleoglacières and paleolakes of the Altiplano (Bolivia), paleoclimate archives of the last deglaciation.*" (Université de Lorraine, co-encadrant J. Lavé, CRPG).
- **Nicolas Puchol (2009-2013):** "*Impact of the Quaternary glacial cycles on the global denudation rates.*" (Université de Lorraine, co-encadrant R. Pik, CRPG).
- Participation aux thèses de **Dimitri Saint-Carlier (2011-2015)**, Université de Lorraine, direction J. Lavé et J. Charreau, CRPG, d'**Amandine Sartégou (2014-2017)**, Université de Perpignan, direction M. Calvet et D.L. Bourlès, CEREGE, de **Romain Hemelsdaël (2011-2016)**, Université de Lorraine, direction M. Ford et F. Malartre et de **Mushegh Mkrtchyan (2012-2016)**, Université de Montpellier, direction J.-F. Ritz.

### Post-doctorants encadrés

- **Véronique Mariotti-Epelbaum** (co-encadrée avec M. Khodri, LOCEAN) - **novembre 2013 - novembre 2014**. Financement ANR JC GALAC (PI P.-H. Blard).
- **Stéphane Molliex** - **octobre 2017 - mai 2019**. Financement ANR JC EroMed (PI P.-H. Blard).
- **Camille Litty** - **septembre 2018 - septembre 2019**. Financement ATER ENSG (co-encadrement J. Charreau).
- **Marie Protin** - **octobre 2019 - juillet 2020**. Financement LUE CosmoGreen (PI P.-H. Blard).

### Projets financés / projets en cours

**ANR Jeunes Chercheurs EroMed 2017-2021 (PI : P.-H. Blard) 235 k€** - "Impact of glacial-interglacial cycles on erosion in Western Mediterranean Sea".

**ANR Jeunes Chercheurs GALAC 2011-2016 (PI : P.-H. Blard) 180 k€** - "Spatial and chronological reconstruction of the Altiplano paleo-glacières during the Lake Tauca highstand (Heinrich 1 event, c.a. 16 ka): a case study to establish a paleoprecipitation map in the Tropical Andes."

**Co-chair du consortium « basal ice » du projet européen H2020 "Beyond Epica Oldest Ice" 2019-2025** - Projet impliquant 12 pays européens (budget de 11 M€) visant à forer la calotte antarctique pour récupérer de la glace dont l'âge est compris entre 700 ka et 1.5 Ma.

**Projet CNRS MITI ISOTOP 2020 STANDARD (PI : P.-H. Blard) 25 k€** - "Développement de standards gaz rares par implantation ionique dans des feuilles métalliques." Collaboration INSU/IN2P3 (Jean Duprat).

**Programme LUE Maturation Future Leader 2018 (PI : P.-H. Blard) 30 k€** - "CosmoGREEN: stabilité long terme de la calotte Groenlandaise vue par les nucléides cosmogéniques in situ."

**Programme franco-suisse Hubert Curien - Germaine de Staël 2015-2016 (PI : P.-H. Blard and M. Lupker)** - "Development of new paleoaltimetry methods based on cosmogenic nuclides"

**Programme de recherche innovant de la Région Lorraine 2010-2013 (PI : P.-H. Blard) 45 k€** - "The deglaciation of the Vosges massif."

## Membre de jurys de thèse

**Marie Protin**, Université Aix-Marseille (2019) ; **Amandine Sartegou**, Université de Perpignan (2017) ; **Christine Boucher**, Université de Lorraine (2017) ; **Robin Blomdin**, Stockholm University (2016) ; **Mushegh Mkrtchyan**, Université de Montpellier (2016) ; **Vincent Montade**, Université Paris XI (2012) ; **Kristell le Dortz**, Université Paris VI (2010)

## Administration de la recherche

- **2021 : Membre du groupe de travail de REGEF sur les données de la science ouverte.**
- **2020-2021 : Co-auteur du Livre Blanc « La paléoclimatologie en France » coordonnée par Pascale BRACONNOT, chargée de mission INSU.**
- **2021 EGU (Vienna) :** organisateur de la session “*The Greenland Ice Sheet extents over the last 3 million years: constraints from archives and model comparison*” et co-organisateur de la session « *Climate and erosion: a love story?* »
- **2021 : Co-organisateur et animateur de l'école thématique Paleos du CNRS (6-10 juillet 2020, Agencourt).**
- **2018-2022 : Membre du Conseil Scientifique du programme LEFE-IMAGO de l'INSU.**
- **2019-2020 : Membre du Conseil Scientifique du Défi 3 des prospectives nationales transverses de l'INSU : « Enregistrements géologiques des crises environnementales. »**
- **2020 : Membre du Conseil Scientifique du réseau national RESIF-SIGMA2 sur les techniques de datation des failles actives.**
- **Depuis 2018 : Membre du jury du "Young researcher innovation award" - Université de Madrid.**
- **Depuis 2015 : Responsable scientifique de la plateforme "Gaz rares" du CRPG (5 chercheurs, 4 techniciens et ingénieurs, 5 post-docs et doctorants) et du laboratoire de préparation  $^{10}\text{Be}$  et  $^{26}\text{Al}$  du CRPG.**
- **2012-2018 : Membre nommé du conseil de laboratoire du CRPG.**
- **2013-2017 : Membre de la commission pédagogique de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie.**
- **2011-2017 : Membre du comité de direction du CRPG.**
- **2011-2017 : Animateur du thème de recherche "Cycles-Atmosphère-Climat" du CRPG.**
- **2019 Goldschmidt conference (Barcelona) :** co-organisateur avec Irene Schimmelpfennig de la session « The Cosmogenic Nuclides Toolbox ».
- **2018 Goldschmidt conference (Boston) :** co-organisateur avec Greg Balco (Berkeley) de la session "Cosmogenic Noble Gases — Systematics and Applications to Earth Surface Process Studies"

- **2016 INQUA (Bordeaux)** : organisateur de la session "*Changements climatiques abrupts et impacts régionaux*"
- **2016 : Organisation du workshop DINGUE au CRPG**
- **2014 RST Pau** : organisateur de la session 5.5 "Techniques de datation du Quaternaire : nucléides cosmogéniques, OSL, U/Th, magnétostratigraphie."
- **2011 Goldschmidt conference (Prague)** : organisateur de la session "Cosmogenic nuclides, paleoclimate and erosion".
- **Membre de l'European Association of Geochemistry, de l'European Geosciences Union et de l'American Geophysical Union.**

### Vulgarisation de la science

- **2020** – Intervention grand public à l'exposition « *Terre ou désert ?* » des Jardins Ephémères (1<sup>er</sup> octobre), Place Stanislas à Nancy, <http://www.cnrs.fr/centre-est/spip.php?article10955/>
- **2020** – Expert lors d'un débat à Thionville (26 novembre) organisé par l'association *Sciences en Lumière* (CNRS-UL) après la projection du film « *Les mémoires du ciel* » de N. Dattilesi.
- **2020** – France 3. Vosges : pourquoi les stations de ski sont menacées par le réchauffement climatique ? <https://france3-regions.francetvinfo.fr/grand-est/vosges/vosges-stations-ski-sont-elles-menacees-rechauffement-climatique-1781757.html>
- **2019** – RCF Journal radio de 7h et de 8h : Intervention au micro du journaliste M. Obadia qui m'a interrogé comme expert en paléoclimatologie dans le cadre de la conférence sur le climat COP 25 qui se tenait à Madrid en décembre 2019.
- **2016** – Expertise pour un journaliste de *Pour la Science* qui a présenté dans ce mensuel une version vulgarisée de notre synthèse éditoriale publiée dans *Nature* sur la stabilité de la calotte groenlandaise au cours des derniers millions d'année (Blard et al., 2016) : [http://www.pourlascience.fr/ewb\\_pages/a/actu-la-calotte-groenlandaise-plus-instable-qu-on-ne-le-pensait-37948.php](http://www.pourlascience.fr/ewb_pages/a/actu-la-calotte-groenlandaise-plus-instable-qu-on-ne-le-pensait-37948.php).
- **25 octobre 2015 – Train du climat**, exposition ouverte au public organisée en marge de la COP21, conférence de l'ONU à Paris sur le climat. J'ai participé à l'étape nancéienne du "Train du climat" exposition scientifique itinérante pour informer le public sur l'état de l'art de notre connaissance du climat.
- **2014 – Film sur le projet GALAC "Avant-scène recherche Climat, avenir incertain et passé à découvrir"** consacré au paléoclimat de l'Altiplano diffusé sur la télévision en ligne de l'Université de Lorraine : <http://videos.univ-lorraine.fr/index.php?act=view&id=1414>.
- **2011 – Co-auteur du livre "Le climat à découvert"** édité par Catherine Jeandel et Remy Mosseri (éditions CNRS). Auteur principal du chapitre "*Les fluctuations des glaciers de montagne, archives des paléoclimats continentaux*".
- **2010 – Radio (France Bleu) interview** à propos de l'impact des changements climatiques sur le retrait des glaciers de montagne.

## **Enseignements (Total annuel d'environ 80 h eq. TD. - moyenne 2016-2020)**

- **Paléoclimatologie : climat et variabilité de la cryosphère** (Ecole Nationale Supérieure de Géologie, Université de Lorraine et Master 2 "Terre et Planètes", Université de Lorraine). 10 heures/an.
- **Géochimie-géochronologie-statistiques** (Ecole Nationale Supérieure de Géologie, Master 2 "Terre et Planètes", Université de Lorraine). 20 heures/an.
- **Géologie de terrain (tectonique-sédimentologie-cartographie)** (Ecole Nationale Supérieure de Géologie, Université de Lorraine). 40 heures/an.
- **Cours de paléoclimatologie pour les professeurs de SVT et de Physique-Chimie** dans le cadre de la formation continue de l'ESPE de l'Université de Lorraine. 5 heures/an.
- **Responsable des modules** "Controverses scientifiques en Sciences de la Terre" du Master 2 "Terre et Planètes" et du module Paléoclimatologie du Semestre 8 de l'ENSG.

« J'ai appris que seules les questions importent, que les réponses ne sont que des certitudes mises à mal par le temps qui passe. »

Franck BOUYSSSE, « *Né d'aucune femme* », 2019



## Chapitre 2 - Les nucléides cosmogéniques : éléments épistémologiques et techniques

### 1 - Un peu d'histoire : de la montgolfière de Victor Hess aux datations des moraines centenaires par Spectrométrie de Masse par Accélérateur (AMS)

Depuis 120 ans, de nombreuses découvertes scientifiques ont permis de comprendre la nature, l'origine et le potentiel des nucléides cosmogéniques en sciences de l'Univers. Cette aventure est résumée dans la Figure 2.1. La prise de conscience de l'existence d'un « rayonnement » d'origine extraterrestre date du début du XX<sup>ème</sup> siècle. Dans la foulée de la découverte de la radioactivité par Henri Becquerel, Pierre et Marie Curie (Prix Nobel de Physique partagé en 1903), plusieurs expériences ont mis en évidence la présence de particules « ionisantes » qui avaient une autre origine que la Terre elle-même. Au début du XX<sup>ème</sup> siècle, selon l'hypothèse dominante et parcimonieuses des physiciens, il était admis que les roches terrestres étaient la source principale de la radioactivité ambiante observée à la surface et dans l'atmosphère. Quelques chercheurs ont testé la solidité de ce paradigme en réalisant plusieurs observations clefs. En 1909, Théodore Wulf a amélioré un électroscope qu'il a installé au sommet de la Tour Eiffel. Ses résultats indiquèrent une quasi-invariance du flux d'ions avec l'altitude, nourrissant des interprétations controversées (Wulf 1909). La première observation historiquement irréfutable d'un « rayonnement » non terrestre a été réalisée en 1910 par le physicien italien Domenico Pacini, qui a immergé un électroscope dans un lac et sous la mer, à des distances variables du substratum rocheux. Ses résultats démontrèrent que le flux d'ionisation décroît systématiquement de 20% entre la surface et 3 m de profondeur. Son interprétation, qui s'avère encore correcte aujourd'hui, était que la source principale de ce flux est d'origine atmosphérique et non terrestre. Quelques mois plus tard, en 1911 et 1912 le physicien autrichien Victor Hess réalisa d'autres mesures décisives : en embarquant des électroscopes dans des montgolfières envoyées à plusieurs milliers de mètres d'altitude, il établit que le flux d'ionisation à 5000 m est deux fois supérieur à celui observé au niveau du sol. Il conclut à une origine extraterrestre de ce rayonnement, tout en dédouanant le Soleil, après avoir observé que ni le cycle diurne, ni une éclipse, n'avait d'effet sur le flux observé (Hess 1912).



**Figure 2.1 – Les nucléides cosmogéniques : 120 ans de découvertes scientifiques**

Si l'histoire des sciences a retenu le nom de Victor Hess comme découvreur du rayonnement cosmique, ce qui lui valut le prix Nobel de Physique en 1936, plusieurs auteurs considèrent qu'il faut

aujourd'hui rendre une part de la paternité de cette découverte à Domenico Pacini (Carlson and De Angelis 2011). En effet, pour interpréter ses observations réalisées sous la surface de l'eau, D. Pacini avait écrit dès février 1911, soit quelques mois avant V. Hess, qu'« *il existe une cause mesurable d'ionisation dans l'atmosphère, qui a pour origine des radiations pénétrantes, indépendantes de l'action directe des substance radioactives du sol* » (Pacini et al. 1911). Sans rien retirer au caractère décisif des expériences de V. Hess, il serait juste de rétablir l'importance des travaux pionniers de D. Pacini dans la découverte du rayonnement cosmique, ne serait-ce que parce que la correspondance entre les deux chercheurs prouve que V. Hess avait déjà eu connaissance des résultats et des conclusions de D. Pacini en 1911 (Carlson and De Angelis 2011).

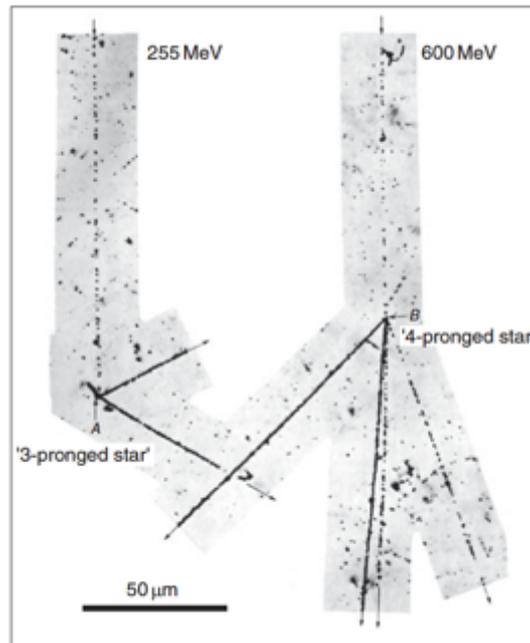
Ensuite, pendant 20 ans, eut lieu une intense controverse scientifique opposant notamment Robert Millikan à d'autres physiciens. R. Millikan, père de la formule « rayonnement cosmique » (« cosmic ray ») était convaincu que ce flux cosmique était un rayonnement gamma, alors que d'autres physiciens pensaient qu'il s'agissait de particules chargées. Bothe and Kolhörster (1929), Clay (1927) et Compton (1932) réalisèrent plusieurs observations importantes pour ce débat, en étudiant la variabilité spatiale du flux d'ionisation. Leurs résultats ont établi que la latitude terrestre a un impact sur ce flux. Ces physiciens en déduisirent que le champ magnétique terrestre a un impact sur le flux cosmique arrivant sur Terre, un comportement caractéristique des particules chargées. En 1941, leurs conclusions furent confirmées par (Schein et al., 1941) qui démontrèrent que la majorité (>80%) du flux cosmique est constitué de protons, donc de particules ayant une masse. Bien que cette démonstration mis un terme au débat, les termes de « rayonnement cosmique » ont persisté jusqu'à aujourd'hui. Par usage et par soucis de simplification, nous continuerons à utiliser cette locution dans les pages suivantes.

C'est en 1934 qu'A.V. Grosse émit l'idée que les particules cosmiques puissent générer des réactions nucléaires avec les atomes de l'environnement terrestre pour produire des « nucléides radioactifs à la surface de la Terre », nucléides qu'il appela « radio-éléments cosmiques » (« cosmic radio-elements »). En 1949, Williard Libby mit au point la méthode de datation au  $^{14}\text{C}$ , en prouvant que ce nucléide cosmogénique radioactif produit dans l'atmosphère est incorporé en quantité homogène dans les différents substrats carbonés (bois et bio-minéralisations), ouvrant ainsi la voie à un chronomètre universel et fiable pour dater des objets de moins de 50 000 ans. Comme cette méthode de datation révolutionna l'archéologie et les Sciences de la Terre, cette découverte lui valut le Prix Nobel de chimie en 1960.

La première mesure d'un radionucléide cosmogénique dans une roche terrestre fut réalisée par Davis and Schaeffer (1955) qui détectèrent avec un compteur Geiger-Müller la présence de  $^{36}\text{Cl}$  dans un échantillon de roche d'une moraine déposée il y a environ 200 000 ans dans les Montagnes Rocheuses.

Une étape importante fut franchie avec le travail des physiciens, dans les années 1950 et 1960, qui s'attelèrent à comprendre la nature des particules cosmiques et la manière dont les taux de production varient dans l'espace et le temps. Pour cela il était nécessaire de décrire leur flux, leur énergie

et leurs interactions complexes avec le champ géomagnétique et l'atmosphère. A la fin des années 50, Devendra Lal réalisa un travail pionnier considérable pour établir les lois empiriques décrivant la variabilité spatiale des particules cosmiques dans l'environnement terrestre. Les données qu'il utilisa furent principalement collectées par des détecteurs de particules issues des missions aéroportées d'émulsions photographiques et des chambres à brouillard (Fig. 2.2).



**Figure 2.2 – Deux « étoiles » produites dans des émulsions photographiques par deux protons cosmiques de 255 MeV et de 600 MeV.**

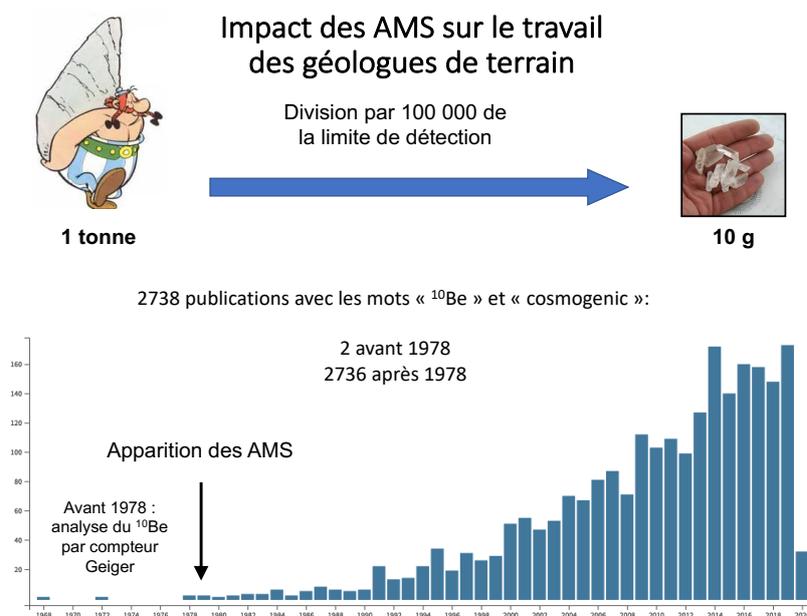
Photos issues de Powell et al., 1959, Légende de Dunai 2010.

En se basant sur un jeu de données à haute résolution spatiale obtenues au début des années 1950, Lal et Peters (1967) mirent au point un modèle empirique reliant altitude, latitude et taux de production. Ce modèle fut ensuite révisé et démocratisé par (Lal 1991), avant d'être ensuite amélioré par (Stone 2000) qui y introduisit la variabilité spatiale de la pression atmosphérique. Malgré les progrès ultérieurs des détecteurs de neutrons et des modélisations physiques *ab initio*, le modèle de Lal/Stone est toujours une référence en 2020 - sous sa forme modernisée pour tenir compte des variations temporelles du champ magnétique terrestre (Balco et al. 2008; Martin et al. 2017).

Au cours des années 1960-1970, les physiciens détectèrent la présence de nucléides cosmogéniques ( $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  et  $^{36}\text{Cl}$ ) dans les météorites et les échantillons lunaires (e.g. Megrue, 1971). Les objets extraterrestres sont soumis à des durées d'exposition et à des flux de particules cosmiques de plusieurs ordres de grandeurs au-dessus de ceux que l'on rencontre dans l'environnement terrestre. Par conséquent, les concentrations en nucléides cosmogéniques dans ces matériaux extraterrestres sont très élevées (e.g.  $^3\text{He} > 10^{15} \text{ at.g}^{-1}$ ) et il a donc été possible de les détecter avec les premiers spectromètres

de masse gaz rares dont les enceintes en verre avaient des limites de détection rudimentaires, de l'ordre  $10^8$  atomes (Megrué 1967), soit environ 100 000 fois au-dessus des limites de détection des instruments actuels (e.g. Blard et al., 2005).

A partir des années 1980 est franchie une étape très importante, avec le développement de la spectrométrie de masse par accélérateur (AMS) et la détection par (Raisbeck et al. 1987) de  $^{10}\text{Be}$  dans des échantillons terrestres. Ces auteurs ont analysé le  $^{10}\text{Be}$  accumulé dans des échantillons de glace et des sédiments marins. Parce qu'il est produit dans l'atmosphère terrestre avant d'être incorporé dans les échantillons analysés, ce  $^{10}\text{Be}$  est dit « atmosphérique ». Ses concentrations dans la glace et les sédiments sont très supérieures à celle de la composante in situ qui résulte de la production directe dans les minéraux des roches. Le principe de cette analyse par l'AMS repose sur l'accélération préalable du  $^{10}\text{Be}$  dans un champ électrique, pour le porter à des énergies supérieures à 1 MeV. Ce principe se fonde sur la loi de Bethe, qui décrit la perte d'énergie des particules chargées comme étant proportionnelle au carré du nombre de protons. Dans ces conditions, les physiciens ont montré qu'il était possible de séparer efficacement les isobares indésirables des nucléides cosmogéniques que l'on souhaite analyser :  $^{10}\text{B}$  dans le cas du  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Mg}$  dans le cas du  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{36}\text{S}$  dans le cas du  $^{36}\text{Cl}$ . Les AMS ont ensuite été améliorés dans les années 1980, entraînant un gain de sensibilité de cinq ordres de grandeur par rapport aux techniques d'analyse par compteur Geiger. Désormais, il est devenu possible d'analyser le  $^{10}\text{Be}$  à partir d'échantillons de roches de seulement quelques kilogrammes, ce qui a rendu possible le développement et la démocratisation de cette méthode qui a révolutionné la géomorphologie quantitative (Fig. 2.3). Les AMS ont également engendré des progrès majeurs pour la datation par  $^{14}\text{C}$ , là encore en permettant de réduire de plusieurs ordres de grandeur la quantité de carbone nécessaire.



**Figure 2.3 – La révolution technique des AMS et la démocratisation de l'outil  $^{10}\text{Be}$  cosmogénique en géomorphologie quantitative.** Depuis 1978, 2738 publications scientifiques comportent les mots clés « cosmogenic » et «  $^{10}\text{Be}$  ». Source : Web of Science ©.

En 1986, Kurz mit à profit les progrès des techniques d'analyse des gaz rares (lignes en métal, spectromètres de masse avec résolution de masse > 700 pour séparer  $^3\text{He}$  et HD-HHH) et détecta pour la première fois de  $^3\text{He}$  cosmogénique dans un échantillon terrestre (Kurz 1986a,b). En analysant par fusion l'hélium contenu dans des olivines issues de laves hawaïennes âgées de 500 000 ans, il a quantifié de manière non univoque  $^3\text{He}$  cosmogénique produit sur Terre ( $5 \times 10^8$  at.g<sup>-1</sup> de  $^3\text{He}$ ).

Pour réaliser sa démonstration, il mit au point une méthode en 2 étapes qui permet de séparer la composante d' $^3\text{He}$  magmatique de  $^3\text{He}$  cosmogénique :

- Etape 1) Broyage sous ultravide des minéraux pour libérer et analyser de manière préférentielle l'hélium 3 et l'hélium 4 magmatiques qui sont majoritairement contenus dans les inclusions fluides
- Etape 2) Fusion des minéraux et analyse des rapports isotopiques et des concentrations en  $^3\text{He}$  et  $^4\text{He}$ . La concentration d' $^4\text{He}$  restant, combinée à la connaissance du rapport magmatique ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) analysé par broyage, permet de calculer la concentration d' $^3\text{He}$  magmatique :  $^3\text{He}_{\text{cos}} = ^3\text{He}_{\text{fusion}} - ^4\text{He}_{\text{fusion}} \times (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{broyage}}$

Si diverses améliorations ont eu lieu depuis 1986, dont certaines découlent de mes propres travaux de recherche, cette méthode développée par Kurz demeure efficace dans beaucoup de cas de figures et reste ainsi souvent appliquée aujourd'hui.

La même année, Klein et al réalisèrent la première analyse de  $^{10}\text{Be}$  cosmogénique dans une roche de l'environnement terrestre, le verre de Lybie, une mystérieuse roche ubiquiste qui résulte probablement de la fusion de la croûte terrestre après l'impact d'une météorite il y a plus de 20 millions d'années (Klein et al. 1986).

En 1991, Lal résolut l'équation fondamentale qui relie la concentration en nucléides cosmogéniques, la durée d'exposition, le taux d'érosion et la profondeur au sein d'un profil de sol. Il établit ainsi un formalisme mathématique qui est devenu incontournable pour prendre en compte les différentes configurations géomorphologiques et interpréter les concentrations en nucléides cosmogéniques, qu'il s'agisse de calculer des durées d'exposition ou des taux d'érosion.

Dans la deuxième moitié des années 1990 se développe l'analyse des nucléides cosmogéniques dans les sables de rivières. Bierman and Steig (1996) démontrent le pouvoir intégrateur de cet outil à l'échelle de tout un bassin versant. Dès lors, la détermination des taux d'érosion par les nucléides cosmogéniques va connaître un essor remarquable, tant cette méthode est efficace pour analyser les relations entre l'érosion et le climat, la tectonique, et d'autres paramètres (e.g. pentes, glaciers, glissements de terrain).

Au tournant des années 2000, la communauté internationale a pris conscience de la nécessité d'améliorer les techniques d'analyse et la connaissance des taux de production. Ceci déboucha sur les grands programmes de recherches : CRONUS aux Etats-Unis (financement NSF) et CRONUS-EU

(financement européen), qui ont permis d'améliorer significativement la connaissance des taux de production, ainsi que la précision et la justesse des techniques d'analyse.

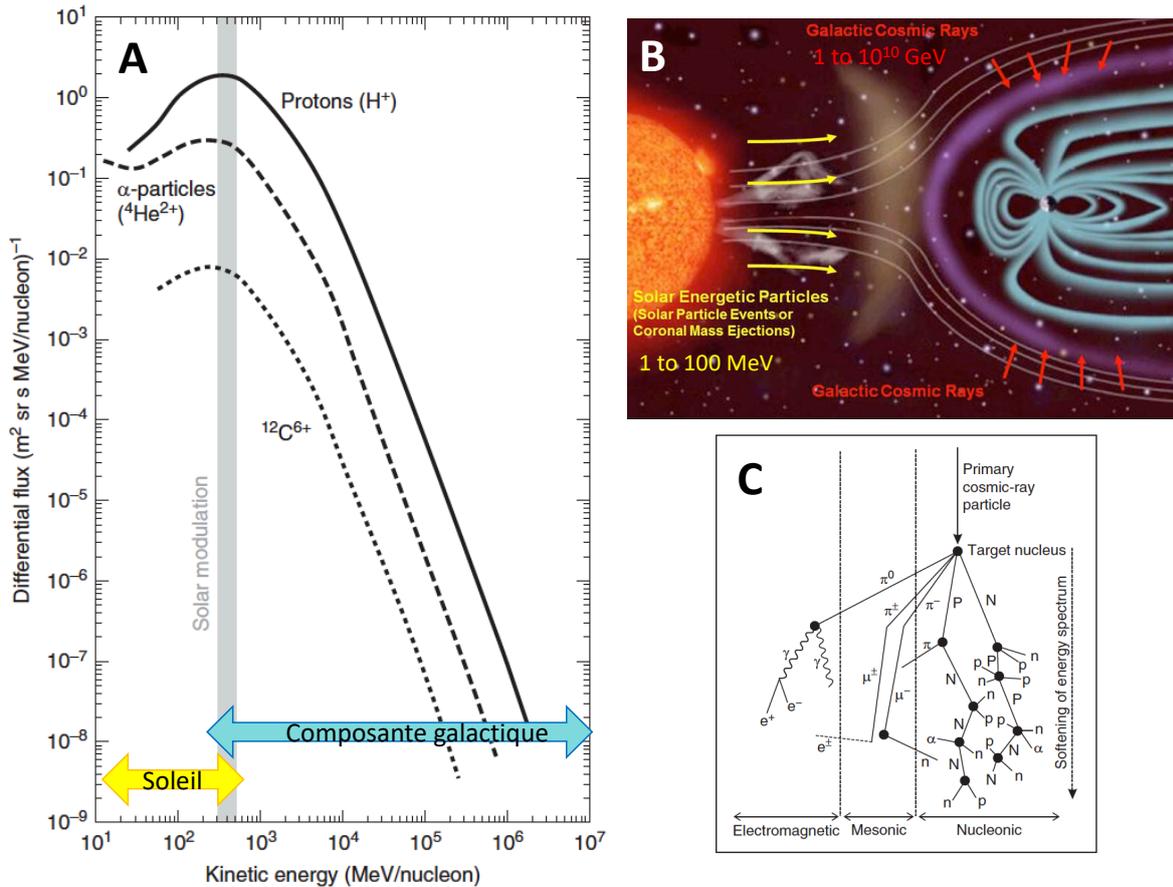
*Dans ce grand arbre constitué par l'étude scientifique des nucléides cosmogéniques, l'essentiel de mon travail de recherche et de mes publications s'inscrivent depuis 2002 dans la continuité des 3 branches suivantes : amélioration des méthodes (techniques d'analyse, connaissance et calcul des taux de production), géochronologie des glaciers et détermination des taux d'érosion.*

## 2 - Quelques notions essentielles sur les nucléides cosmogéniques *in situ*

Afin de bien définir le contexte de mes travaux de recherche, cette partie rappelle quelques notions de base sur les particules cosmiques et les principes de production des nucléides cosmogéniques. Ce sont des notions indispensables à la mise en œuvre des applications géologiques qui ont déjà fait l'objet d'une littérature abondante et détaillée en langue anglaise. Les lecteurs qui souhaitent approfondir certains aspects sont invités à lire des articles de reviews (e.g. (Balco et al. 2008; Blard et al. 2006; Gosse and Phillips 2001; Granger and Schaller 2014) ou le livre de Tibor Dunai (2010). Plusieurs manuscrits en langue française comportent également des éléments méthodologiques approfondis. Citons par exemple l'HDR de Magali Delmas <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-02416098/> ou la thèse de doctorat d'Apolline Mariotti (2020).

### 2.1 - Nature et origine du « rayonnement » cosmique

Les particules cosmiques galactiques responsables de la production des isotopes cosmogéniques *in situ* sont des nucléons de haute énergie qui sont pour la plupart originaires de la Voie Lactée ( $1 \text{ GeV} < E < 10^{10} \text{ GeV}$ ). Ces énergies considérables résultent de l'accélération issue de l'explosion des Super Novae, qui se produisent au rythme d'une explosion tous les 50 ans dans notre galaxie (Tibor J. Dunai 2010). La plupart de ces nucléons galactiques sont des protons (83%) et des particules  $\alpha$  (13 %) (Fig. 2.4 A). Le reste du rayonnement est constitué d'électrons (3%) et noyaux durs (1%). En comparaison, les particules émises par le Soleil ont des énergies insuffisantes (1 à 100 MeV) pour produire des nucléides cosmogéniques *in situ* sur Terre (Cerling and Craig, 1994). Ainsi, bien qu'elles arrivent sur Terre avec un flux plus élevé que celui des particules cosmiques, les particules solaires ne produisent pas des nucléides cosmogéniques terrestres dans des proportions détectables. Pour fournir un ordre de grandeur plus facile à appréhender, un proton qui a une énergie de 100 MeV a une vitesse égale à 43% de la vitesse de la lumière et un proton de 10 GeV a une vitesse égale à 99.6% de celle de la lumière.



**Figure 2.4 – A) Flux des particules cosmiques en fonction de leur énergie** – observation réalisée au sommet de l’atmosphère (modifié à partir de Dunai 2010 – données issues de Simpson, 1983). **B) Les particules énergétiques dans l’environnement extraterrestre proche : particules galactiques (flux isotrope) et solaires (flux anisotrope) et leurs interactions avec l’environnement terrestre** (modifié de NASA/JPL-Caltech). **C) La cascade atmosphérique et son rôle dans l’atténuation en flux et en énergie des différentes particules d’origine cosmique et cosmogénique.** Les interactions entre un proton cosmique incident et les atomes de l’atmosphère produisent un nombre important de particules secondaires qui perdent de l’énergie lors de chaque réaction : 98% sont des neutrons et le reste est constitué de muons, de pions, d’électrons, de positrons et de photons gammas (Dunai 2010).

Il existe une nette anti-corrélation entre le flux et l’énergie des particules : celles qui ont les énergies les plus élevées sont les plus rares (Fig. 2.4). Une particule ayant une énergie de  $10^{20}$  eV traverse une section de  $1 \text{ m}^2$  tous les  $10^9$  ans, alors qu’il y a environ 1000 particules d’énergie  $10^9$  eV qui traversent une section de  $1 \text{ m}^2$  à chaque seconde.

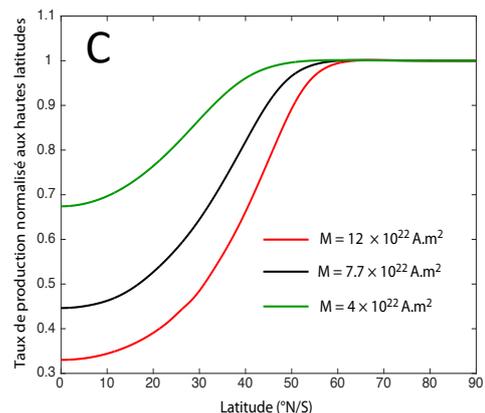
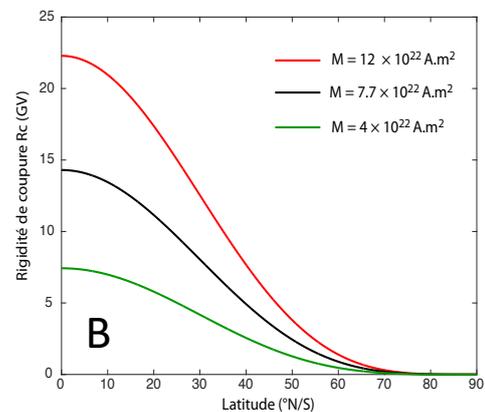
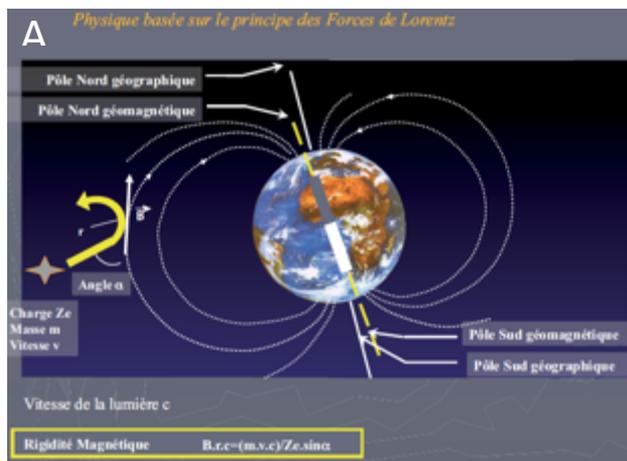
## 2.2 - Effets des champs magnétiques terrestre et solaire sur les particules cosmiques

Dans l’environnement extrasolaire, le flux des particules cosmiques est quasiment isotrope. Cependant, comme ces particules sont pour la plupart chargées ( $\text{H}^+$  et  $^4\text{He}^+$ ), leurs trajectoires sont déviées par les champs magnétiques, via la force de Lorentz. A proximité de la Terre, le champ

magnétique solaire, ainsi que le champ magnétique terrestre vont donc atténuer le flux des particules cosmiques ainsi que leur trajectoire (Fig. 2.4 B). L'atténuation du flux primaire par le champ magnétique est d'autant plus importante que i) l'énergie des particules est faible et que ii) l'angle entre les particules et les lignes de champ magnétique terrestre est faible (Fig. 2.5). En conséquence, certaines particules ne vont même jamais réussir à pénétrer l'environnement terrestre proche. On définit la rigidité de coupure du champ magnétique terrestre,  $R_c$ , comme la barrière énergétique que doit franchir une particule pour passer le champ magnétique et pénétrer dans l'environnement terrestre. Etant donné que le champ magnétique terrestre est en première approximation un dipôle centré sur l'axe géographique Nord-Sud, à l'instant  $t$ , la valeur de la rigidité de coupure  $R_c(t)$  dépend de la latitude  $\lambda$  et de la valeur du moment magnétique dipolaire  $M(t)$  (en  $A.m^2$ ), avec  $M_0 = 7.746 \times 10^{22} A.m^2$  (Martin et al., 2017) :

$$R_c(t) = 14.3 \frac{M(t)}{M_0} \cos^4 \lambda \quad (1)$$

Par analogie avec une installation électrique, on peut assimiler la rigidité de coupure à un filtre passe haut, au sens où il constitue une barrière qui ne laisse passer que les particules dont l'énergie est supérieure à une valeur seuil. Cette énergie barrière diminue lorsque la latitude augmente : elle est maximale à l'équateur (environ 15 GV) et elle atteint une valeur minimale de 0 GV aux latitudes supérieures à  $60^\circ$  (Fig. 2.5B). Ceci signifie que le champ magnétique terrestre n'a aucun effet sur le flux de particules cosmiques aux hautes latitudes, même pour celles qui ont une faible énergie (Fig. 2.5C).



**Figure 2.5 – A) Influence du champ magnétique sur la trajectoire des particules cosmiques (J. Carcaillet) B) Impact de la latitude sur la rigidité de coupure  $R_c$  pour 3 valeurs du moment magnétique dipolaire ( $M = 7.7 \times 10^{22} A.m^2$  : valeur mesurée en 2010 (Equation 1)). C) Taux de production en fonction de la latitude (modèle Stone 2000 « time dependent », Balco et al., 2008).**

Les fluctuations passées de l'intensité et de la géométrie des champs magnétiques terrestres et solaires ont également pu engendrer une modulation du flux cosmique primaire sur les échelles de temps géologiques. Plusieurs modèles physiques ont été proposés pour calculer et corriger les taux de production de ces fluctuations temporelles e.g. (Balco et al. 2008; Lifton et al., 2014; Masarik et al. 2001). Il s'avère d'ailleurs qu'une des méthodes de reconstruction les plus efficace pour reconstruire le champ magnétique terrestre est d'utiliser le  $^{10}\text{Be}$  atmosphérique (Muscheler et al. 2005). En effet, la modulation de sa production par le champ magnétique est désormais bien contrainte (Simon et al. 2016). L'accumulation de données de  $^{10}\text{Be}$  atmosphérique mesurés dans des séries temporelles continues à haute résolution ( $< 2$  ka) pendant les derniers 5 Ma (carottes de glaces et carottages/forages dans les sédiments océaniques) permet aujourd'hui d'utiliser les variations de  $^{10}\text{Be}$  atmosphérique pour reconstruire le champ magnétique terrestre (Simon et al. 2020; 2016). **Une partie de mes travaux de recherche s'est intéressée à l'impact de ces fluctuations du champ magnétique sur les taux de production, et, surtout, à la meilleure manière de les prendre en compte pour calculer les âges ou les taux d'érosion basés cosmogéniques. C'est ce travail qui a abouti à la mise en place du calculateur en ligne CREp, qui permet de tester la sensibilité de cette correction de manière automatique et uniformisée (Martin et al., 2017) (Chap. 3).**

Par ailleurs, lorsque l'activité solaire augmente, l'intensité de son champ magnétique augmente, ce qui diminue le flux et l'énergie des particules cosmiques arrivant sur Terre, et partant, la production des nucléides cosmogéniques. Ce mécanisme est mis à profit par les chercheurs pour reconstruire l'activité solaire au cours du temps, via l'analyse des nucléides cosmogéniques atmosphériques, dans des archives situées dans des zones de hautes latitudes où le champ magnétique terrestre n'a pas d'effet ( $^{10}\text{Be}$  dans les glaces,  $^{14}\text{C}$  dans les arbres).

### **2.3 - La cascade atmosphérique et l'atténuation verticale des réactions dues aux particules cosmogéniques**

Les particules cosmiques primaires qui ont réussi à passer les barrières magnétiques solaires et terrestres ont pour la plupart des énergies supérieures à celles des liaisons nucléaires (entre 2 et 9 MeV par nucléon). Par conséquent, ces particules cosmiques qui percutent les atomes des molécules de gaz constitutives de l'atmosphère ( $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{Ar}$ ) provoquent principalement des réactions dites de **spallation**. La spallation correspond à la collision entre une particule incidente (neutron ou proton de haute énergie) et un noyau cible, qui engendre une réaction nucléaire caractérisée par la destruction du noyau impacté et l'éjection de nouveaux atomes plus légers ; si la particule incidente est d'origine cosmique, ces nouveaux atomes sont des nucléides cosmogéniques. Pour illustrer ce mécanisme d'interaction nucléaire, on peut dresser une analogie avec le billard : la boule blanche incidente provoque la dislocation de l'amas de boules rassemblées.

Etant donnée la nature de la spallation, la masse des nucléides cosmogéniques est par définition inférieure à celle du noyau cible. Le nucléon qui a généré la spallation conserve la plupart du temps sa trajectoire initiale (Dorman et al., 1999) et il a en général suffisamment d'énergie résiduelle pour induire une nouvelle réaction de spallation. Au sommet de l'atmosphère, les protons cosmiques primaires interagissent par spallation avec les molécules atmosphériques. Rapidement, ces réactions engendrent des particules cosmogéniques secondaires, des neutrons principalement, et le flux primaire protonique devient un flux neutronique secondaire. Ainsi, de proche en proche, on assiste à une cascade réactionnelle depuis le sommet vers le bas de l'atmosphère (Fig. 2.4 C). Plusieurs conséquences notables découlent de ce processus : 1) la formation de nucléides cosmogéniques dits « atmosphériques », notamment le  $^{10}\text{Be}$ , qui peut être utilisé pour dater les sédiments, les glaces ou reconstruire le champ magnétique terrestre et l'activité solaire, ou encore le  $^{14}\text{C}$ , qui est sans doute le plus célèbre chronomètre du Quaternaire ; 2) l'atténuation du flux et de l'énergie du spectre de particules cosmiques primaires et secondaires ; 3) la formation par ces réactions, de nouvelles particules cosmogéniques secondaires, en particulier les muons, qui sont elles aussi capables d'induire la formation de nucléides cosmogéniques.

Les muons, notés  $\mu^-$ , sont des particules chargées négativement, dont la caractéristique principale est d'avoir une masse intermédiaire entre celle de l'électron et du proton. L'anti-muon, noté  $\mu^+$ , a une charge positive. Les muons résultent de la décroissance des pions, eux-mêmes formés lors des collisions à haute énergie proton-proton ou neutron-proton. Les muons sont des particules instables qui ont une demi-vie de 2.2  $\mu\text{s}$  avant de décroître en électrons et neutrinos. Leur vitesse, qui est proche de celle de la lumière, leur permet de parcourir une distance théorique de 660 m maximum. Mais, du fait de la dilatation apparente du temps décrite par la loi de la relativité restreinte, la demi-vie des muons dans le référentiel terrestre est beaucoup plus longue, ce qui leur permet d'atteindre la surface terrestre. Les muons qui arrivent au sol ont des énergies élevées, de l'ordre de 4 GeV, ce qui les rend assez peu sensibles au champ magnétique terrestre. A ces énergies, ils peuvent engendrer la production de nucléides cosmogéniques dans les roches, jusqu'à plusieurs mètres en dessous de la surface. Etant donné que les muons ont une faible probabilité réactionnelle, l'atténuation de leur flux par l'atmosphère est moins efficace que dans le cas des neutrons (Dunai, 2010). Ainsi, par atténuation différentielle, les muons sont les particules cosmiques les plus abondantes au niveau de la mer, tout en étant responsables que d'une faible proportion de la production de nucléides cosmogéniques dans les premiers centimètres de sol. Les muons occupent désormais une place de premier plan dans la famille des particules cosmiques : elles peuvent être détectées par n'importe quel téléphone portable moderne, dont la cellule-photosensible peut être utilisée comme un détecteur de muons : <https://wipac.wisc.edu/deco/data> (Vandenbroucke et al. 2016). Par ailleurs, les muons peuvent être utilisés pour cartographier à haute résolution des cavités souterraines, donnant naissance à une toute nouvelle méthode appelée « muographie ». Celle-ci a notamment permis de révéler la présence d'une galerie cachée, de plus de 30

m de long, au sein de la grande pyramide de Khéops en Egypte : <http://www.scanpyramids.org/> (Morishima et al. 2017).

L'atmosphère est une barrière très efficace pour atténuer le flux et l'énergie des particules cosmiques qui arrivent dans l'environnement terrestre. Contrairement à une idée trop répandue dans la littérature scientifique, l'atmosphère est un bouclier infiniment plus performant que le champ magnétique pour protéger la biosphère des effets ionisants des particules cosmiques : à 12 km d'altitude, il ne reste plus que 5% des protons galactiques primaires et au niveau de la mer, seuls 0.1% des nucléides cosmogéniques secondaires ont encore suffisamment d'énergie pour produire des nucléides cosmogéniques (Fig. 2.6) (Dunai, 2010).

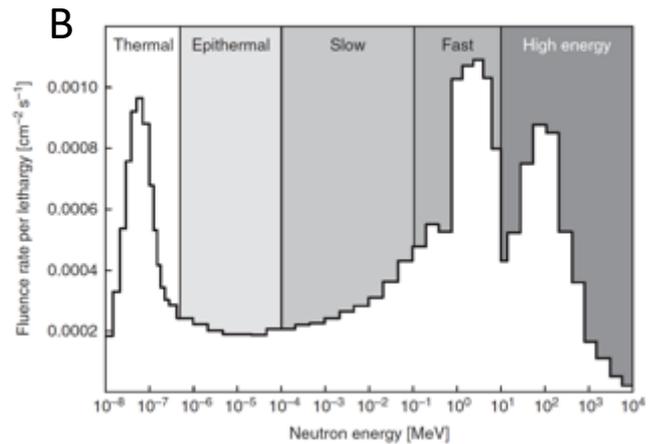
En première approximation, le flux de neutrons cosmiques secondaires  $N(d)$  décroît selon une loi exponentielle en fonction de la profondeur atmosphérique  $d$ , dont la dimension, en  $\text{g.cm}^2$ , est homogène à celle d'une pression :

$$N(d) = N_0.e^{-d/\Lambda} \quad (2)$$

$N_0$  est le flux de neutrons au sommet de l'atmosphère,  $\Lambda$  ( $\text{g.cm}^{-2}$ ) la longueur d'atténuation, qui dépend de la rigidité de coupure,  $R_c$  et de l'altitude (Dunai, 2010).  $\Lambda$  étant de l'ordre de 130 à 150  $\text{g.cm}^{-2}$  dans l'atmosphère, le flux de neutrons cosmiques double à chaque fois que l'altitude augmente de 1500 m.

Cette augmentation drastique du rayonnement cosmique en haute altitude peut avoir des implications sanitaires. Les compagnies aériennes et les scientifiques responsables des missions spatiales doivent tenir compte de l'impact du rayonnement cosmique sur la santé du personnel navigant qui, en passant de nombreuses heures en haute altitude (> 10 km), est exposé à un flux important de particules cosmiques de haute énergie. Des études épidémiologiques ont mis en évidence une augmentation de la prévalence de la plupart des cancers dans ces populations. Le risque de développer un cancer serait ainsi 2 à 4 fois supérieur pour le personnel navigant des avions (McNeely et al. 2018). On estime que l'exposition aux radiations aux altitudes de croisière est de 4 à 9 mSv par an (pour 1000 heures de vol par an à 10 km) et de 1 mSv par jour pour les astronautes qui font des vols spatiaux. A titre de comparaison, un être humain vivant au niveau de la mer est exposé annuellement à une dose totale de radioactivité de l'ordre de 3 mSv (1.8 mSv sont issus de la radioactivité naturelle des roches et du corps, 0.2 mSv des particules cosmiques et 1 mSv des examens médicaux). La dose maximum légale pour un travailleur est de 20 mSv par an, 5 mSv pour une femme enceinte. Cependant cette sur-incidence de cancers n'a pour le moment pas été constatée dans les populations vivant en haute altitude (Tibet, Andes) et donc, si l'étude de McNeely et al. (2018) invite à la prudence, elle demande aussi des analyses complémentaires, notamment pour évaluer l'impact d'éventuels facteurs confondants (e.g. altération du rythme circadien).

Parmi les neutrons secondaires qui parviennent jusqu'à la surface terrestre, seuls les **neutrons de haute énergie (10 MeV à 10 GeV)** sont capables de produire des réactions de spallation (Goldhagen et al. 2002). Les neutrons rapides (**0.1 à 10 MeV**), les neutrons lents (**100 eV à 100 keV**) et les **neutrons épi-thermiques et thermiques (<100 eV)** n'ont pas assez d'énergie pour générer ce type de réactions. En revanche, les neutrons thermiques peuvent engendrer des captures neutroniques : il s'agit d'un processus par lequel un noyau capture un neutron sans se désintégrer. Après émission d'un rayonnement gamma pour évacuer l'énergie en excès, il devient un noyau plus lourd.



**Figure 2.6 – A) Cascade atmosphérique des particules cosmiques primaires et secondaires (Chelkov : <http://uc.jinr.ru/images/pdf/projects/shelkov.pdf>) B) Spectre énergétique des neutrons cosmiques secondaires au niveau de la mer (Dunai, 2010, données de Goldhagen et al., 2002).**

Les particules cosmiques secondaires vont produire des isotopes cosmogéniques au sein des roches et des minéraux qui les composent, selon les trois processus principaux :

- **Production dans les roches par spallation**

Il s'agit de la principale réaction responsable de la production des isotopes cosmogéniques *in situ*. Chaque atome cible étant caractérisé par une section efficace spécifique (*i.e.* une probabilité à être « percuté » et à engendrer le cosmonucléide considéré), les taux de production des cosmonucléides sont dépendants de la composition des minéraux dans lesquels ils sont formés (Lal 1991; Masarik and Reedy 1994).

Par exemple, dans le quartz, le  $^{10}\text{Be}$  est produit par spallation sur l'oxygène et le silicium ( $^{28}\text{Si}(n,x)^{14}\text{C}$ ), alors que dans les olivines le  $^{10}\text{Be}$  et l' $^3\text{He}$  cosmogénique sont produits par spallation sur l'O, le Si ( $^{16}\text{O}(n;4p3n)^{10}\text{Be}$ ), Mg et Fe.

Comme dans l'atmosphère, la succession des réactions de spallation dans un profil rocheux génère une atténuation du flux de particules secondaires et ainsi une décroissance du taux de production des isotopes cosmogéniques *in situ*. En première approximation, cette décroissance est exponentielle :

$$P(y) = P_0 \cdot e^{-\rho \cdot y / \Lambda} \quad (3)$$

$P_0$  et  $P(y)$  étant respectivement la production en surface et à la profondeur  $y$  (cm),  $\Lambda$  ( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$ ) la longueur d'atténuation et  $\rho$  ( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ) la masse volumique de la roche. Selon le cosmonucléide considéré et la composition du massif traversé,  $\Lambda$  est comprise entre 140 et 160  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$  (Gosse and Phillips, 2001). Ainsi, pour une roche de densité moyenne  $2.7 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ , le taux de production est divisé par 2 tous les 40 cm. A partir de 3 m de profondeur, le taux de production par spallation est 60 fois inférieur à celui de la surface. C'est précisément parce que leur production est limitée aux premiers décimètres des massifs rocheux que les isotopes cosmogéniques sont des outils très adaptés pour quantifier les processus géologiques de surface, qu'il s'agisse de la datation des surfaces ou de la mesure des taux d'érosion. Si l'atténuation n'était pas aussi efficace, les processus géomorphologiques (*e.g.* érosion, enfouissement, création d'un escarpement de faille) ne pourraient pas remettre à zéro la concentration en cosmonucléides *in situ*. Les concentrations analysées intégreraient alors plusieurs événements successifs, compliquant l'interprétation du signal.

- **Production par capture des neutrons thermiques**

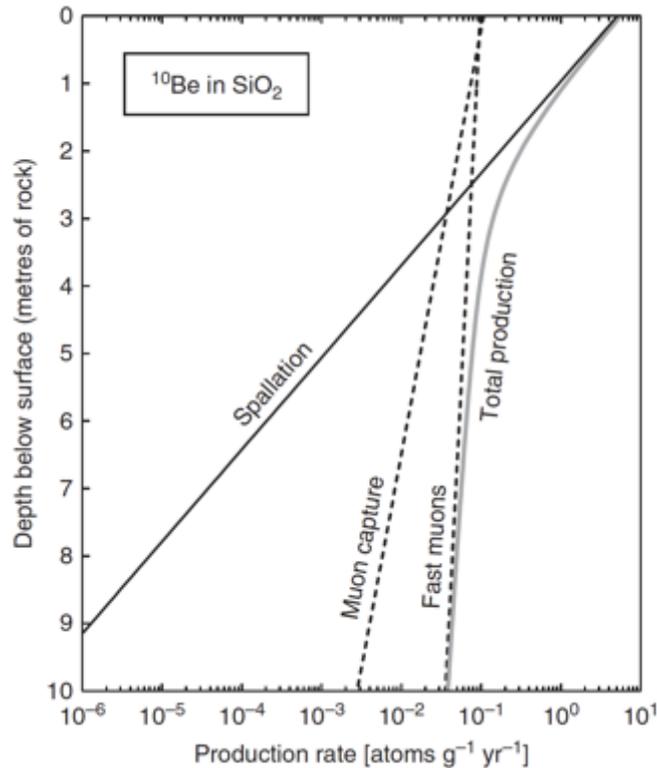
Les neutrons de faible énergie, dits thermiques, peuvent être capturés par des noyaux cibles possédant une section efficace importante. A l'inverse de la spallation, la capture neutronique (*i.e.* thermique) est capable de produire des éléments de masse supérieure ou égale à la masse de l'élément cible. Une réaction de capture des neutrons thermiques quantitative est celle de la production de  $^{36}\text{Cl}$  par la capture neutronique par le K (*e.g.*  $^{39}\text{K}(n,\alpha)^{36}\text{Cl}$ ) ou le Cl (*e.g.*  $^{35}\text{Cl}(n,\gamma)^{36}\text{Cl}$ ). Le  $^{10}\text{Be}$  peut être produit par capture neutronique sur le  $^9\text{Be}$  ( $^9\text{Be}(n,\gamma)^{10}\text{Be}$ ) ou le  $^{13}\text{C}$  ( $^{13}\text{C}(n,\alpha)^{10}\text{Be}$ ) mais ces éléments (béryllium et carbone) ne sont pas assez abondants dans les minéraux couramment analysés pour que cette réaction soit quantitative. L' $^3\text{He}$  peut aussi être produit indirectement par capture de neutrons thermiques car il résulte de la décroissance du  $^3\text{H}$  produit par la réaction ( $^6\text{Li}(n,\alpha)^3\text{H}$ ). Vu leurs faibles niveaux d'énergie, les neutrons thermiques cosmogéniques sont seulement présents dans les premiers décimètres sous l'interface atmosphère-sol. Leur flux est très fortement dépendant de la présence d'eau, qu'il s'agisse d'eau interstitielle dans les sols ou de couverture neigeuse. En effet, si les réactions de spallation dans les roches sont les principales sources de neutrons thermiques, ceux-ci sont réfléchis par  $\text{H}_2\text{O}$  par effet miroir, et reviennent dans les roches participer aux réactions de captures (Dunai et al. 2014). D'ailleurs, la mesure *in situ* du flux de neutrons thermique peut même être utilisé comme nivomètre, notamment

par des entreprises comme EDF qui veulent mesurer précisément les réserves hydriques en amont des barrages (Delunel et al. 2014). Les neutrons thermiques peuvent aussi être produits par la radioactivité naturelle des roches, par interaction entre les particules  $\alpha$  issues de la décroissance de l'uranium, du thorium et du samarium. Ce schéma réactionnel peut induire une production quantitative d' $^3\text{He}$  ou de  $^{36}\text{Cl}$  dans les roches, ces isotopes étant appelés « nucléogéniques » (Andrews and Kay 1982). Il est important de déterminer correctement cette production nucléogénique pour corriger sa contribution et déterminer avec précision et justesse la concentration en nucléides cosmogéniques. Ceci est d'autant plus important que les roches sont riches en U, Th et Sm ( $\gg 1$  ppm), à fortiori quand leur âge de cristallisation est élevé, par exemple de plusieurs millions d'années.

- **Production par les muons « lents » et « rapides »**

Les muons produisent des nucléides cosmogéniques selon deux schémas réactionnels :

- i) La **capture des muons lents** par un proton du noyau cible. La notion de muons « lents » est toute relative, car les muons ont des énergies élevées, de l'ordre de plusieurs GeV. La capture muonique engendre souvent une instabilité du noyau, qui émet un ou plusieurs nucléons, on parle d'« évaporation ». In fine la capture muonique aboutit à la formation d'un nouveau nucléide cosmogénique de masse inférieure au noyau cible. Dans le quartz, le  $^{10}\text{Be}$  est produit par la capture de muons sur O ( $^{16}\text{O}(\mu^-, \alpha, pn)^{10}\text{Be}$ ) et Si ( $^{28}\text{Si}(\mu^-, x)^{10}\text{Be}$ ). La longueur d'atténuation moyenne de la réaction associée à la capture des muons lents est de l'ordre de  $1510 \text{ g.cm}^{-2}$  (Heisinger et al. 2002), alors que pour la spallation cette atténuation est de 140 à  $160 \text{ g.cm}^{-2}$  (Gosse and Phillips 2001). L' $^3\text{He}$  peut aussi être produit par capture des muons sur le  $^7\text{Li}$ .
- ii) La **production par muons rapides**. Les muons de haute énergie ( $> 10$  GeV), engendrent aussi, par effet Bremstrahlung (rayonnement continu de freinage), la production de rayonnements gamma (photons) qui peuvent produire des neutrons secondaires par des réactions ( $\gamma, n$ ). A leur tour, ces neutrons ont assez d'énergie pour produire des réactions de spallation et, ainsi des nucléides cosmogéniques. La longueur d'atténuation moyenne de la réaction associée aux muons rapides est de l'ordre de  $4320 \text{ g.cm}^{-2}$  (Heisinger et al. 2002).



**Figure 2.7 - Taux de production du  $^{10}\text{Be}$  ( $\text{at.g.a}^{-1}$ ) sous la surface (en mètres) pour les neutrons rapides (spallation), la capture des muons lents et des muons rapides (Dunai, 2010), calculés pour une roche de masse volumique  $2.7 \text{ g.cm}^{-3}$  selon le modèle de la simple atténuation exponentielle. Selon les dernières calibrations (Heisinger et al., 2002a, 2002b ; Braucher et al., 2011, 2013), la longueur d'atténuation pour les muons lents est de  $1500 \text{ g.cm}^{-2}$  et de  $4320 \text{ g.cm}^{-2}$  pour les muons rapides, alors qu'elle est seulement de  $150$  à  $160 \text{ g.cm}^{-2}$  pour la spallation (Gosse and Phillips, 2001).**

Dans les roches de surface, la contribution totale de la production muonique est négligeable dans le bilan de production des cosmonucléides. Pour le  $^{10}\text{Be}$ , elle est de l'ordre de 2% du total selon les observations faites avec des accélérateurs de protons par (Heisinger et al. 2002a,b), mais seulement de 0.9% selon les données géologiques. Ces estimations empiriques sur des objets naturels sont à priori les plus fiables car elles ont l'avantage de représenter le spectre énergétique naturel (Balco 2017; Braucher et al. 2013, 2011, 2003). Si elle est quasi-négligeable dans les roches de surface, la production muonique devient en revanche prépondérante à quelques mètres sous la surface (Fig. 2.7). Il est donc important de la prendre en compte quand on analyse du matériel géologique qui a été exposé à plusieurs mètres sous la surface pendant une durée importante ( $\gg 10^3$  ans), soit parce qu'un scientifique l'échantillonne en profondeur, soit parce qu'il a été ramené en surface par l'érosion. Cette production muonique doit alors être prise en compte pour le calcul des taux d'érosion : pour les taux d'érosion supérieurs à  $1 \text{ m/Ma}$  à l'état stationnaire, la production muogénique représente de 30 à 40% du total du  $^{10}\text{Be}$  mesuré dans du matériel de surface.

Pour décrire l'atténuation des deux schémas réactionnels muoniques dans un profil vertical de sol, le modèle physique décrit par l'approche de (Heisinger et al. 2002a,b) et l'approximation la plus juste, dans sa version mise à jour par (Balco 2017) pour tenir compte des données empiriques de calibration obtenues sur des profils verticaux de plus de 10 m (Balco 2017; Braucher et al. 2013, 2011; 2003). L'écart entre le modèle d'Heisinger et celui décrivant les atténuations muoniques avec une double exponentielle peut ponctuellement atteindre voire dépasser 10%.

En revanche, quand il s'agit d'intégrer la production muonique sur une colonne de sol en érosion, le modèle à double exponentielle est une approximation juste (l'écart avec le modèle d'Heisinger est inférieur à quelques pourcents (Charreau et al. 2020; Lupker et al. 2015), qui est largement utilisé car plus simple à développer dans les calculs.

En théorie,  $^3\text{He}$  peut aussi être produit par la capture de muons par le  $^7\text{Li}$  et de manière indirecte via l'éjection de neutrons par des cibles qui ont capturé des muons, mais ce schéma réactionnel est encore très mal connu et nécessite de nouvelles données expérimentales.

## 2.4 - Les facteurs de correction géographique : Lal/Stone et LSD

Comme le champ magnétique terrestre et l'épaisseur d'atmosphère (donc l'altitude) exercent un contrôle majeur sur le flux et l'énergie des particules cosmiques, les chercheurs ont développé des modèles de correction géographique, aussi appelées « facteurs de mise à l'échelle » (« scaling factors » en Anglais), dans le but de calculer le taux de production réel en un lieu donné - ce lieu étant caractérisé au minimum par la latitude, l'altitude et éventuellement la longitude et la pression atmosphérique locale.

A pression atmosphérique constante, les taux de production au niveau de la mer sont invariants au-delà de  $60^\circ$  de latitude, donc, par convention, la valeur de référence d'un taux de production est définie pour les conditions de hautes latitudes à 0 m d'altitude. En Anglais, on définit le *Sea Level High Latitude production rates*, soit SLHL  $P_3$  et SLHL  $P_{10}$  pour  $^3\text{He}_c$  et le  $^{10}\text{Be}_c$ . Cette normalisation permet notamment de comparer entre eux des taux obtenus dans des régions où les taux de productions locaux peuvent être très différents.

Plusieurs types de modèles de mise à l'échelle ont été développés depuis les années 1990 :

### 2.4.1 Modèles empiriques basés sur les émulsions photographiques et les chambres à brouillard (Lal, 1991 ; Stone, 2000 ; Balco et al., 2008).

Le modèle historique de Lal (Fig. 2.8) a été successivement amélioré par Stone en 2000 pour tenir compte de l'impact de la pression atmosphérique puis par Balco et al. (2008) et Martin et al. (2017) qui ont ajouté au modèle de Lal/Stone une correction temporelle inspirée de (Nishiizumi et al. 1989), afin de prendre en compte les variations du champ magnétique terrestre au cours du temps. Ce modèle « time dependent » de Lal/Stone reste un des modèles les plus fiables et fait encore référence aujourd'hui (Borchers et al. 2016; Martin et al. 2017).

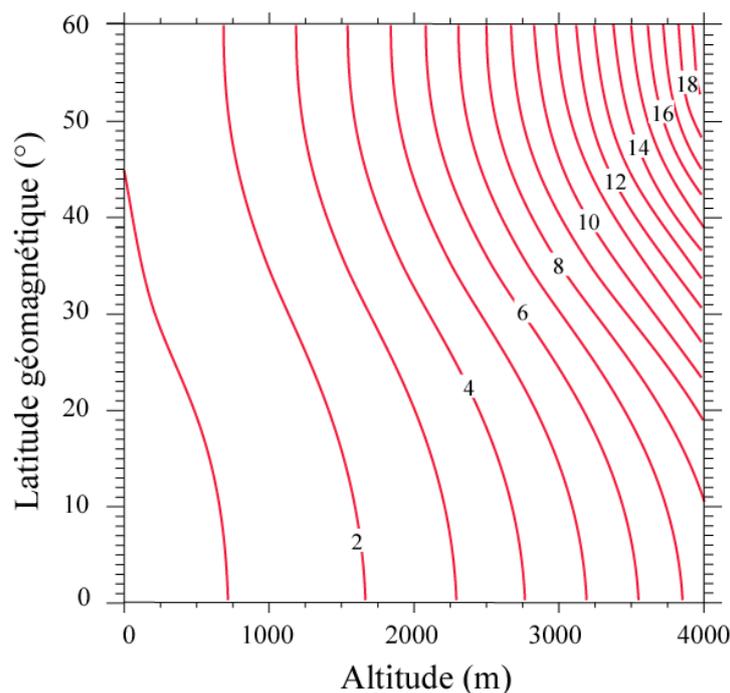


Figure 2.8 – Abaque décrivant le facteur de Lal 1991 en fonction de l’altitude et de la latitude

#### 2.4.2 Modèles empiriques basés sur les détecteurs physiques de neutrons (Dunai, 2000 ; Desilets et al., 2006 ; Lifton et al., 2005)

L’apparition des détecteurs électroniques de neutrons dans les années 1960 a été accueillie comme un progrès méthodologique important. Différentes campagnes d’observations aériennes ont été menées à la fin du XX<sup>ème</sup> siècle dans le but de mieux documenter la variabilité spatiale du flux neutronique cosmique. Les données acquises grâce à ces campagnes ont engendré le développement et la publication de différents modèles au début des années 2000 (Dunai, 2000 ; Desilets et al., 2006 ; Lifton et al., 2005). Ces modèles de correction géographique donnaient dans certaines zones des différences assez importantes avec celui de Lal/Stone (écart jusqu’à 25% dans quelques régions ; Balco et al., 2008). Il a par la suite été démontré qu’une part des données collectées par ces détecteurs modernes étaient affectée par des biais importants, en particulier à cause du phénomène de « multiplicité » - les particules de haute énergie et leur cascade réactionnelle associée engendre la détection de « faux positifs » (Lifton et al., 2014). Aussi, tous les modèles de mise à l’échelle basés sur ces données (Desilets et al. 2006; Dunai 2000; Lifton et al. 2005) sont aujourd’hui considérés comme inadéquats pour décrire correctement la réalité et ont été abandonnés.

### **2.4.3 Modèle purement théorique basé sur des modélisations de Monte Carlo ab-initio de Lifton-Sato-Dunai « LSD » (Lifton et al., 2014).**

Ce modèle est dérivé de l'algorithme PARMA (Sato et al. 2008), qui s'appuie sur une approche de Monte Carlo pour décrire le comportement purement théorique et stochastique des interactions neutrons-atmosphère. Il incorpore aussi l'influence des variations spatiales du champ magnétique solaire (héliosphère) et celles des composantes non dipolaires du champ magnétique terrestre.

A ce jour, le modèle physique LSD (Lifton et al. 2014) et le modèle empirique amélioré de Lal/Stone « time dependent » (Balco et al. 2008) sont les deux références mondiales. Ce diagnostic est établi en observant leur capacité statistique à limiter la dispersion des données de calibration géologiques. L'augmentation du nombre de sites de calibration à la surface du globe (programmes CRONUS-US et EU en 2005 – 2012 et notamment le projet ANR Galac 2011-2016 dont j'ai été le PI, Chap. 3) a permis d'affiner notre évaluation de la fiabilité de ces modèles. Ces progrès ont aussi induit une baisse significative des erreurs systématiques et aléatoires associées au calcul des âges d'exposition dans certaines régions ( $1\sigma < 5\%$  dans beaucoup de régions : Andes, Amérique du Nord, Europe du Nord, Nouvelle Zélande). Il reste que certaines régions sont encore sous documentées (e.g. l'Asie) et que d'autres comme l'Atlantique Tropical, montrent des anomalies inexplicables, peut-être à cause de singularités atmosphériques ou magnétiques locales (voir Chap. 3, section 2.6 : synthèse mondiale des  $P_{SLHL}$  calculés avec CREp). De nouvelles calibrations empiriques restent donc aujourd'hui nécessaires pour améliorer ces modèles et la fiabilité des datations par nucléides cosmogéniques. Ces travaux requièrent des moyens lourds et un substantiel investissement en temps analytique ; ils exigent une mise en commun des expertises des géomorphologues, des géochimistes et des géochronologues.

A plus petite échelle, les effets de relief peuvent aussi être responsables d'un écrantage du flux cosmique secondaire et ainsi exiger des corrections non négligeables des taux de production (Dunne et al., 1999). Il semble aussi que la géométrie des objets exposés au rayonnement soit capable d'affecter les taux de production de manière significative (Masarik and Wieler, 2003).

## **2.5 - Notion de couple « isotope cosmogénique – minéral »**

La mesure d'un nucléide cosmogénique donné (e.g.  $^{10}\text{Be}$  ou  $^3\text{He}$ ) ne peut être réalisée que dans un minéral bien particulier, qui satisfait spécifiquement à certains critères physiques et chimiques indélébiles :

- i) Les minéraux analysés doivent avoir une composition chimique qui est favorable à la production du nucléide analysé. Par exemple, les réactions de spallation, qui engendrent par définition des nucléides de masse inférieure à l'élément cible, sont incapables de produire du  $^{36}\text{Cl}$  dans le quartz (Si et O ayant des masses atomiques inférieures à 36). Par ailleurs, un minéral dont la composition chimique est homogène et invariante est un

avantage pour connaître avec fiabilité son taux de production, car il est fréquent que le taux de production élémentaire d'un nucléide cosmogénique, contrainte par la section efficace spécifique, varie d'un élément chimique à l'autre. Par exemple, le taux de production du  $^{21}\text{Ne}$  varie significativement avec la composition chimique du minéral hôte. Son taux de production est donc stable et bien connu pour le quartz, minéral de composition invariante (Kober et al. 2011), en revanche celui-ci reste encore mal connu et entaché de plus grandes incertitudes pour les pyroxènes, minéraux de compositions hétérogènes et variables.

- ii) Il faut s'assurer de travailler avec des minéraux qui ont la capacité de retenir de manière quantitative les isotopes cosmogéniques accumulés au cours de leur exposition au rayonnement cosmique. Les gaz rares ( $^3\text{He}$  et  $^{21}\text{Ne}$ ) sont très sensibles à cette contrainte. A la température moyenne de la surface de la Terre, olivines et pyroxènes peuvent retenir l'hélium (Blard et al., 2008; Shuster et al., 2004) alors que la diffusivité de cet élément dans le quartz est en revanche rédhibitoire pour une utilisation fiable (Trull et al., 1991).
- iii) Le minéral hôte doit permettre l'isolation et l'analyse de la seule composante cosmogénique in situ. Dans le cas du  $^{10}\text{Be}$ , cette contrainte concerne la capacité à éliminer la composante atmosphérique du  $^{10}\text{Be}$ , qui peut être jusqu'à  $10^6$  plus abondante que la composante in situ. De ce point de vue, le quartz est bien adapté à l'analyse du  $^{10}\text{Be}$ , car il est un minéral difficilement altérable et peu favorable à la formation de minéraux secondaires et duquel la composante atmosphérique est facile à éliminer (Brown et al. 1991; Kohl and Nishiizumi 1992). Dans le cas de l' $^3\text{He}$ , la détermination des composantes non cosmogéniques de l' $^3\text{He}$  ( $^3\text{He}$  magmatique, nucléogénique et atmosphérique) représente un travail analytique rigoureux, qui demande bien souvent des analyses complémentaires (U,Th, Li, broyage, manipulation des échantillons dans des conditions particulières, cf Chap. 3, section 2).

Par conséquent, il existe aujourd'hui seulement un nombre restreint de couples « minéral-nucléides cosmogéniques » (Tableau 2.1). Et il y a un nombre encore plus faible de couples cosmonucléides – minéral hôte qui font l'objet de mesures en routine pour les applications géologiques. Les 4 principaux couples sont le  $^{10}\text{Be}$  (et le  $^{26}\text{Al}$ ) dans le quartz, l' $^3\text{He}$  dans les olivines et les pyroxènes, le  $^{21}\text{Ne}$  dans le quartz et le  $^{36}\text{Cl}$  dans les carbonates, les feldspaths-K et les laves - même si cette matrice est souvent riche en Cl, compliquant la correction de  $^{36}\text{Cl}$  nucléogénique (Schimmelpfennig et al. 2009).

Le développement de nouveaux protocoles reste un enjeu majeur pour établir de nouveaux systèmes cosmonucléides-minéraux fiables et ouvrir la voie à de nouvelles applications. **Ainsi, depuis**

ma thèse, une part de mon travail de recherche (Chap. 3, section 2) a été consacrée à l'amélioration des méthodes existantes et au développement des nouveaux couples cosmonucléides-minéraux, telle la mise au point d'une méthode adaptée à l'analyse du  $^{10}\text{Be}$  dans les minéraux mafiques - olivines pyroxènes (Blard et al., 2008) et dans les feldspaths (Zerathe et al. 2017).

Cosmonucléide (Demi-vie $T_{1/2}$ )	$^3\text{He}$ (stable)	$^{21}\text{Ne}$ (stable)	$^{10}\text{Be}$ (1.39 Ma)	$^{26}\text{Al}$ (0.72 Ma)	$^{36}\text{Cl}$ (0.3 Ma)	$^{14}\text{C}$ (5.7 ka)
Phase minérale	Olivine Pyroxène Grenat Zircon	Olivine Pyroxène Quartz	Quartz Olivine Pyroxène	Quartz	Calcite Plagioclase Feldspath-K	Quartz Olivine
Limite de détection (at/g)	$10^3$ à $10^4$	$10^5$ à $10^6$	$10^3$	$10^4$	$10^3$	$10^4$
Technique d'analyse	Spectro de masse - gaz rares	Spectro de masse - gaz rares	Dissolution AMS	Dissolution AMS	Dissolution AMS	Fusion oxydation AMS

Tableau 2.1 – Caractéristiques des couples minéraux - nucléides cosmogéniques

## 2.6 - Équations de production et applications géomorphologiques

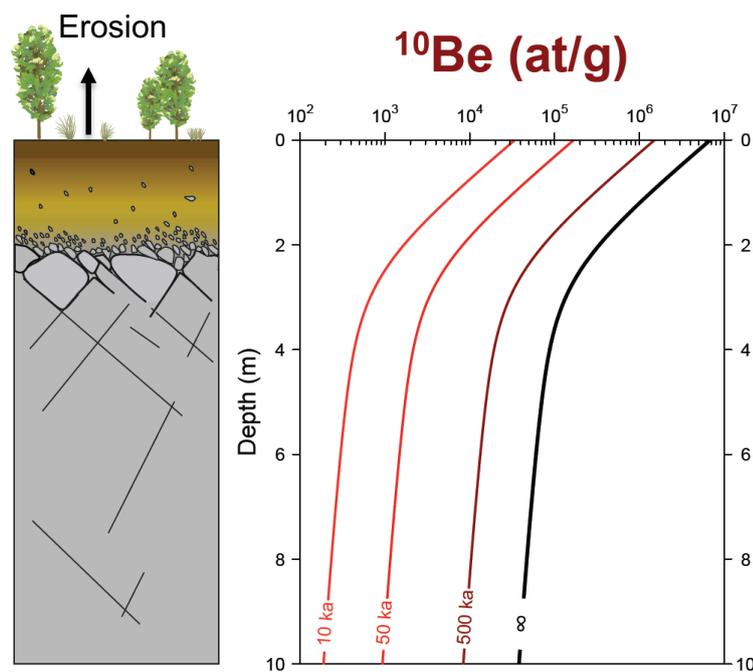
La concentration en un nucléide cosmogénique  $C$  (at.g $^{-1}$ ) à la profondeur  $z$  (cm), s'exprime en fonction du temps d'exposition,  $t$  (a), de la dénudation (somme de l'érosion physique et de l'érosion chimique),  $\varepsilon$  (cm.a $^{-1}$ ) selon :

$$C(z, t, \varepsilon) = C_0(z) e^{-\lambda t} + \frac{P_n \cdot e^{-\frac{\rho z}{\Lambda_n}} \left( 1 - \exp\left(-t \left(\frac{\rho \varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda\right)\right) \right)}{\frac{\rho \varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda} + \frac{P_{\mu s} \cdot e^{-\frac{\rho z}{\Lambda_{\mu s}} \left( 1 - \exp\left(-t \left(\frac{\rho \varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda\right)\right) \right)}{\frac{\rho \varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda} + \frac{P_{\mu f} \cdot e^{-\frac{\rho z}{\Lambda_{\mu f}} \left( 1 - \exp\left(-t \left(\frac{\rho \varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda\right)\right) \right)}{\frac{\rho \varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda} \quad (4)$$

Où  $C_0(z)$  est la concentration héritée (dans certaines situations,  $C_0$  peut être considérée comme nulle)  $\rho$  (g cm $^{-3}$ ) est la masse volumique de la roche ou du sol,  $P_n$ ,  $P_{\mu s}$ , et  $P_{\mu f}$  sont les taux de production locaux

(i.e. corrigés de la latitude et de l'altitude et éventuellement de la durée d'exposition),  $A_n$  ( $160 \text{ g cm}^{-2}$ ),  $A_{\mu s}$  ( $1\,500 \text{ g cm}^{-2}$ ), et  $A_{\mu f}$  ( $4\,320 \text{ g cm}^{-2}$ ) les longueurs d'atténuations respectives pour les neutrons rapides (spallation), les muons lents et les muons rapides, respectivement.  $\lambda$  est la constante de désintégration radioactive du nucléide considéré.

Cette équation (4) est très proche de l'équation cardinale définie par (Lal, 1991). Elle a été ici légèrement révisée pour tenir compte des deux productions muoniques (Braucher et al. 2011). Il faut noter que cette relation liant  $C$  à la profondeur  $z$  au sein d'une unité géomorphologique est valide dans un repère d'Euler, c'est-à-dire dans un référentiel fixe par rapport à l'interface sol/air (où  $z = 0 \text{ cm}$ ) (Fig. 2.9). Dans ce repère fixe, une même profondeur  $z$  voit passer un flux de matériel vertical sans cesse renouvelé depuis les profondeurs vers la surface, à une vitesse égale à la norme du vecteur dénudation  $\varepsilon$ . La concentration  $C$  en nucléide cosmogénique de ce matériel advecté depuis les profondeurs peut évoluer avec le temps ou bien être constante, dans le cas où le système a atteint un état que l'on qualifie de stationnaire.



**Figure 2.9 - Gauche : Profil de sol soumis à l'érosion. Droite - Evolution théorique de la concentration en  $^{10}\text{Be}$  (at/g) au cours du temps dans ce sol. Lorsque le temps est assez long, l'état stationnaire est atteint et la concentration n'évolue plus. Le référentiel est fixe (Euler) et donc la matière qui transite à une profondeur  $z$  donnée est sans cesse renouvelée (crédit : M. Lupker, modifiée).**

Pour réduire le nombre de degrés de liberté, il est recommandé, et souvent possible, de choisir un objet géologique pour lequel  $C_0$  est nul (ex : une coulée de lave) ou négligeable par rapport à la concentration  $C$  accumulée pendant l'histoire que l'on souhaite analyser (ex : matériel détritique issu d'une érosion rapide  $> 1 \text{ mm.a}^{-1}$  qui est ensuite exposé dans une terrasse alluviale pendant plusieurs  $10^4$  ans).

En l'absence de tout indice permettant d'écarter la présence de dénudation en surface, l'analyse d'un seul échantillon en surface conduit à un système mathématiquement sous déterminé : c'est-à-dire qu'une infinité de couples (temps, dénudation) peuvent satisfaire l'équation (4). Donc, avec l'analyse d'un seul échantillon il sera seulement possible de déterminer une durée d'exposition minimale ou un taux de dénudation maximum (Fig. 2.10).

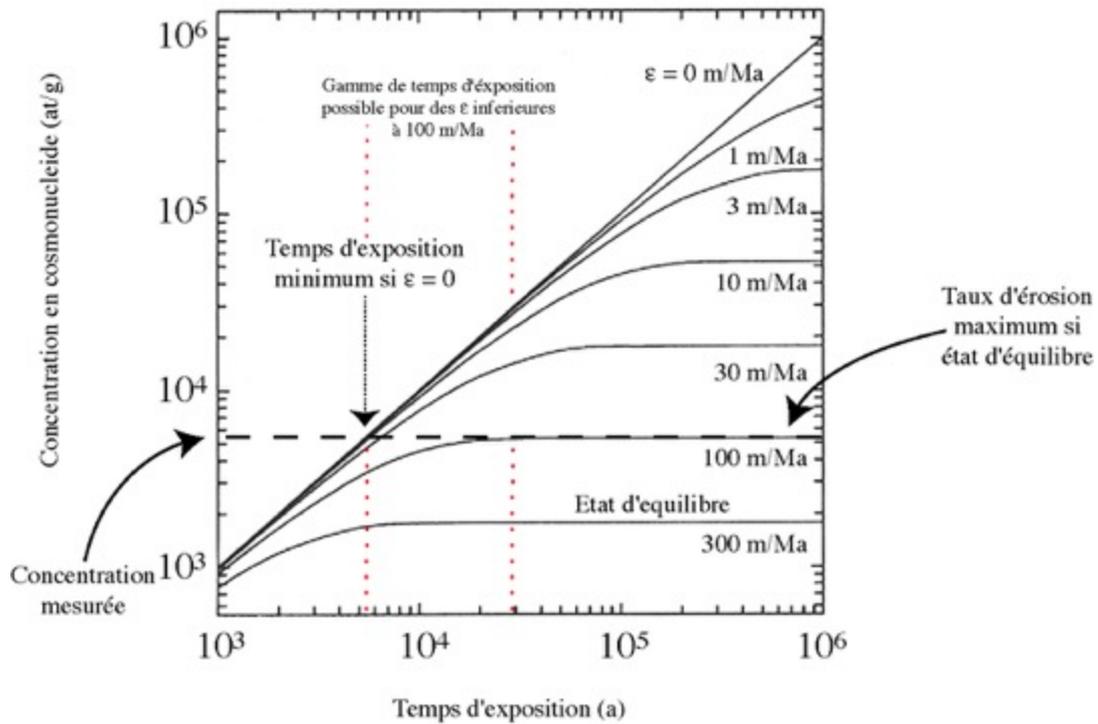


Figure 2.10 – Concentration d'un nucléide cosmogénique non radioactif à la surface en fonction du temps d'exposition (Modifié, à partir de Lal, 1991).

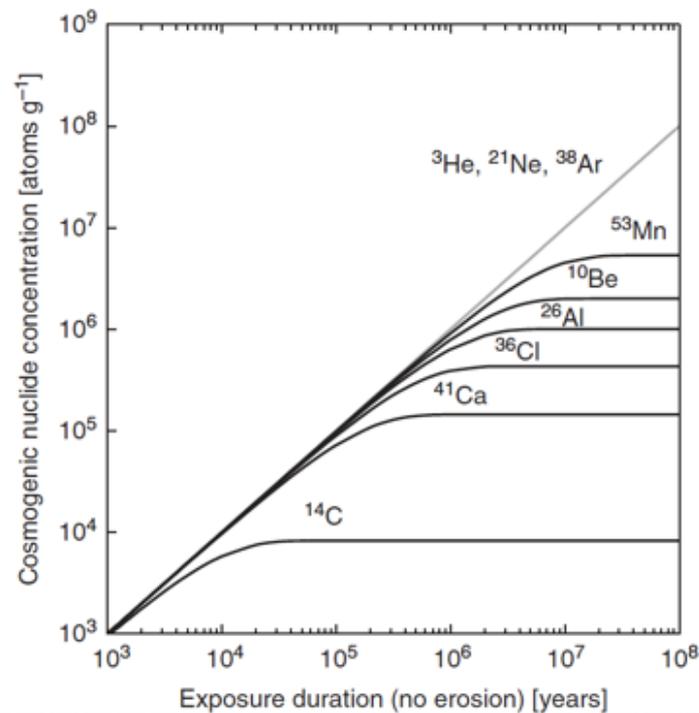
### 2.6.1 Cas particulier d'une érosion nulle : datation des surfaces

Dans le cas où il est possible d'échantillonner une surface ne présentant aucune trace d'érosion ( $\varepsilon \sim 0 \text{ cm.a}^{-1}$ ) alors l'équation (4) peut être simplifiée. Sous réserve de connaître le taux de production local en surface ( $P_{0n} + P_{0us} + P_{0uf}$ ), il devient possible de calculer le temps d'exposition  $t$  à partir de la mesure de  $C(t)$  :

$$C(t) = \frac{P_{0n} + P_{0us} + P_{0uf}}{\lambda} (1 - e^{-\lambda t}) \quad (5)$$

Il est primordial de réaliser une bonne analyse géomorphologique de l'objet à dater, afin de s'assurer que la dénudation a été nulle et que l'exposition de l'échantillon à la surface a été ininterrompue, sans aucun recouvrement par des alluvions ou des cendres. De ce point de vue, les coulées volcaniques cordées ou les stries de polis glaciaires au sommet d'un bloc pluri-métrique sur une moraine sont des objets souvent adaptés à une bonne datation.

Si le temps d'exposition est très long ( $> 5$  Ma dans le cas du  $^{10}\text{Be}$ ), la décroissance radioactive du nucléide mesuré peut engendrer une saturation, même en l'absence de dénudation. Dans ce cas, la concentration  $C_{t \rightarrow \infty}$  tend vers  $P/\lambda$ . Il est alors seulement possible de déterminer une durée minimum d'exposition (Fig. 2.11).



**Figure 2.11 – Évolution de la concentration en fonction du temps dans le cas d'une surface non érodée, pour des nucléides cosmogéniques de demi-vies différentes. Pour les âges supérieurs à quelques millions d'années, seuls les gaz rares ( $^3\text{He}$  et  $^{21}\text{Ne}$ ) permettent d'obtenir un âge d'exposition unique (si la dénudation est nulle). Figure tirée de (Gosse and Phillips 2001)**

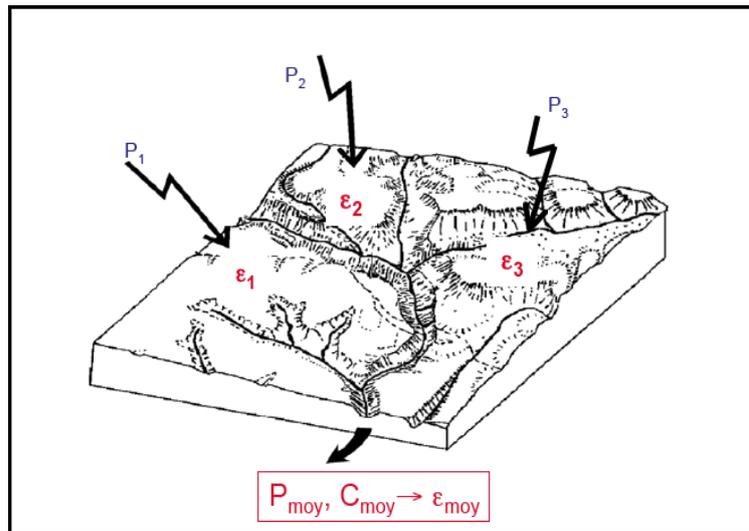
Pour dater l'âge de mise en place des plus vieux paysages du monde, comme en Atacama (25 Ma, Dunai et al., 2005) ou dans la Dry Valley en Antarctique (10 Ma, Schäfer et al., 1999) il a été nécessaire d'utiliser le  $^{21}\text{Ne}$ , un gaz rare non radioactif.

### 2.6.2 Cas particulier de l'état stationnaire : $t \gg 1/(\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda)$ : mesure des taux d'érosion

Quand une surface géomorphologique est soumise à la dénudation de manière continue pendant un temps suffisamment long ( $t \gg 1/(\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda)$ ), le système arrive à l'état stationnaire vis à vis de la dénudation (Fig. 2.10). En d'autres termes, la concentration  $C_{t \rightarrow \infty}$  ne varie plus avec le temps et atteint une valeur plateau qui est inversement proportionnelle à la dénudation. Dans ce cas, la concentration mesurée dans un échantillon de surface peut être utilisée pour déterminer la dénudation qu'il a subi à l'endroit où il se trouve, selon :

$$C(\varepsilon) = \frac{P_n}{\frac{\rho\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda} + \frac{P_{\mu s}}{\frac{\rho\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda} + \frac{P_{\mu f}}{\frac{\rho\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda} \quad (6)$$

Dans le cas d'un sable de rivière, les conditions de l'état stationnaire sont en général satisfaites dans toutes les zones  $i$  du bassin versant ( $t \gg 1/(\lambda + \rho\varepsilon_i/\Lambda)$ ). L'analyse d'un échantillon de quelques grammes de sable drainé par une rivière, comporte des millions de grains, chacun étant représentatif d'une dénudation  $\varepsilon_i$ , soumise à un taux de production spécifique ( $P_{ni}$ ,  $P_{\mu si}$  et  $P_{\mu fi}$ ) à chaque point  $i$  du bassin versant (Fig. 2.12).



**Figure 2.12 - Principe de mélange du signal cosmogénique dans un bassin versant soumis à des conditions d'érosion spatialement hétérogènes. Modifiée, à partir de (von Blanckenburg 2005).**

Chaque région  $i$  contribue à alimenter la rivière avec du matériel de concentration  $C_i$  selon le flux spécifique  $\varepsilon_i$  et la concentration moyenne de l'échantillon de sable,  $C_{moy}$ . Si la production pendant le transport peut être négligée, ce qui est très souvent le cas, alors la concentration moyenne  $C_{moy}$  mesurée dans la rivière est une moyenne pondérée de la contribution de chaque sous unité du bassin versant, selon :

$$C_{moy} = \frac{\sum_i C_i \varepsilon_i}{\sum_i \varepsilon_i} \quad (7)$$

Si l'érosion est suffisamment élevée pour que  $\rho\varepsilon_i/\Lambda \gg \lambda$  en tout point du bassin versant, il est possible de négliger la décroissance radioactive et d'utiliser l'équation (6) pour substituer les  $\varepsilon_i$  par  $C_i$  dans l'équation (7) (Bierman et al, 1995). Après quelques simplifications, on obtient (Lupker et al., 2012) :

$$\varepsilon_{moy} = \frac{1}{\rho c_{moy}} (\Lambda_n \bar{P}_n + \Lambda_{\mu s} \bar{P}_{\mu s} + \Lambda_{\mu f} \bar{P}_{\mu f}) \quad (8)$$

où  $\bar{P}_n$ ,  $\bar{P}_{\mu s}$  et  $\bar{P}_{\mu f}$  sont les moyennes arithmétiques des taux de production mesurés dans chaque zone exposée  $i$  du bassin versant. Il faut noter que la détermination de ces facteurs de production requiert idéalement un modèle numérique de terrain suffisamment précis du bassin versant, ainsi que des données spatialisées particulières, comme la carte géologique avec les lithologies du minéral analysé (quartz dans le cas du  $^{10}\text{Be}$ , olivines/pyroxènes dans le cas de  $^1\text{He}$ ) ou l'extension des couvertures glaciaires ou neigeuses (le taux de production étant nul dans ces zones). Ces calculs peuvent être fastidieux ; ils requièrent la mise en œuvre d'approches numériques qui peuvent être complexes, comme les systèmes d'information géographique (SIG) (ArcGIS® ou Q-GIS). *Afin de simplifier cet exercice, mon collègue Julien Charreau et moi avons développé l'outil numérique Basinga, plug-in utilisable sous ArcGIS® et QGIS (Charreau et al., 2019). Il permet d'intégrer et de calculer directement les taux de production en intégrant informations géologiques, géomorphologique et de tester le poids des différentes hypothèses sur les dénudations calculées (ex : présence/absence de glace).*

Notons que la condition  $\rho\varepsilon_i/\Lambda \gg \lambda$  est importante : si certaines zones du bassin versant ne la satisfont pas, elles seront sous représentées dans le bilan. Ce point est une des limites à l'utilisation du  $^{14}\text{C}$  pour déterminer la dénudation d'un bassin versant :  $\varepsilon$  doit être supérieur à 1 mm/a. Dans le cas des cratons (Afrique, Canada) ou des zones de plateau soumises à de faibles dénudations (Tibet, Atacama), le  $^{10}\text{Be}$  est aussi limité, pour la même raison. Quand les taux de dénudation sont inférieurs à 0.1 mm/ka (ou m/Ma), il est préférable d'utiliser un nucléide stable, comme le  $^{21}\text{Ne}$  ou  $^1\text{He}$ .

Il est important de noter que la durée pendant laquelle le taux d'érosion  $\varepsilon_m$  est moyennée ( $T_{\text{ing}}$ ) par un nucléide cosmogénique est inversement proportionnelle au taux d'érosion lui-même :

$$T_{\text{ing}} = \Lambda/(\rho\varepsilon) \quad (9)$$

Cette propriété indépassable est une des limites de la méthode et explique que, d'un contexte géomorphologique à l'autre, la résolution temporelle des nucléides cosmogéniques est très variable : elle est de moins de 100 ans dans les zones où l'érosion est forte ( $>1$  cm/a), mais elle atteint 1 Ma dans les zones à érosion faible ( $<1$  mm.ka $^{-1}$ ) (Fig. 2.13). Toute modification de la dénudation selon une période inférieure à  $T_{\text{ing}}$  est donc moyennée et lissée dans le signal exporté par le  $^{10}\text{Be}$ .

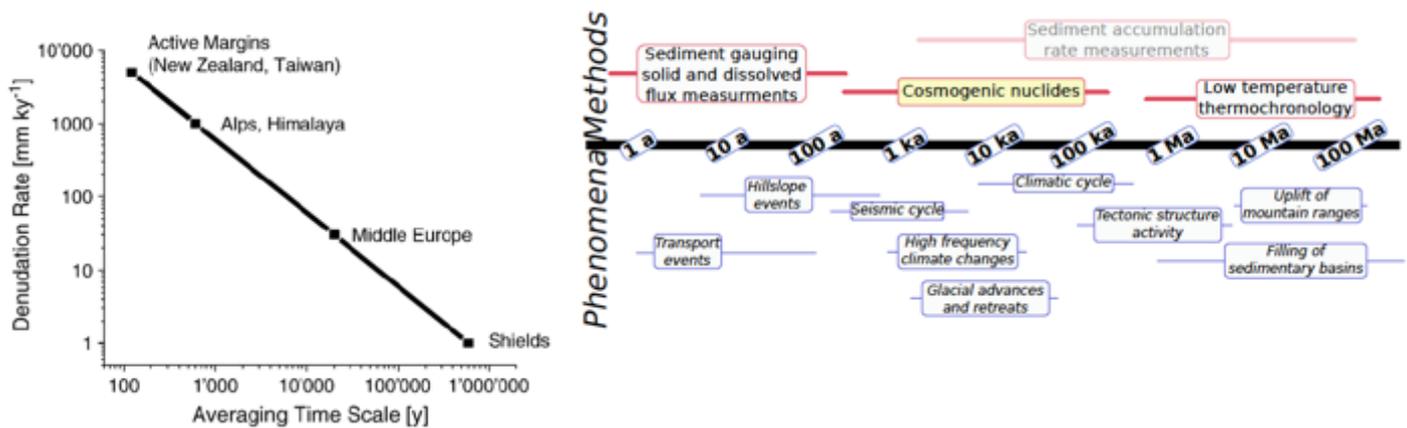


Figure 2.13 - Notion de temps d'intégration en fonction du taux de dénudation mesuré et complémentarité des nucléides cosmogéniques par rapport aux autres thermo-chronomètres et aux phénomènes géologiques étudiés (von Blanckenburg 2005)

La capacité des nucléides cosmogéniques à déterminer des taux d'érosion dans un bassin versant a révolutionné la géomorphologie quantitative. Au tournant des années 2000, le <sup>10</sup>Be dans les quartz des sables de rivière est devenu un outil incontournable, fréquemment utilisé pour documenter les taux de dénudation actuels dans la plupart des contextes géomorphologiques (e.g. Octopus database (Codilean et al. 2018)).

*Dans mes recherches, j'ai toujours essayé de repousser les limites de cette méthode (limites de détection, granulométrie <100 microns) pour l'appliquer dans le passé lointain et ainsi reconstruire les taux de dénudation au cours des temps géologiques, avec le <sup>10</sup>Be et le <sup>21</sup>Ne. Les objectifs scientifiques motivant ces développements sont importants car il s'agit de progresser sur des mécanismes encore mal compris, en documentant et en analysant la réponse de la dénudation à la tectonique, mais surtout aux variations climatiques, à l'échelle des temps géologiques (10 à 0 Ma) comme à celle des cycles glaciaires-interglaciaires qui rythment avec une période de 100 ka les derniers millions d'années (Thèse de N. Puchol, 2013, A. Mariotti, 2020, Post Doc de S. Molliex 2019, Projet ANR EroMed).*

## 2.7 - Solutions plus complexes pour obtenir un couple dénudation-temps unique

### 2.7.1. Analyse d'un profil d'atténuation vertical

Si la surface exposée et soumise à la dénudation n'a pas encore atteint l'état stationnaire, alors l'analyse d'un cosmonucléide selon un profil vertical est une stratégie possible pour déterminer une solution unique (e.g. Saint-Carlier et al., 2016). Dans ce cas, sous réserve de connaître l'atténuation en profondeur de la production muonique, les données peuvent être inversées avec un modèle statistique pour déterminer le couple dénudation-temps le plus probable, ainsi que la concentration héritée  $C_0$  (Fig. 2.14). Cette approche est cependant assez lourde, tant sur le plan logistique que financier, car elle nécessite de disposer d'une coupe fraîche, issue par exemple du creusement d'une route, ou, à défaut, de faire une tranchée spécifique. Cette technique exige aussi d'analyser un nombre important d'échantillons ( $n > 5$ , au moins).

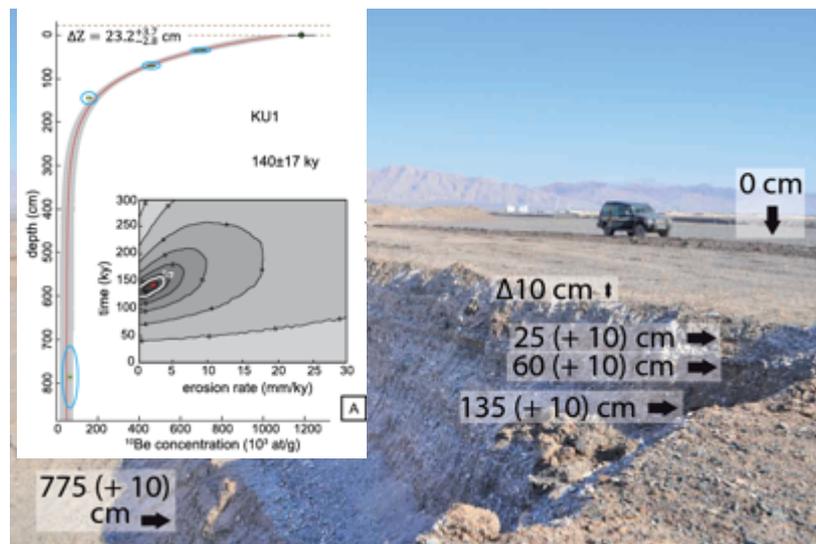
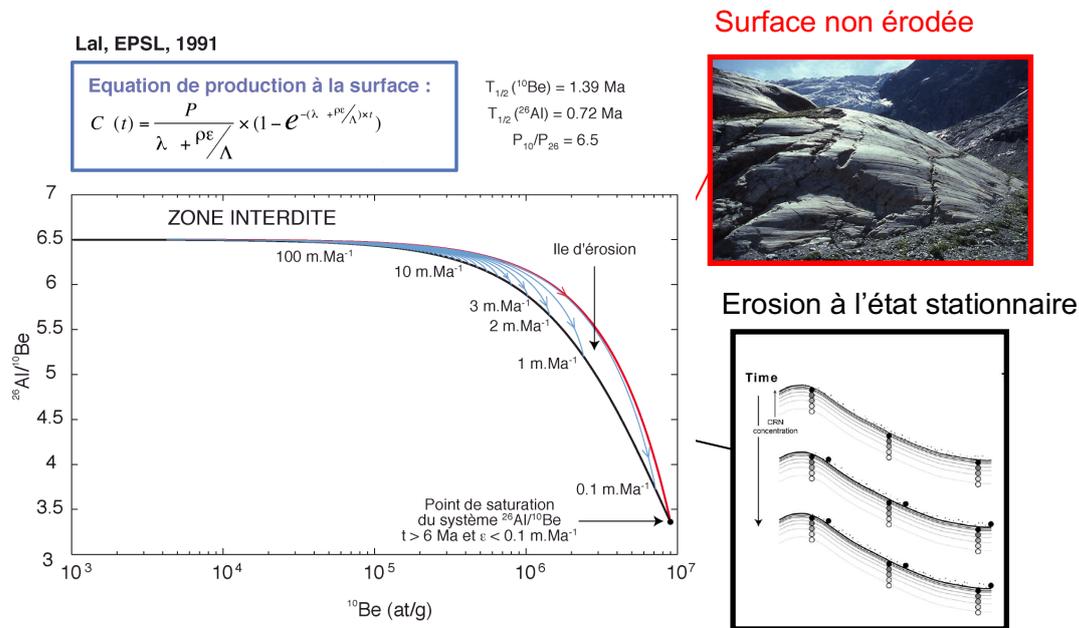


Figure 2.14 – Profil vertical de  $^{10}\text{Be}$  au sein d'une paléo-terrasse de la rivière Kuitun, dans le piémont nord du massif du Tianshan en Asie Centrale (figure modifiée à partir de Saint-Carlier et al., 2016). La meilleure solution est ( $t = 140 \pm 17$  ka et  $\varepsilon = 2 \pm 2$  mm/ka dans ce cas).

### 2.7.2. Analyse de 2 nucléides cosmogéniques avec des demi-vies différentes

Analyser 2 nucléides cosmogéniques de demi-vies différentes dans le même échantillon, peut en théorie sembler une solution encourageante pour résoudre l'équation à 2 inconnues (temps, dénudation). Malheureusement cette approche se heurte aux limites des précisions analytiques actuellement disponibles (incertitude minimale de  $\sim 3$  à  $5\%$  à  $1 \sigma$  pour la plupart des isotopes cosmogéniques,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^3\text{He}$ ). Celles-ci sont trop élevées pour déterminer un seul couple solution ( $t, \varepsilon$ ) satisfaisant les concentrations des 2 isotopes mesurés (Fig. 2.15). Cependant, avec sa demi-

vie de  $5\,734 \pm 40$  ans le  $^{14}\text{C}$  in situ, est prometteur car cette décroissance « rapide » implique des ratios  $^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$  plus contrastés que les couples  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  ou  $^{10}\text{Be}/^{21}\text{Ne}$  et permet dans certains cas favorables de calculer une solution unique temps-dénudation (Muzikar 2020). Les récents progrès analytiques permettant l'analyse du  $^{14}\text{C}$  dans le quartz avec une incertitude de moins de 10% sont donc encourageants de ce point de vue (équipe de M. Lukper, ETH Zurich).



**Figure 2.15 – Évolution théorique du ratio  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  en fonction du  $^{10}\text{Be}$  selon différents scénarios :**

- 1) la trajectoire rouge correspond à une surface géomorphologique qui n'est jamais érodée,
- 2) les trajectoires bleues correspondent à des surfaces soumises à des taux de dénudations variables,
- 3) après un temps suffisant, l'état stationnaire est atteint et la concentration en  $^{10}\text{Be}$  et les ratios  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  des échantillons demeurent invariables et sont captifs de la courbe noire. L'espace compris entre la courbe rouge ( $\varepsilon = 0 \text{ cm.a}^{-1}$ ) et la courbe noire (état stationnaire) est appelé « l'île d'érosion ». Un échantillon virtuel avec son incertitude analytique de 5% est figuré pour montrer que l'analyse de 2 isotopes  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  n'est pas assez précise pour définir un couple (temps, dénudation) unique.

## 2.8 - Datation des enfouissements (remplissage de grottes, sédiments déposés en milieu sous-marin, recouvrement d'une roche par un glacier)

Considérons le cas d'un objet géologique qui est dans un premier temps exposé à la surface. Si celui-ci subit ensuite un évènement géologique quasi-instantané d'enfouissement capable de le soustraire au rayonnement cosmique, alors les concentrations en nucléides cosmogéniques vont évoluer uniquement en fonction de leur décroissance radioactive et donc, du temps. L'enfouissement peut résulter du dépôt d'un sédiment en milieu lacustre ou marin, au remplissage sédimentaire d'une cavité dans un massif montagneux ou au recouvrement par une coulée de lave, par un glacier ou une unité sédimentaire. L'analyse de 2 nucléides de demi-vies différentes dans le matériel enfoui permet alors de

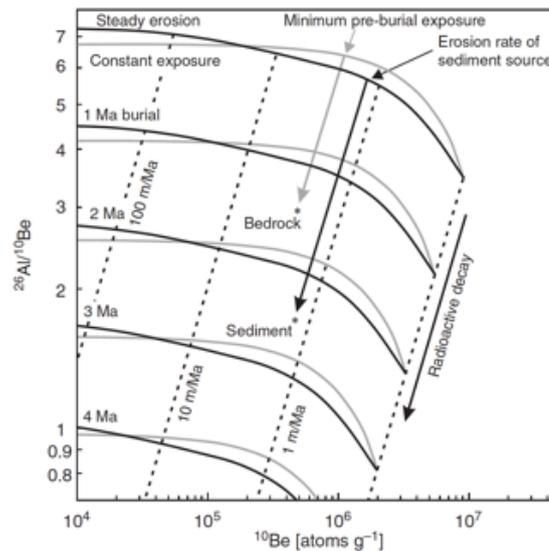
déterminer la durée de cet enfouissement (Fig. 2.16), leur rapport évoluant désormais au cours du temps selon leurs demi-vies respectives.

Pour déterminer la durée de cet enfouissement il faut résoudre l'équation (10) (Blard et al., 2019a,b) :

$$\frac{P_1}{N_1} e^{-\lambda_1 \cdot t_{\text{enf}}} - \frac{P_2}{N_2} e^{-\lambda_2 \cdot t_{\text{enf}}} = \frac{\lambda_1 - \lambda_2}{f} \quad (10)$$

où  $f$  est le facteur de correction du taux de production, qui dépend de l'altitude et de la latitude à laquelle l'échantillon a été exposé avant l'enfouissement (altitude moyenne du bassin versant si le matériel enfoui est d'origine détritique),  $t_{\text{enf}}$  est la durée d'enfouissement (a),  $P_1$  et  $P_2$  les taux de production des nucléides 1 et 2, (at  $\text{g}^{-1} \text{a}^{-1}$ ),  $N_1$  et  $N_2$  leurs concentrations actuelles (at  $\text{g}^{-1}$ ),  $\lambda_1$  et  $\lambda_2$  leurs constantes de désintégrations radioactives ( $\text{a}^{-1}$ ), respectivement.

Pour réaliser ce type de datation, le couple  $^{26}\text{Al}$ - $^{10}\text{Be}$  est très efficace car i) il est possible de mesurer ces 2 nucléides dans le même échantillon de quartz et ii) étant données leur demi-vies contrastées, 0.71 Ma pour le  $^{26}\text{Al}$  et 1.39 Ma pour le  $^{10}\text{Be}$ , et la précision avec laquelle on les mesure (environ 5%), ce couple permet de détecter des durées d'enfouissement de 0.2 à 6 Ma.



**Figure 2.16 – Evolution des ratios  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  et de la concentration en  $^{10}\text{Be}$  en fonction de la durée d'enfouissement d'un échantillon (tirée de Dunai 2010).**

Cette méthode a l'avantage d'être quasi indépendante de l'histoire d'exposition pré-enfouissement : étant donnée la faible épaisseur de l'île d'érosion (Fig. 2.15), la présence ou l'absence d'érosion n'est pas une source d'incertitude importante. Cette méthode développée par Darryl Granger est très efficace pour dater les dépôts sédimentaires en milieu continental ou analyser l'évolution

chronostratigraphique des morphologies karstiques. *Un résultat récent de mes recherches a permis de souligner le rôle de l'altitude d'exposition pré-enfouissement sur la justesse des âges d'enfouissement (Blard et al. 2019a,b). Nous avons créé un nouvel algorithme écrit en Matlab® pour résoudre l'équation (10), selon une approche de Monte Carlo. En effet celle-ci n'accepte pas de solution analytique pour  $T_{int}$ , et doit donc être résolue numériquement. J'ai aussi pris en charge, en partenariat avec le CEREGE et dans le cadre de la thèse d'Amandine Sartégou sur les Pyrénées, la mise en œuvre de la méthode d'enfouissement  $^{10}\text{Be}$ - $^{21}\text{Ne}$  dans les massifs karstiques drainés par l'Ariège et la Têt. Le fait de développer la mesure du  $^{21}\text{Ne}$  au CRPG a permis de repousser la portée chronologique du couple de  $^{26}\text{Al}$ - $^{10}\text{Be}$  et de déterminer les plus vieilles durées d'enfouissement à ce jour, à savoir 18 Ma (Sartégou et al. 2020, 2018).*

*En manipulant l'équation (10), j'ai aussi découvert qu'il était possible de déterminer des paléoaltitudes avec l'analyse de 2 isotopes. Cette méthode fonctionne à la double condition que i) la durée d'enfouissement  $T_{int}$  est connue et 2) la préexposition a duré suffisamment longtemps (plus de 500 ka, ou érosion pré-enfouissement  $< 1 \text{ m/Ma}$ ) (Blard et al., 2019) (Chapitre 3, section 2).*



« Il ne se croyait le droit de quitter une idée que lorsqu'il était  
arrivé au bout. »

Victor HUGO, « *Quatre vingt-treize* », 1874



## Chapitre 3 – Résumé des travaux de recherche

### Mots clés

Géologie - Géochronologie - Nucléides (isotopes) cosmogéniques -  $^3\text{He}$  -  $^{10}\text{Be}$  -  $^{21}\text{Ne}$  -  $^{26}\text{Al}$  - Paléoclimatologie - Changements climatiques - Glaciers - Influence du climat sur l'érosion – Néotectonique

### Résumé

Mon activité de recherche est polyvalente et pluridisciplinaire. Elle consiste à développer et utiliser les nucléides cosmogéniques pour résoudre des questions clés en paléoclimatologie et géomorphologie et ainsi améliorer notre connaissance des interactions entre les enveloppes superficielles fluides (atmosphère, cryosphère, hydrosphère) et la Terre solide.

Les résultats les plus importants de mon activité de recherche se résument ainsi :

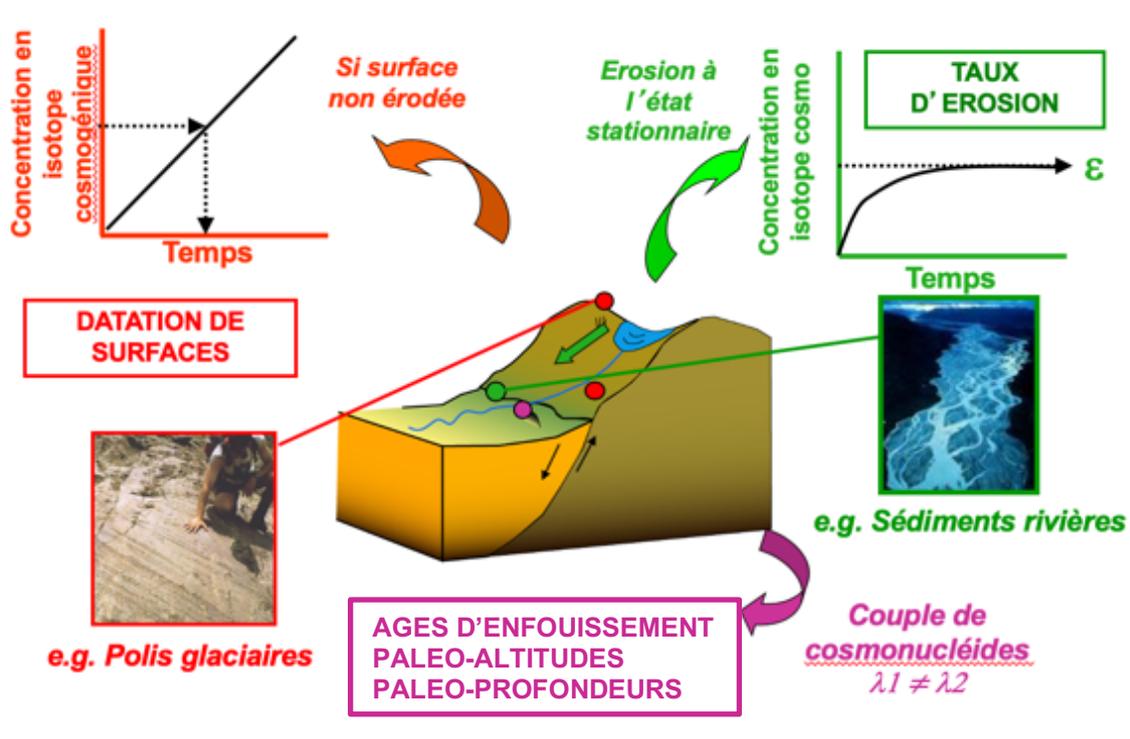
- **Amélioration significative de la précision des géochronomètres cosmogéniques** (e.g. Blard et al., 2006 ; Blard et Pik, 2008 ; Blard et Farley, 2008 ; Blard et al., 2013a,b ; Blard et al., 2015 ; Delunel et al., 2016 ; Protin et al., 2016 ; Martin et al., 2015, 2017 ; Schaefer et al., 2015) et **création d'un paléoaltimètre** (Blard et al., 2019).
- **Mise au point des calculateurs en ligne CREp** - pour le calcul des âges d'exposition: <http://crep.cprg.cnrs-nancy.fr/> (Martin et al., 2017) - et **BASINGA** pour le calcul des taux d'érosion (Charreau et al., 2019).
- **Caractérisation du retrait des glaciers tropicaux depuis le dernier maximum glaciaire, il y a 20 000 ans.** Mise en évidence des mécanismes d'amplification des variations de températures en altitude (e.g. Blard et al., 2007 ; Jomelli et al., 2011, 2014 ; Legrain et al., en prép.) et du rôle des précipitations sur les fluctuations glaciaires (e.g. Legrain et al., soumis ; Martin et al., 2018, 2020 ; Blard et al., 2009, 2011, 2014).
- **Mise en évidence de l'impact limité des fluctuations climatiques sur les taux d'érosion depuis 10 millions d'années** (e.g. Charreau, Blard et al., 2011, 2020 ; Mariotti et al., 2021 ; Puchol et al., 2017 ; Molliex et al., en prép.).

## 1 – Introduction

### 1.1 - Depuis 1990 : la révolution des nucléides cosmogéniques in situ

Les nucléides cosmogéniques in situ ( $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ) sont des isotopes rares produits dans les minéraux de la surface de la Terre sous l'effet des particules cosmiques les plus énergétiques ( $> 10$  MeV). Ils sont des chronomètres efficaces pour dater la mise en place des surfaces géomorphologiques (e.g. moraines glaciaires, failles, coulées de lave) ou pour quantifier les processus fondamentaux contrôlant la surface de la Terre, comme l'érosion (Fig. 3.1). Dans de nombreux contextes, les nucléides cosmogéniques constituent souvent la seule méthode de quantification applicable. Depuis 30 ans, la révolution technologique engendrée par les AMS (Spectrométrie de Masse par Accélérateur) a permis de faire baisser les limites de détection analytiques de plus de 5 ordres de grandeur, ce qui a démocratisé l'utilisation de ces outils isotopiques, devenus aujourd'hui incontournables en Sciences de la Terre. A l'instar du  $^{14}\text{C}$  qui a révolutionné l'archéologie, les nucléides cosmogéniques ont engendré des progrès importants en géomorphologie et en paléoclimatologie.

Cependant, comme pour toute méthode relativement jeune, *les techniques d'analyse et les concepts fondamentaux associés aux nucléides cosmogéniques ont nécessité une phase de développement de plusieurs années. J'y ai apporté ma contribution en y consacrant une partie significative de mes recherches depuis ma thèse, comme je le résume dans la partie 2 de ce bilan d'activité.* Même si des marges de progression subsistent, les méthodes reposant sur les nucléides cosmogéniques ont atteint leur maturité à la fin des années 2010. Elles offrent désormais la précision suffisante pour appréhender des questions majeures en paléoclimatologie et en géomorphologie. J'ai notamment piloté 2 projets de recherche pour exploiter leur potentiel scientifique : *l'ANR Galac (2011-2016)*, consacré à l'étude de la déglaciation des Andes Tropicales via l'analyse des glaciers de montagne et *l'ANR EroMed (2017-2022)*, consacré à l'impact des fluctuations climatiques du Quaternaire sur l'érosion.



**Figure 3.1 - Principes d'utilisation des isotopes cosmogéniques en géologie.**

Si l'échantillon ne subit pas d'érosion, la concentration en isotopes cosmogéniques est proportionnelle au temps et il est donc possible de dater la mise en place de l'objet à la surface (ex : moraines, polis glaciaires). Au contraire, si le matériel est soumis à l'érosion depuis un temps suffisamment long (ex : sédiments de rivière), la concentration atteint un plateau et reflète le taux d'érosion. Enfin, si le matériel a été enfouï et isolé du rayonnement cosmique, alors la mesure de 2 nucléides cosmogéniques de demi-vies différentes permet de déterminer la durée de cet évènement d'enfouissement (ex : dépôts sédimentaires).

## 1.2 - Pourquoi travailler sur les paléoclimats continentaux et leur impact sur l'érosion ?

Pour anticiper correctement l'évolution des conditions de vie sur Terre dans le futur, il est fondamental de travailler sur des échelles de temps antérieures à l'Holocène (11 ka). En effet, la vitesse du réchauffement anthropique actuel n'a pas d'équivalent pendant l'Holocène. Il faut remonter à la dernière déglaciation (entre 18 et 10 ka) ou aux réchauffements abrupts de type Dansgaard–Oeschger observés pendant la dernière glaciation (120 ka – 20 ka) pour trouver des cinétiques du même ordre de grandeur. De plus, le réchauffement probable de 2 à 4°C à la fin du siècle va nous conduire à une situation sans équivalent depuis le Miocène, il y a plus de 6 millions d'années. Il est donc nécessaire de travailler sur ces échelles de temps géologiques pour comprendre les mécanismes et l'impact des variations climatiques de grande amplitude sur tous les milieux. Les archives paléoclimatiques les plus utilisées depuis plus de 50 ans sont les carottes prélevées dans les calottes de glace polaires (Groenland, Antarctique) et les sédiments océaniques. Même si elles ont l'avantage d'être quasi-continues et de

couvrir des périodes de temps supérieures à 100 ka, ces archives ne rendent pas compte de toute la variabilité spatiale du climat. Dans certaines régions, notamment en zone continentale, un déficit d'observations demeure, ce qui empêche de comprendre certains mécanismes, comme l'impact des variations climatiques abruptes du Quaternaire sur le cycle de l'eau en zone tropicale ou l'amplification du réchauffement en zone de haute altitude (> 2000 m). Dans les régions tropicales de haute altitude et en zones tempérées, les glaciers sont souvent les seuls indicateurs des changements climatiques. Même si les petits glaciers sont sensibles et réactifs aux variations climatiques (temps de réponse < 100 ans (Oerlemans 2012)), leur utilisation comme traceurs paléoclimatiques avait été peu exploitée avant les années 2010. *Aussi, depuis la fin de ma thèse en 2006, j'ai consacré une part importante de mes recherches à la reconstruction des fluctuations des glaciers de montagne, dans le but de documenter et comprendre la variabilité climatique de la zone tropicale (Hawaii, Andes), en quantifiant précipitations et températures depuis le dernier maximum glaciaire global (21 ka) avec une précision et une résolution spatiale inédite. Je vais montrer ici (Section 3 du présent chapitre) comment nos travaux ont permis de progresser dans la compréhension de la variabilité hydro-climatique en milieu tropical, notamment dans le cadre du chantier de l'ANR jeune chercheur Galac (PI PH Blard, 2011-2016), qui a déployé une approche pluridisciplinaire combinant géomorphologie, géochronologie et modélisation numérique.*

Un autre volet majeur de mes recherches a été consacré à l'impact des variations climatiques sur les taux d'érosion, sur les longues échelles de temps, comme le refroidissement du Cénozoïque depuis 10 Ma, ou au cours des fluctuations glaciaires-interglaciaires du Quaternaire (Pléistocène). Ce sujet, très débattu dans la littérature scientifique, est important à la fois sur i) le plan fondamental – l'érosion chimique et physique étant des puits de CO<sub>2</sub> atmosphérique, mais aussi sur ii) le plan sociétal – anticiper la pérennité des sols et les aléas géomorphologiques dans un contexte de changement climatique exige de connaître la réponse spécifique de l'érosion à chacun des paramètres clefs : la température, l'intensité et la fréquence des précipitations, des glissements de terrain et la dynamique des glaciers. *Depuis 10 ans, j'ai donc consacré une part significative de mes recherches à l'étude de l'impact du climat sur l'érosion. Ces travaux ont notamment bénéficié du soutien de l'ANR jeune chercheur EroMed (PI PH Blard, 2017-2022) dont je présente les premiers résultats (Section 4 du présent chapitre).*

J'ai également participé, en tant que géochronologue, à plusieurs projets étudiant la déformation de la croûte terrestre, dans le massif du Tianshan (Asie centrale), dans le cadre de la thèse de D. Saint-Carlier, ou dans le massif du Caucase (Arménie), dans le cadre de la thèse de M. Mkrtchyan.

Je vais présenter les principaux résultats de mes recherches en les regroupant au sein de 4 thèmes scientifiques différents (entre parenthèse la fraction du temps de recherche approximative consacrée à chaque volet) :

- . Améliorations des méthodes basées sur les nucléides cosmogéniques et l'analyse des gaz rares (25%)
- . Glaciers de montagne et paléoclimats continentaux du Quaternaire (40%)
- . Impact des variations climatiques sur les paléo-taux d'érosion (25%)
- . Quantification des processus tectoniques (10%)

La Figure 3.2 donne une présentation géographique de ces activités de recherche, passées et en cours. Sur chaque région et chantiers sont figurées les icônes représentant mes 4 principaux thèmes de recherche : 1) Développements méthodologiques, 2) Paléoclimats, 3) Reconstruction et analyse des (paléo) taux de dénudation et 4) Tectonique – géomorphologie.

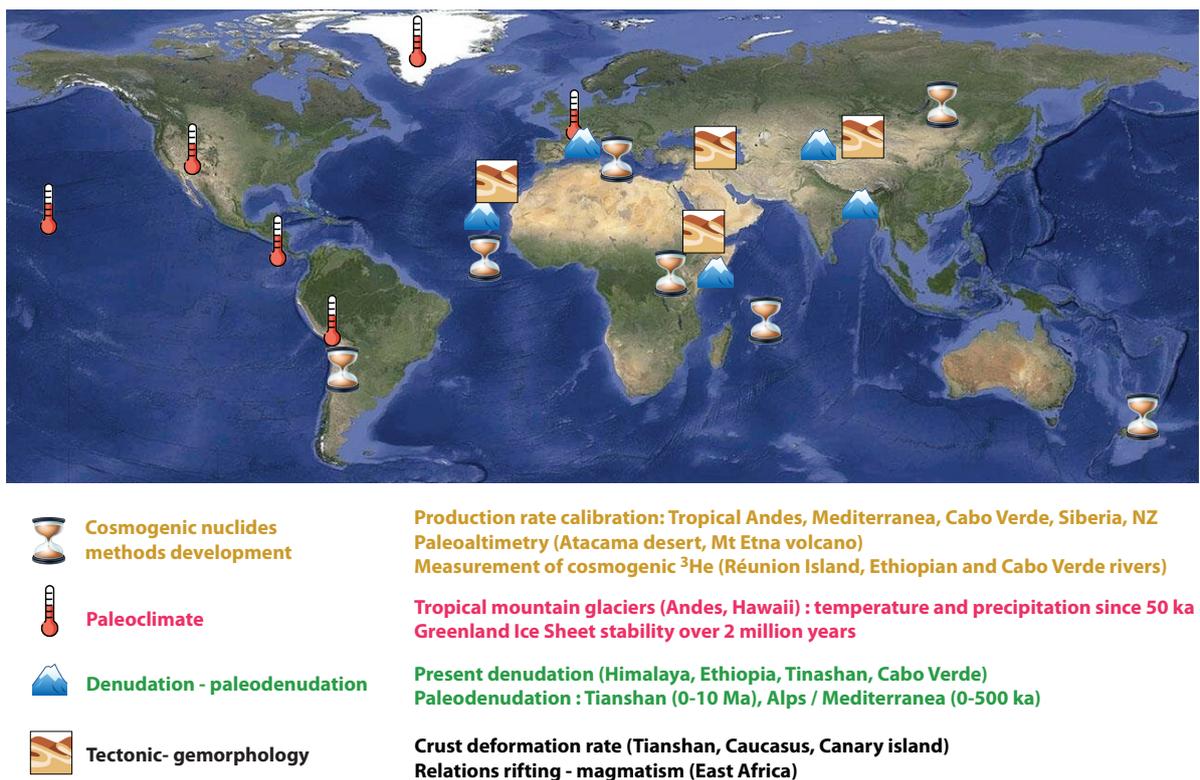


Figure 3.2 – Localisation des différents chantiers, classés en fonction des 4 thèmes principaux de mon activité de recherche : Développements méthodologiques, Paléoclimats, Paléodénudation, Tectonique/Géomorphologie. Fond topographique © Google Map

## 2 - Améliorations des méthodes basées sur les nucléides cosmogéniques et l'analyse des gaz rares

### 2.1 - Note sur la notion de justesse et de précision en géochronologie

Une part importante de mes travaux de recherche a consisté à améliorer les techniques d'analyse et les connaissances théoriques associées à l'utilisation des nucléides cosmogéniques. Les développements les plus importants ont été consacrés à améliorer la précision et à la justesse de ces méthodes géochronologiques et à développer de nouvelles applications (paléoaltimétrie, paléotaux d'érosion long terme). Étant depuis plusieurs années responsable scientifique de la plateforme « gaz rares » et du laboratoire de préparation du  $^{10}\text{Be}$  et de l' $^{26}\text{Al}$  du CRPG (« CosmoCRPG » rattaché à l'AMS ASTER du CEREGE), j'ai eu la chance d'évoluer dans l'environnement idéal pour mener des développements sur les techniques et les méthodes d'analyses des nucléides cosmogéniques.

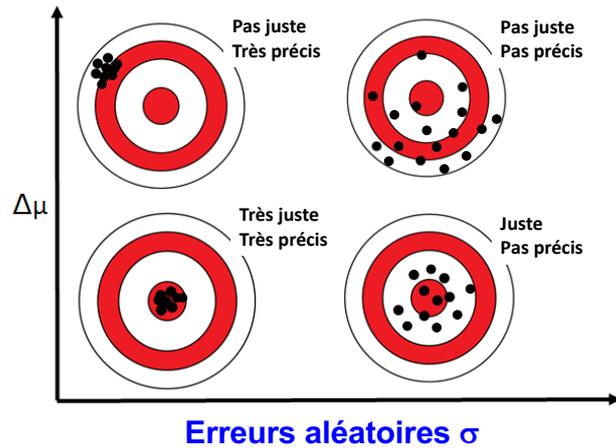
Depuis 10 ans, plusieurs progrès importants ont permis d'améliorer la justesse et la précision des analyses des concentrations en nucléides cosmogéniques dans les matrices minérales ( $^3\text{He}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ) ainsi que la connaissance de leurs taux de production.

Au-delà de ces progrès purement analytiques, je tiens à rappeler qu'il est toujours fondamental de bien analyser le contexte géomorphologique et la nature de la question à appréhender (datation d'une moraine, du remplissage d'une grotte, ou la mesure des taux d'érosion) (Fig. 3.3). Il doit y avoir adéquation entre la nature géomorphologique et lithologique de l'objet analysé et le but scientifique. Cependant, même si on dispose de la meilleure analyse géomorphologique et du protocole analytique le plus performant, la limite ultime et indépassable est intrinsèque à la nature géologique et géomorphologique des objets analysés, qui sont eux même porteurs de bruit et de variabilité, aléatoires ou systématiques. Même si l'on parvient un jour à descendre à 1% de précision analytique pour l'analyse du  $^{10}\text{Be}$ , il est probable que la dispersion d'origine « géologique », due à l'héritage et à l'érosion variable, restera une source d'incertitude incompressible pour la datation (Fig. 3.3). Il faut aussi garder à l'esprit que peuvent exister des incertitudes systématiques, comme le fait d'ignorer une érosion potentielle d'une surface qu'on souhaite dater ou le fait que cette surface a été recouverte par un horizon aujourd'hui disparu (cendre, sol) (Fig. 3.3).

## Erreurs systématiques $\Delta\mu$

### souvent inconnues

- Blancs chimiques inconnus
  - Erreurs sur standards
  - Entraîneur  $^9\text{Be}$  (spike)
- Taux de production
  - Erosion
  - Pré-exposition

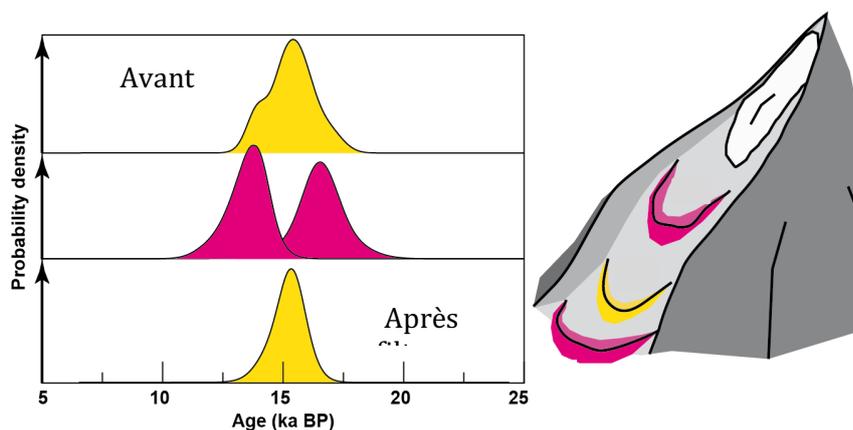


### calculables et prévisibles

- Spectromètres de masse, AMS (dont statistique de comptage – Loi de Poisson  $1/\sqrt{n}$ )
  - Correction de blanc
  - Taux de production
- Toute incertitude associée à une correction systématique

Figure 3.3 – Incertitudes aléatoires et systématiques types en géomorphologie quantitative appréhendée avec les nucléides cosmogéniques

Nos expériences sur la datation des moraines montrent par exemple qu'il est difficile d'améliorer la précision sur l'âge de ces objets, car ils subissent souvent à la fois l'impact de l'érosion et de la pré-exposition, et qu'un plancher sur la précision des âges issue de leur distribution géomorphologique est souvent de l'ordre de 5 à 10%. Nous avons donc développé des approches statistiques, comme les méthodes bayésiennes, qui consistent à tenir compte des contraintes de chronologie relatives fournies par les relations stratigraphiques (Fig. 3.4). Celles-ci sont prometteuses car elles permettent de filtrer les âges d'exposition et réduire ces incertitudes à moins de 5% dans les meilleurs cas (Blard et al., 2013 ; Martin et al., 2018, 2020).



**Figure 3.4 - Exemple de filtre statistique bayésien dans le cas d'une succession de moraines de récessions, dans la vallée du Zongo, Bolivie (Martin et al., 2020).**  
 Le processus de filtrage Bayésien permet de transformer la distribution brute (haut) des âges de la moraine IP4 et de réduire sa dispersion (bas).

## 2.2 - Amélioration des méthodes d'analyse des gaz rares cosmogéniques

### 2.2.1 Correction des composantes non cosmogéniques de l' $^3\text{He}$ et du $^{21}\text{Ne}$

L'analyse des gaz rares cosmogéniques ( $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ) est confrontée au fait que ces isotopes sont stables : ceci implique que les minéraux analysés comportent aussi de l' $^3\text{He}$  (et du  $^{21}\text{Ne}$ ) issus d'autres processus que les réactions avec les particules cosmiques. Ainsi, de l' $^3\text{He}$  (et du  $^{21}\text{Ne}$ ) peuvent être accumulés dans les inclusions fluides et solides ( $^3\text{He}$  et  $^4\text{He}$  magmatiques), à la surface des minéraux ( $^3\text{He}$  et  $^4\text{He}$  atmosphériques) ou être produits par des processus nucléaires dans la matrice minérale ( $^4\text{He}$  radiogénique issus de U, Th et  $^3\text{He}$  nucléogéniques, par capture neutronique sur le  $^6\text{Li}$ ). Depuis ma thèse, j'ai développé plusieurs méthodes et exploré de nouveaux concepts pour rendre plus fiables ces corrections d' $^3\text{He}$  (et de  $^{21}\text{Ne}$ ) non cosmogéniques et réduire ainsi les incertitudes associées.

En 1986, Mark Kurz a découvert l' $^3\text{He}$  cosmogénique dans les échantillons terrestres. Il a pour cela développé une méthode en deux étapes, basée sur un broyage préliminaire, qui extrait de manière préférentielle l'hélium magmatique, avant une fusion totale pour extraire l' $^3\text{He}$  cosmogénique (Kurz 1986b). Cependant, plusieurs scientifiques ont par la suite remis en cause l'intégrité de cette méthode, suggérant qu'elle pouvait aussi libérer la composante cosmogénique et engendrer une sous-estimation de la concentration en  $^3\text{He}$  cosmogénique e.g. (Hilton et al. 1993; Yokochi et al. 2005). J'ai donc travaillé sur la caractérisation de ce mécanisme en menant des expériences de broyage séquentiel dans l'ultra vide (Blard et al. 2006) à des températures comprises entre 25 et 325°C (Blard *et al.*, 2008). **Mes expériences ont montré que ces fuites d' $^3\text{He}$  cosmogénique ne sont pas systématiques et dépendent du broyeur.**

En 2016, dans le cadre du stage de master de Marie Protin, nous avons fait des progrès substantiels en réalisant une expérience qui a remis en cause un vieux postulat de la géochimie des gaz rares (Protin et al. 2016), à savoir que l'hélium ne peut en théorie pas être adsorbé en quantités détectables à la surface des échantillons géologiques silicatés (Niedermann and Eugster 1992). Ce postulat n'avait jamais été testé par des observations empiriques. Nos expériences conduites sur des fractions granulométriques variables (5 fractions de  $<50 \mu\text{m}$  à  $>300 \mu\text{m}$ ) d'olivines donnent des résultats très clairs : en analysant les compositions isotopiques ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) et élémentaires des échantillons sous ultra-vide après chauffage à différentes températures (600 et 1300°C), nous avons mis en évidence que les échantillons de granulométrie inférieure à 120  $\mu\text{m}$  sont contaminés par de l'hélium atmosphérique. La magnitude de cette contamination étant corrélée à la surface spécifique, cette observation signe très probablement un processus d'adsorption de surface (Protin et al. 2016). Néanmoins, comme le chauffage à 600°C n'a pas été suffisant pour extraire la totalité de l'hélium atmosphérique, le processus impliqué suggère la mise en jeu d'une « microporosité » de sub-surface engendrant un piégeage quasi-irréversible. Nous avons appelé ce phénomène encore mal compris l'effet « casier à langouste » (« *Lobster pot trapping* ») : l'hélium atmosphérique est facilement adsorbé à la surface des silicates, mais il faut une énergie bien supérieure aux forces de Van der Waals pour le désorber. Même s'il faut d'autres expériences pour comprendre les mécanismes sous-jacents à ce phénomène, ce résultat inattendu a des implications majeures pour l'analyse de l'hélium dans de nombreux échantillons géologiques et permettra d'améliorer la fiabilité des datations par  $^3\text{He}$  cosmogénique. Avec cette mise à jour conceptuelle, nous avons réinterprété les données précédentes sous un nouvel angle : la contamination en hélium atmosphérique, inconnue à l'époque, avait engendré une surestimation de la correction d' $^3\text{He}$  magmatique (Blard et al. 2006). Cette révision du mécanisme observé (contamination par adsorption plutôt qu'une perte de  $^3\text{He}$  cosmogénique par broyage) aboutit cependant au même résultat, une sous-estimation de la concentration réelle en  $^3\text{He}$  cosmogénique, et implique les mêmes recommandations : ne pas analyser  $^3\text{He}$  dans une fraction fine et privilégier les grains supérieurs à 100 microns (Protin et al. 2016).

Par la suite, dans le cadre de la thèse de Nicolas Puchol (Puchol et al. 2017), nous avons montré que les minéraux de diamètre supérieur à 400 microns contiennent davantage d'hélium magmatique que les phénocristaux plus petits, augmentant la correction d' $^3\text{He}$  magmatique et l'incertitude finale associée (Fig. 3.5). **En tenant compte de ces deux impératifs, je propose donc de définir une « fenêtre granulométrique » de 100-400  $\mu\text{m}$  idéale pour analyser  $^3\text{He}$  cosmogénique dans les olivines et les pyroxènes (Blard, in prep).**

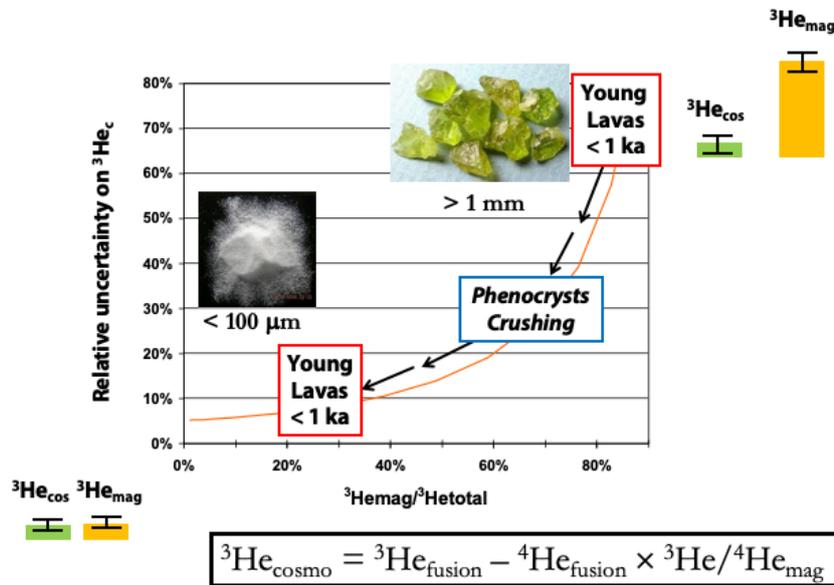


Figure 3.5 – Modélisation de l'incertitude totale sur l'<sup>3</sup>He cosmogénique due à la correction d'<sup>3</sup>He magmatique, en fonction de la proportion d'hélium magmatique.

Une autre de mes contributions notables pour l'analyse de l'<sup>3</sup>He cosmogénique a aussi été de souligner l'importance de la prise en compte de l'<sup>4</sup>He d'origine radiogénique, i.e. celui qui est issu de la décroissance de l'<sup>235</sup>U, l'<sup>238</sup>U et du <sup>232</sup>Th présents dans les minéraux, ou la lave dans laquelle ils ont refroidi. Lors de mon Post Doc au Caltech, nous avons proposé différentes stratégies pour prendre en compte le <sup>4</sup>He radiogénique et minimiser l'impact de cette correction dans différentes configurations (Blard and Farley 2008). Pour tenir compte de la production d'<sup>4</sup>He radiogénique avec fiabilité, et donc pour éviter de sous-estimer l'<sup>3</sup>He cosmogénique, il faut au minimum analyser les concentrations en U et Th des grains et de la lave, ou, à défaut, supprimer la zone d'implantation-éjection des particules d'<sup>4</sup>He, soit les 20 microns extérieurs des grains (Bromley et al. 2014). Il faut aussi connaître l'âge de refroidissement de la roche, qui est l'âge d'éruption dans le cas d'une lave.

Enfin, j'ai aussi développé une autre technique pour éviter l'étape de broyage pour déterminer le rapport <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He magmatique. Cette technique, dite « isochrones <sup>3</sup>He-<sup>4</sup>He » consiste à analyser directement par fusion les concentrations en <sup>3</sup>He et <sup>4</sup>He de plusieurs aliquots (n > 4) du même échantillon à dater (Blard and Pik 2008). Dans l'espace <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He vs 1/<sup>4</sup>He, les données s'alignent sur une droite isochrone, du fait de la variabilité interaliquot de la concentration en hélium magmatique (Fig. 3.6). L'ordonnée à l'origine donne le rapport <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He magmatique pur tandis que la pente donne la concentration en <sup>3</sup>He cosmogénique (après correction de l'influence du <sup>4</sup>He radiogénique). Notons que cette correction d'<sup>4</sup>He radiogénique ne peut être réalisée que si sa contribution est identique dans chaque aliquot, sans quoi, elle peut varier indépendamment de celle de l'hélium magmatique, et générer une sur-dispersion des données, rendant impossible la définition d'une isochrone (erreur-chronne). La technique des isochrones fonctionne donc mal pour le matériel détritique des rivières qui peuvent drainer et mélanger des olivines et des pyroxènes ayant des âges de refroidissement différents, et donc des

concentrations variables en  $^4\text{He}$  radiogénique. En revanche la technique des isochrones fonctionne très bien pour dater des coulées de laves non érodées d'âge compris entre quelques ka et 1 Ma. Elle offre une alternative fort utile lorsque l'échantillon est pauvre en hélium magmatique ( $^4\text{He} < 10^{-13}$  mol/g) et n'est pas favorable à une analyse du rapport  $^3\text{He}/^4\text{He}$  magmatique par broyage (Marchetti et al. 2020).

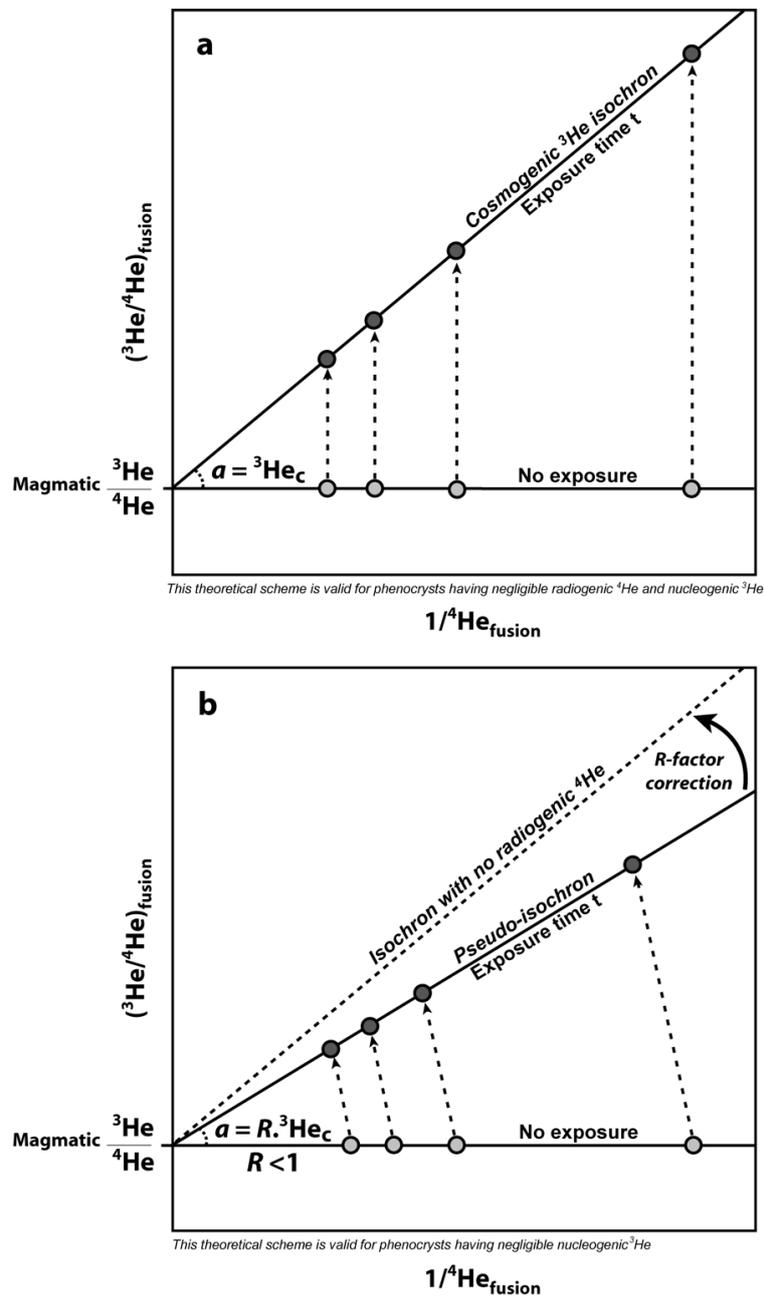
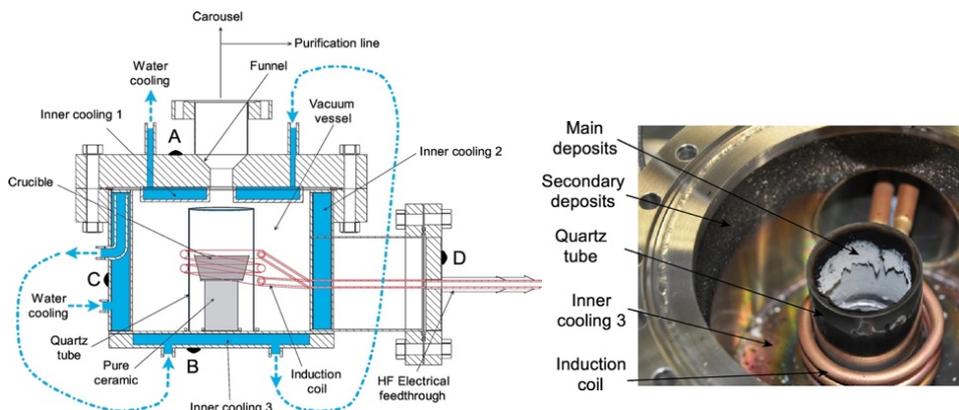


Figure 3.6 - Schéma théorique montrant le principe des isochrones  $^3\text{He}$ - $^4\text{He}$ , dans le cas d'un échantillon a) sans  $^4\text{He}$  radiogénique et b) avec une accumulation significative d'  $^4\text{He}$  radiogénique (Blard and Pik 2008).

Sur l'invitation d'un éditeur de *Chemical Geology*, je termine en ce moment la rédaction d'un article de *review* présentant une synthèse à jour de tous ces progrès méthodologiques sur  $1^3\text{He}$  cosmogénique.

### 2.2.2 Conception et brevet d'un nouveau four à induction entièrement en métal

Avec Laurent Zimmermann, ingénieur d'étude de la plateforme gaz rares du CRPG, nous avons créé et mis au point un nouveau four à induction. L'avantage de ce four à induction en métal est sa capacité à porter très rapidement des échantillons de taille conséquente (10 mg à 2 g) à des températures de l'ordre de 1500 à 2000°C, tout en préservant les conditions de l'ultra vide ( $< 10^{-7}$  mbar) (Fig. 3.7). Avec sa vitesse de chauffage plus élevée, notre four a aussi des blancs (blanc = bruit de fond) en He, Ne et Xe plus bas que ceux des autres systèmes de chauffage. Nous avons publié cette invention dans le journal *Chemical Geology* (Zimmermann et al. 2018) et déposé un brevet. Les droits de ce brevet ont été acquis par l'entreprise *Cryoscan* dans le cadre d'un partenariat avec le CNRS. *Cryoscan* vient de réaliser, avec notre collaboration, le premier prototype du four qui sera commercialisé en 2021 (Fig. 3.7).



**Figure 3.7 - Plan et photo du four à induction à enceinte métallique pour l'analyse des gaz rares, que nous avons mis au point et breveté avec Laurent Zimmermann en 2016 (Zimmermann et al., CG, 2018) (Brevet FR3056713 INPI – Zimmermann-Blard, CNRS)**

### 2.2.3 Comparaison inter-laboratoires et calibration des standards pour $1^3\text{He}$ et le $21\text{Ne}$

Pour évaluer la fiabilité (justesse et précision) des analyses, il est important de disposer de points de repère avec des matériaux standards bien caractérisés. Dans ce but, notre plateforme gaz rares a piloté et participé à des calibrations internationales en aveugle. Ces exercices consistent à analyser  $1^3\text{He}$  et le  $21\text{Ne}$  dans les mêmes échantillons de minéraux standards, dans différents laboratoires. Cela nous a permis d'évaluer la variabilité inter-laboratoires des abondances en gaz rares mesurées dans différents systèmes d'analyse (inférieure à 3% à  $1\sigma$  pour  $1^3\text{He}$ ) et de proposer des valeurs de référence pour les standards CRONUS-A et CRONUS-P (Fig. 3.8 ; Blard et al., 2015; Schaefer et al., 2016; Vermeesch et al., 2015). Il est désormais admis dans la communauté que, pour vérifier la calibration d'un système

analytique mesurant des abondances de gaz rares, il est plus simple et plus fiable d'utiliser ces standards minéraux, plutôt que d'utiliser un standard de gaz.

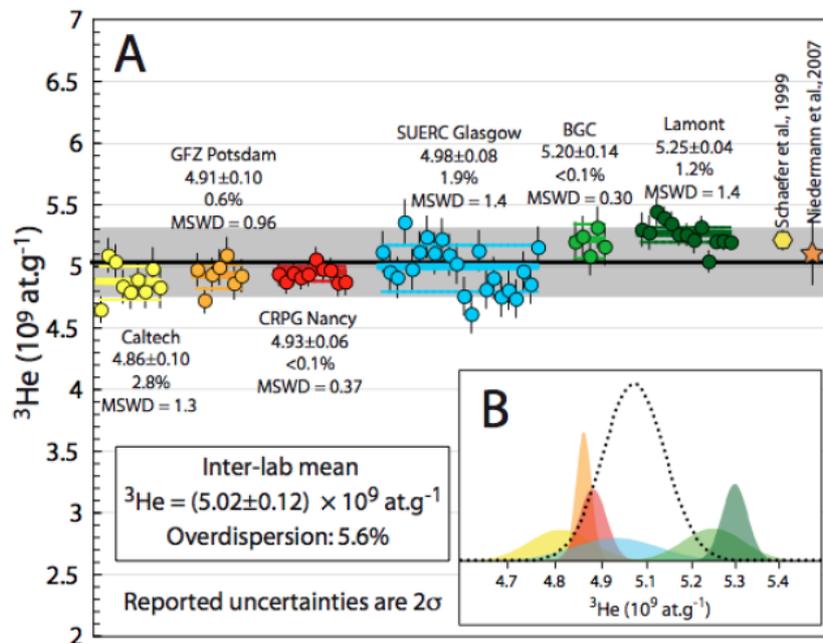


Figure 3.8 – Comparaison inter-laboratoire de  $^3\text{He}$  du pyroxène standard CRONUS-P (Blard et al., 2015)

Avec Laurent Zimmermann et Jean Duprat (IN2P3), nous travaillons en ce moment à la conception et à la validation de standards solides artificiels créés en utilisant un accélérateur de particules pour implanter des quantités connues de gaz rares dans des feuilles de métal (Projet MITI CNRS SANTARD 2020-2021, PI PH Blard).

#### 2.2.4 Développement de l'analyse du $^{21}\text{Ne}$ cosmogénique au CRPG

Je tiens aussi à noter que j'ai développé l'analyse du  $^{21}\text{Ne}$  cosmogénique au CRPG (Balco et al. 2019; Sartégou et al. 2020; Vermeesch 2015) et que notre laboratoire est, pour le moment, le seul à mesurer cet isotope cosmogénique en France. Le  $^{21}\text{Ne}$  étant comme le  $^{10}\text{Be}$  mesurable dans le quartz, sa stabilité nucléaire en fait un nucléide complémentaire idéal du  $^{10}\text{Be}$ , qui est lui radioactif, avec une demi-vie de 1.39 Ma. Le couple  $^{10}\text{Be}$ - $^{21}\text{Ne}$  est un chronomètre qui permet de dater des dépôts sédimentaires sur des périodes allant jusqu'à 20 Ma (Sartégou et al. 2018).

## 2.3 - Amélioration des techniques d'analyse du $^{10}\text{Be}$

### 2.3.1 Mise en place d'un laboratoire de préparation pour le $^{10}\text{Be}$ et l' $^{26}\text{Al}$ au CRPG et développements analytiques sur la méthode de préparation

Mon recrutement au CRPG en 2008 a été concomitant de ceux de Julien Charreau (Mdc) et de Jérôme Lavé (DR). Ces chercheurs ayant comme moi des projets de recherche sur l'érosion, les paléoclimats et la tectonique, nos arrivées ont engendré une hausse importante de la demande en analyses de  $^{10}\text{Be}$  et  $^{26}\text{Al}$  in situ. Comme le facteur limitant le nombre d'analyses réalisées sur l'AMS ASTER du CEREGE sont les capacités de préparation chimique des échantillons en amont, Didier Bourlès, responsable d'ASTER, nous a encouragé à développer une nouvelle plateforme de préparation au CRPG. J'ai dans ce but obtenu un financement de 45 k€ auprès de la Région Lorraine en 2010. Ce budget nous a permis d'acheter les équipements nécessaires (balance, sorbonne, centrifugeuse, presses) et d'installer cette nouvelle plateforme de préparation chimique au CRPG, dans une salle dédiée de 35 m<sup>2</sup>. Elle bénéficie depuis 2019 du label du réseau national REGEF-AMS et est à ce titre considérée comme une plateforme satellite qui prépare des échantillons en amont de l'analyse sur l'AMS ASTER, service national au CEREGE.

Ces étapes de préparation consistent à isoler le quartz pur, le purifier et le dissoudre dans l'acide fluorhydrique (HF) après ajout d'une quantité parfaitement calibré de spike (ou entraîneur), typiquement 1 à 3 x 10<sup>19</sup> atomes de  $^9\text{Be}$ , suivie d'une purification du Be ou de l'Al via des colonnes échangeuses d'ions, avant une oxydation finale qui permet de produire des « cibles » de BeO ou d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> purs, qui sont finalement envoyés à l'AMS pour analyse des rapports isotopiques  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  et  $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$  (Fig. 3.19).

Depuis 10 ans, environ 350 échantillons (dont 50 blancs) de cibles de BeO et d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ont été préparées au sein de notre plateforme, principalement par les doctorants et les post-doctorants, avant d'être analysées par ASTER. Avec cette capacité de préparer nos échantillons de  $^{10}\text{Be}$  et d' $^{26}\text{Al}$  au CRPG, depuis l'isolation du quartz jusqu'à l'obtention des oxydes, nous avons gagné en autonomie. En restant en contact étroit avec nos collègues du CEREGE, cela nous a permis de tester et de mettre au point de nouvelles méthodes et d'adapter les protocoles à des échantillons spécifiques.

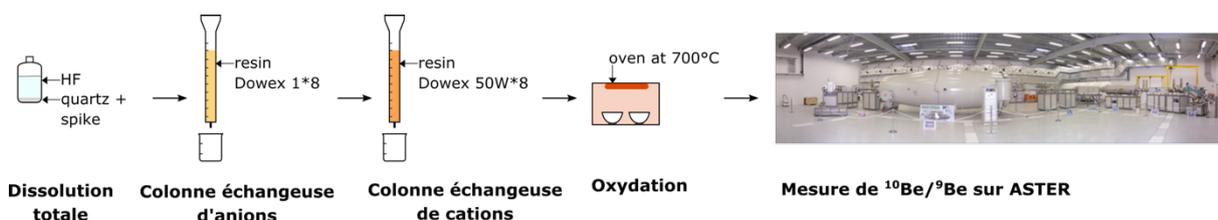


Figure 3.9 – Schéma simplifié de la préparation chimique pour analyse du  $^{10}\text{Be}$  et du  $^{26}\text{Al}$  dans le quartz avant analyse sur l'AMS Aster (figure issue de la thèse de Marie Protin).

La concentration finale en  $^{10}\text{Be}$  ( $\text{at.g}^{-1}$ ) dans le quartz est calculée de la manière suivante :

$$^{10}\text{Be} = \frac{\left(\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}\right)_{\text{ech}} \times ^9\text{Be}_{\text{entraîneur échantillon}} - \left(\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}\right)_{\text{blc}} \times ^9\text{Be}_{\text{entraîneur blanc}}}{m} \quad (11)$$

Avec :  $^9\text{Be}_{\text{entraîneur échantillon}}$  et  $^9\text{Be}_{\text{entraîneur blanc}}$  les quantités d'entraîneur ajoutées dans les échantillons et les blancs,  $(^{10}\text{Be}/^9\text{Be})_{\text{ech/blc}}$  les ratios mesurés dans l'échantillon et les blancs, respectivement.  $m$  est la masse de quartz dissout.

Un des premiers développements méthodologiques que nous avons réalisé a été motivé par les objectifs de la thèse de Nicolas Puchol (2009-2013). Le but de sa thèse était de reconstruire l'évolution de la dénudation en Asie depuis 10 Ma, à partir d'échantillons ayant subi une importante décroissance radioactive ( $T_{1/2} \text{ } ^{10}\text{Be} = 1.4 \text{ Ma}$ ). De fait, les concentrations à analyser dans les échantillons les plus anciens étaient de l'ordre de quelques milliers d'atomes par gramme ( $10^3$ - $10^4$  at/g). Ces faibles concentrations correspondent à des âges équivalents à quelques centaines d'années d'exposition en surfaces et de si faibles concentrations sont difficiles à mesurer, sachant que les limites de détections pour des conditions usuelles avec l'AMS ASTER sont de l'ordre de  $10^4$ - $10^5$  at/g, soit un ordre de grandeur trop élevé. Ces seuils sont obtenus en considérant 10 g de quartz analysé, des blancs à  $3\text{-}5 \times 10^{15}$  et  $1$  à  $3 \times 10^{19}$  atomes de  $^9\text{Be}$  spike, ces conditions garantissant 10% d'incertitude à  $1 \sigma$  (Arnold et al., 2010).

Nous avons donc réalisé plusieurs développements pour abaisser les limites de détection du  $^{10}\text{Be}$  in situ, tout en vérifiant la justesse de l'analyse et en conservant des incertitudes analytiques totales de l'ordre de 10%. Dans le cadre de la thèse de Nicolas Puchol, nous avons pour cela joué sur 2 leviers : A – Diminution des blancs et B– Analyse de masses importantes de quartz (jusqu'à 100 g).

#### ***A – Diminuer les blancs (bruit de fond analytique) de $^{10}\text{Be}$***

Le « blanc » de  $^{10}\text{Be}$ , c'est-à-dire la quantité d'atomes présents dans la chaîne analytique et l'analyseur, même en l'absence d'échantillon, ont 3 origines dans le cas des analyses  $^{10}\text{Be}$  :

(i) Le « bruit de fond machine » de l'AMS. Il peut s'agir, en partie, d'atomes de bore qui ont échappé à la séparation en masse et en énergie et qui arrivent malgré tout sur le détecteur, avec des caractéristiques énergétiques comparables à celle du  $^{10}\text{Be}$ . Pour les quelques AMS les plus performants au monde à l'heure actuelle, dont fait partie l'AMS ASTER du CEREGE, le rapport  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  du bruit de fond de la machine est de l'ordre de  $(3\text{-}5) \times 10^{-16}$  (Arnold et al., 2010). Dans le cas de l'AMS CAMS du Livermore en Californie, ce rapport  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  de blanc machine peut même descendre en dessous de  $5 \times 10^{-17}$  (Schaefer et al., 2016).

(ii) L'entraîneur chimique, c'est-à-dire la solution de béryllium que l'on ajoute à l'échantillon dissous pour « fixer » le rapport  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  de l'échantillon et disposer de suffisamment de béryllium pendant les

étapes de chimie. Le  $^9\text{Be}$  naturellement présent dans l'échantillon est bien souvent en quantité trop faible pour produire un précipité visible à l'œil nu et manipulable en salle de chimie. Cet entraîneur doit donc avoir le rapport  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  le plus bas possible. Dans le meilleur des cas, les solutions vendues dans le commerce (produit SCHARLAB® à 1000 ppm) ont des rapports  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  de  $1.4 \times 10^{-15}$ , mais le plus souvent de l'ordre de  $10^{-14}$ .

(iii) Le blanc d'origine « chimique », c'est-à-dire le  $^{10}\text{Be}$  qui est incorporé pendant la procédure d'isolation du béryllium. Il peut avoir plusieurs sources : les résines des colonnes échangeuses d'ion, les réactifs chimiques utilisés ou les particules (aérosols) dans la salle de préparation.

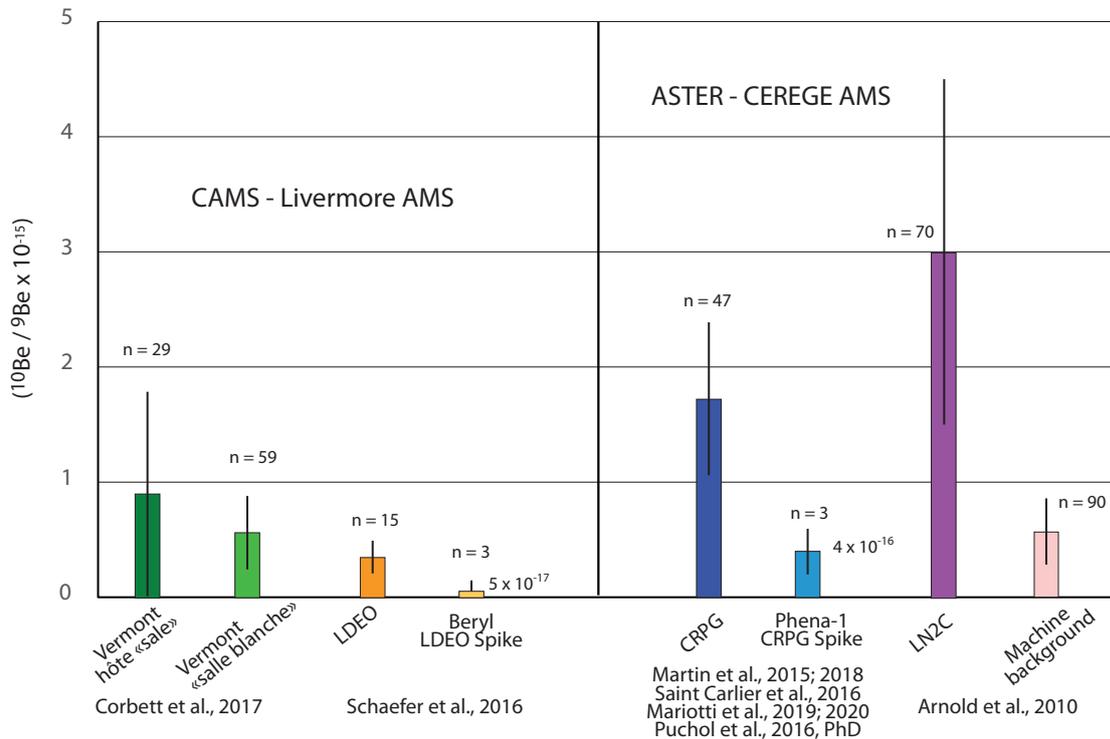
A notre niveau, dans la salle de préparation du CRPG, il est possible de jouer sur les points (ii) et (iii).

***Création d'un nouvel entraîneur « maison » à bas rapport  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ .*** Nous avons donc mis au point un nouvel entraîneur « maison » pour le CRPG, à partir d'un minéral de phénakite ( $\text{Be}_2\text{SiO}_4$ ) que nous avons choisi car il provenait d'une mine brésilienne, creusée à plusieurs centaines de mètres sous la surface, et donc préservé de la production de  $^{10}\text{Be}$  in-situ. Notre solution, PHENA-1, a un rapport  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be} < 4 \times 10^{-16}$ , ce qui en fait un excellent choix pour des mesures de concentrations très basses. Nous avons ajusté sa dilution pour faire en sorte que la quantité d'entraîneur ajouté (0.2 à 0.3 g pour  $2 - 4 \times 10^{19}$  atomes) soit facilement manipulable. La concentration de PHENA-1, de  $2020 \pm 80$  ppm a été mesurée par 3 méthodes différentes : dilution isotopique, pesée et mesure par ICP-OES.

***Optimisation du protocole de chimie.*** En suivant les conseils de nos expérimentés collègues du laboratoire LN2C au CEREGE, nous avons aussi pris un soin précieux à respecter les conditions de propreté les plus drastiques pour améliorer au maximum la part chimique du blanc. Nous avons apporté quelques modifications au protocole standard du CEREGE. Suite à des tests réalisés dans le cadre de la thèse d'Apolline Mariotti, nous avons supprimé l'étape de précipitation du Be sous forme  $\text{Be}(\text{OH})_2$  avant la première étape de purification des cations par résine échangeuse d'ion. Nous avons en effet remarqué que celle-ci pouvait entraîner des pertes de béryllium, en particulier pour les échantillons de masse importante ( $> 10$  g de quartz). Sa suppression ne semble pas poser de problème quant à la fiabilité des étapes ultérieures. Par ailleurs nous réalisons désormais l'étape d'évaporation d'HF, qui suit la dissolution du quartz, dans un système fermé, un Evapoclean ©, ce qui permet de limiter les contaminations croisées entre échantillons, mais offre aussi des avantages sur le plan sanitaire : les vapeurs d'HF ne sont plus rejetées dans l'atmosphère et cela diminue le risque d'inhalation accidentelle par le laborantin. Le protocole mis à jour est disponible dans les annexes de la thèse d'A. Mariotti (2020), qui est publiée dans HAL.

Pour permettre de mieux identifier les sources des « blancs », la figure 3.10 montre une comparaison inter-laboratoire des rapports  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  issus des bruits de fond des machines, des entraîneurs et des bancs chimiques totaux (pour des quantités de  $^9\text{Be}$  de l'ordre de  $2$  à  $3 \times 10^{19}$  atomes). Les laboratoires de préparation sont : le CEREGE, le CRPG, la Vermont University, le Lamont-DEO et

les rapports  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  analysés par deux accélérateurs différents : ASTER-CEREGE et CAMS-Livermore.



**Figure 3.10 – Comparaison des rapports  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  des blancs machines, entraîneurs et chimique pour différents laboratoires et AMS.**

Ces combinaisons laboratoires-AMS sont à ce jour les plus performantes en termes de limite de détection ( $1.7 \times 10^{-15}$  pour le couple CRPG-ASTER et  $4 \times 10^{-16}$  pour le couple LDEO-CAMS), la moyenne mondiale étant de l'ordre de  $5 \times 10^{-15}$ , avec des fourchettes hautes à  $10^{-14}$ . Plusieurs enseignements peuvent être tirés de ces comparaisons :

- Les parts respectives de l'entraîneur et du blanc chimique sont distinguables, la part purement chimique du blanc du CRPG est de l'ordre de  $1.2 \times 10^{-15}$ .
- Les tests réalisés au Vermont comparent des conditions de salle blanche avec des conditions plus « sales ». Ils indiquent que cet aspect de la pureté de l'air n'est pas à négliger, sans doute parce que du  $^{10}\text{Be}$  peut salir les échantillons via les aérosols.
- Le blanc machine du CAMS-Livermore (AMS de 10 MV) est significativement plus bas que ceux de la concurrence, ce type de machine de 10 MV est donc nécessaire pour bénéficier des avantages offerts par les entraîneurs ayant des rapports inférieurs à  $5 \times 10^{-16}$  et ainsi permettre d'analyser en routine des échantillons dont les rapports  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  sont dans la gamme des  $10^{-15}$ .

### ***B – Augmenter la masse de quartz dissout pour accroître le nombre de $^{10}\text{Be}$ analysés***

Ces progrès sur les blancs étaient nécessaires, mais pas suffisants, nous avons donc du parfois jouer sur un autre levier. Pour les échantillons faiblement concentrés ( $< 10^4$  at/g) une solution consiste à accroître le nombre d'isotopes de  $^{10}\text{Be}$  analysés en augmentant la taille de l'échantillon, c'est-à-dire la quantité de quartz dissout. Alors que les masses standards d'échantillons analysées sont de l'ordre de 10 g, nous avons parfois dissout au-delà de 100 g pour les échantillons les moins concentrés (Thèse de Nicolas Puchol). Cette méthode est efficace, mais nos essais ont montré qu'elle s'avère contreproductive au-delà d'environ 150 g de quartz, pour les raisons suivantes :

- Il est difficile d'obtenir du quartz parfaitement pur. Quelques minéraux accessoires contenant du Ca et du Mg peuvent subsister, en quantité absolue d'autant plus importante que l'échantillon est gros. Lors de l'étape de dissolution du quartz par HF, ces cations peuvent former des fluorures ( $\text{CaF}_2$  et  $\text{MgF}_2$ ) très insolubles, qui peuvent séquestrer le Be, réduisant drastiquement le rendement de la procédure. Par ailleurs, ces cations peuvent également saturer les résines échangeuses d'ions.
- Le  $^9\text{Be}$  naturel, en général négligeable dans du quartz correctement purifié, pour de faibles masses d'échantillons ( $< 50$  g), peut devenir significatif face au  $^9\text{Be}$  introduit par l'entraîneur et, ne pas en tenir compte peut engendrer une sous-estimation de la concentration calculée. A chaque fois que nous avons analysé une série d'échantillons provenant d'un nouveau contexte géologique, nous nous sommes appliqués à analyser le  $^9\text{Be}$  naturel, par ICPMS, au CRPG, sur un petit aliquot prélevé après dissolution du quartz. La concentration en  $^9\text{Be}$  natif étant en général inférieure à 0.1 ppm dans les quartz, cette contribution est en général négligeable (moins de 1% pour la plupart des échantillons), mais peut exceptionnellement atteindre 10% dans certains cas (0.5 ppm de  $^9\text{Be}$  et 100 g de quartz) (Lupker et al., 2012 ; Puchol et al., 2017).

Ces progrès méthodologiques nous ont donc permis de repousser les limites de détection du  $^{10}\text{Be}$  et de produire pour la première fois des reconstructions des taux d'érosion sur les 10 derniers millions d'années. Les résultats permis par ces développements (voir section 4 ci-dessous) ont ouvert la porte à l'analyse du  $^{10}\text{Be}$  sur des échelles de temps géologiques, entre 10 Ma (Puchol et al., 2017 ; Charreau et al., 2020) et 20 Ma (Sartégou et al. 2020; 2018). Pour permettre aux utilisateurs d'estimer rapidement l'ordre de grandeur de la masse de quartz à analyser tout en conservant des incertitudes acceptables, la figure 3.11 modélise les taux de dénudation maximum (pour maintenir un signal/blanc de 10), en fonction de l'âge du sédiment et de la masse de quartz dissout.

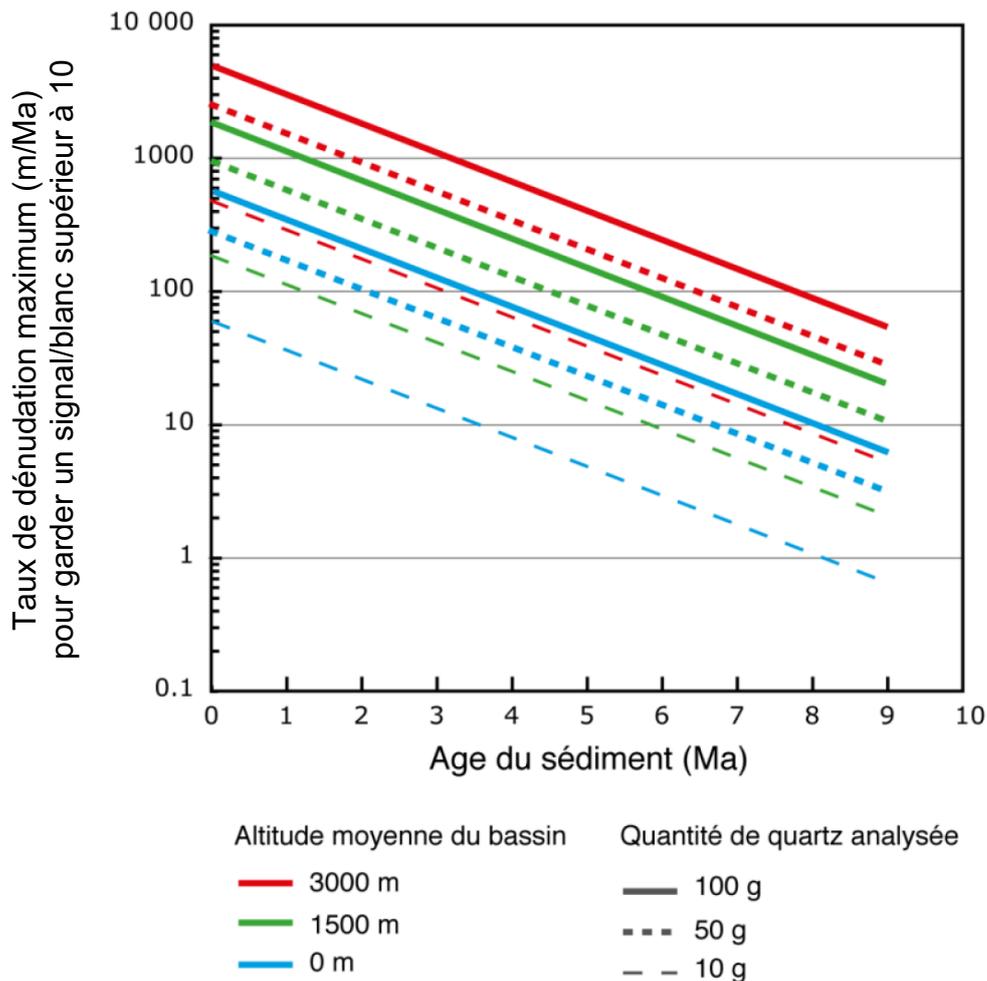


Figure 3.11 - Modélisation montrant le taux de dénudation maximum mesurable via le  $^{10}\text{Be}$ , en fonction de l'âge du sédiment, pour différentes altitudes de bassins versants afin de maintenir le ratio signal/blanc au dessus de 10. On suppose ici un blanc (chimie+entraîneur+machine) de  $2 \times 10^{-15}$  et un ajout de  $2 \times 10^{19}$  atomes de  $^9\text{Be}$ , et (Figure issue de la Thèse de Nicolas Puchol).

## 2.4 - Calibration des taux de production des nucléides cosmogéniques $^3\text{He}$ et $^{10}\text{Be}$ - Progrès sur la justesse et la précision des chronomètres cosmogéniques

Comme les nucléides cosmogéniques sont des outils géochronométriques relativement récents, il est important de continuer à améliorer la connaissance des taux de production de chaque nucléide. Les modèles de correction géographiques des taux ne sont pas tous concordants, en particulier dans les Tropiques et en haute altitude (Balco et al., *QG*, 2008). Or, certains problèmes scientifiques ne peuvent être appréhendés correctement que si les incertitudes inhérentes à ces méthodes de datation sont faibles ( $<5\%$  à  $1\sigma$ ). La solution est donc de trouver des sites de calibration naturels dans la région d'étude. Un site de calibration est une surface géomorphologique non érodée dont on sait dater la mise en place avec un chronomètre absolu indépendant, le plus juste et précis possible ( $^{14}\text{C}$ , U-Th ou K-Ar) et dont on

mesure la concentration en nucléides cosmogéniques. Ceci permet de déterminer la vitesse d'accumulation du nucléide cosmogénique dans le minéral au cours du temps.

Aussi, une des réalisations fondamentales de notre projet ANR GALAC (2011-2016), a été de découvrir des sites de calibrations pour l' $^3\text{He}$  et le  $^{10}\text{Be}$  cosmogéniques en haute altitude (> 3000 m) dans les Tropiques. Avant notre étude, cette région était la moins documentée, et était l'objet de nombreuses discussions vue son importance en paléoclimatologie.

Nous avons découvert dans les Andes trois sites de calibrations absolus et un site de calibration croisée  $^3\text{He}$ - $^{10}\text{Be}$ , entre 3000 m et 5500 m d'altitude. Ces résultats ont permis de définir des nouveaux taux de production de référence pour les Tropiques, avec une incertitude de l'ordre de 3% ( $1\sigma$ ) (Blard et al., 2013; Blard et al., 2013; Delunel et al., 2016; Martin et al., 2015). Ces travaux de calibration sont déjà bien cités car ils permettent désormais de dater les fluctuations glaciaires tropicales de la fin du Pléistocène avec une incertitude de l'ordre de 500 ans. Les progrès sur la précision des datations nous ont conduit à recalculer et homogénéiser tous les âges  $^{10}\text{Be}$  déjà publiés dans la région des Andes Tropicales pour la période comprise entre 14 et 10 ka et de montrer que le refroidissement de la période de l'Inversion Froide de l'Antarctique (Antarctic Cold Reversal, vers 13.5 ka), que l'on pensait catonnée à l'Hémisphère Sud, s'est exprimée au-delà de l'Equateur (Jomelli et al., *Nature*, 2014). **Ces progrès sur la précision des datations ont aussi ouvert la porte à une manière inédite de reconstruire paléo-précipitations et paléo-températures pendant la déglaciation des Andes Tropicales** (Martin et al. 2020; Martin et al. 2018) **dans le cadre de l'ANR GALAC (voir partie 3 ci-dessous).**

Enfin, nous avons montré que le rapport de production  $^3\text{He}/^{10}\text{Be}$  (dans le pyroxène et le quartz) croît seulement de 3% entre 0 et 5000 m (Fig. 3.12). Ce résultat règle ainsi une partie de la controverse au sujet de la dépendance à l'altitude des taux de production respectifs de l' $^3\text{He}$  et du  $^{10}\text{Be}$  (Amidon et al., *EPSL*, 2008; Gayer et al., *EPSL*, 2004). Ce résultat est important, non seulement car il permet de synchroniser les chronomètres  $^3\text{He}$  et  $^{10}\text{Be}$ , mais aussi car il fait progresser la compréhension de la physique sous-jacente à la production des nucléides cosmogéniques e.g. (Lifton *et al.*, 2014). Cependant, comme je le mentionne dans mon projet de recherche, il reste encore une marge de progression sur la connaissance des taux de production, notamment pour certaines régions peu documentées (Asie, Afrique).

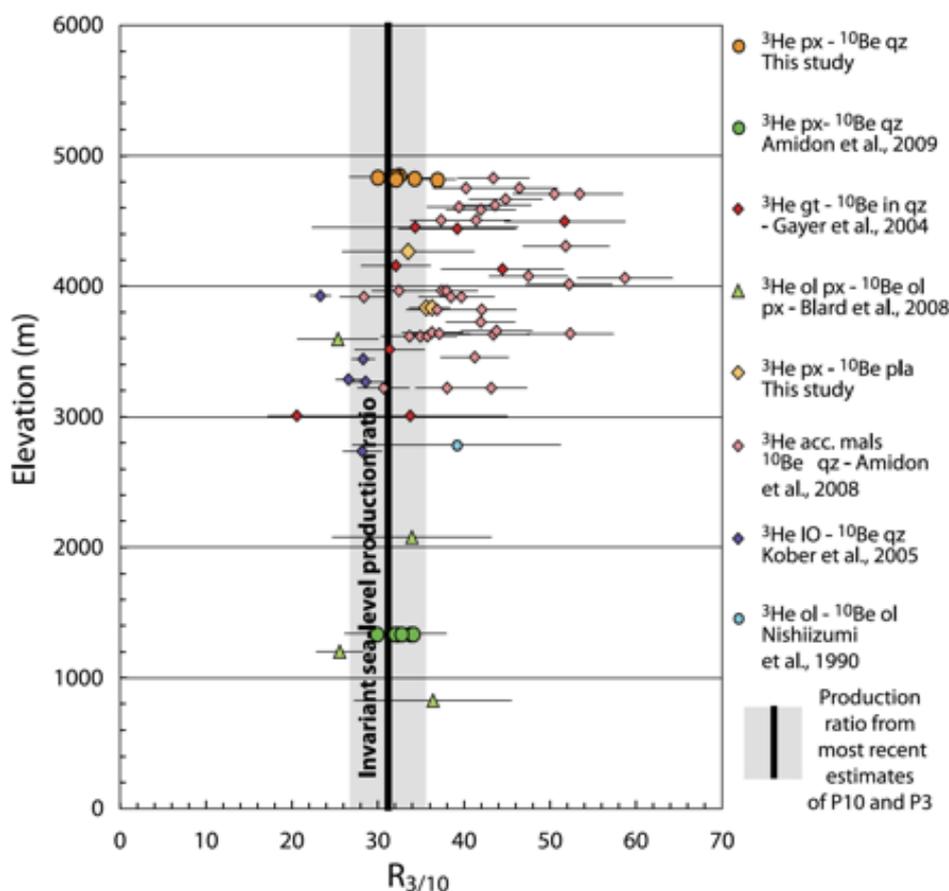


Figure 3.12 - Rapport de production  $^3\text{He}/^{10}\text{Be}$  en fonction de l'altitude (Blard et al., 2013b). Nous avons été les premiers à découvrir que les rapports de production des couples nucléides-minéraux les plus utilisés  $^{10}\text{Be}$ -quartz et  $^3\text{He}$ -pyroxènes étaient invariants avec l'altitude.

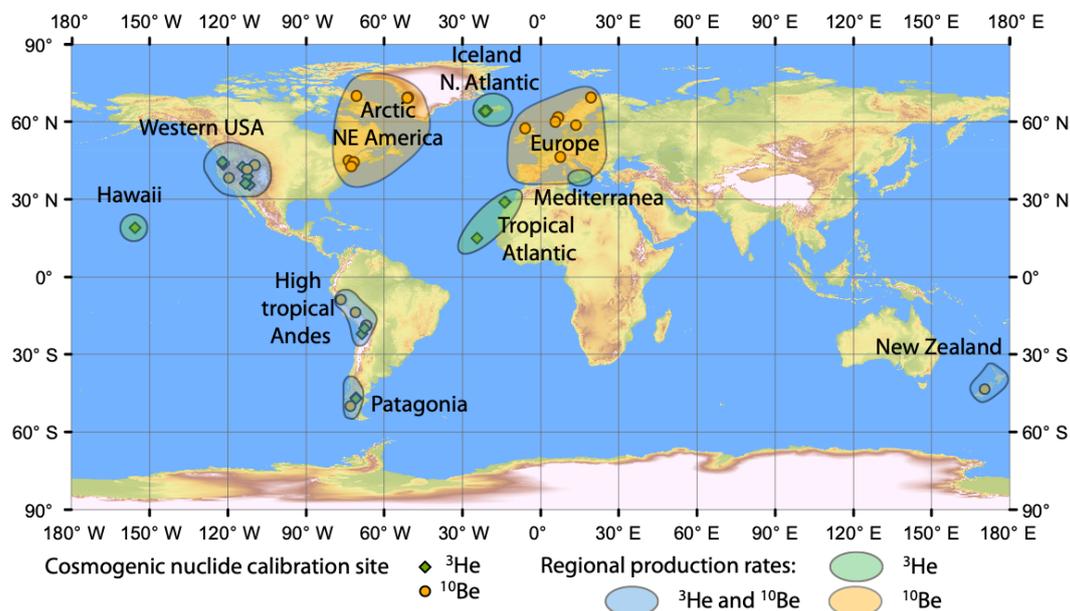
## 2.5 - Calibration des paramètres de production muonique du $^{21}\text{Ne}$ cosmogénique

J'ai participé à une étude internationale avec les chercheurs de Berkeley, Greg Balco et David Shuster, pour améliorer notre compréhension des processus impliqués dans la production du  $^{21}\text{Ne}$  cosmogénique. Dans ce but nous avons analysé le  $^{21}\text{Ne}$  cosmogénique dans les quartz d'une carotte de 20 m de profondeur qui a été forée en Antarctique dans des grès (Beacon Height), à l'aplomb d'une surface géologique qui a été exposée pendant plus de 5 millions d'années. C'est la première fois qu'une carotte aussi longue est analysée sur un objet aussi vieux. La modélisation inverse des données a montré que l'un des schémas réactionnels impliquant la capture des muons négatifs, pourtant efficace pour le  $^{10}\text{Be}$ , est en fait négligeable pour le  $^{21}\text{Ne}$  (Balco et al. 2019). Ces résultats vont être utiles pour améliorer la fiabilité des méthodes impliquant le  $^{21}\text{Ne}$ , comme la datation, l'analyse de l'érosion, les mesures des âges d'enfouissement ou la paléo-altimétrie.

## 2.6 - Création du calculateur en ligne CREp ([crep.cprg.cnrs-nancy.fr](http://crep.cprg.cnrs-nancy.fr))

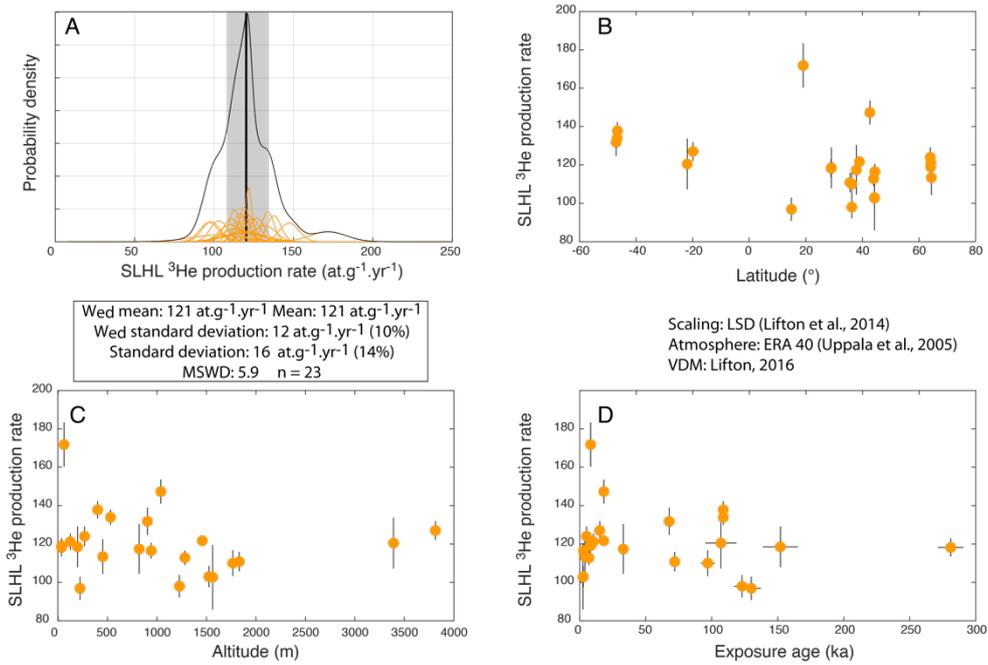
Les études proposant des nouveaux taux de production sont utiles car elles font progresser notre compréhension des processus de production et améliore la précision de la méthode. Cependant, au cours des 10 dernières années, les articles présentant de nouvelles calibrations ont paru à un rythme important, ce qui n'a pas permis de prendre en compte ces progrès empiriques dans les modèles physiques décrivant la variation des taux de production en fonction de l'altitude et de la latitude e.g. (Borchers et al. 2016). Cette situation a engendré une certaine confusion, car tous les chercheurs utilisant les nucléides cosmogéniques ne disposent pas d'outils numériques universels pour intégrer ces mises à jour. Aussi, les âges « cosmogéniques » publiés ne tiennent pas toujours compte des derniers progrès, ce qui empêche parfois des comparaisons fiables entre les différentes chronologies publiées.

Pour remédier à ce problème, j'ai initié et développé, dans le cadre de la thèse de mon étudiant Léo Martin, la création d'un nouveau calculateur en ligne, CREp (Cosmic-Ray Exposure program ; [crep.cprg.cnrs-nancy.fr](http://crep.cprg.cnrs-nancy.fr) ; Martin et al., *QG*, 2017), qui prend en compte les modèles physiques les plus fiables pour la correction spatiale des taux de production des nucléides cosmogéniques (Fig. 3.13). L'innovation majeure sur laquelle repose CREp est de communiquer en temps réel avec une base de données ICE-D (<http://calibration.ice-d.org/>) qui contient toutes les informations objectives (âges indépendants, nature des échantillons, coordonnées spatiales, concentrations en nucléides cosmogéniques) relatives aux sites de calibration des taux de production publiés. Ainsi, tous les sites de calibration peuvent être pris en compte dans le calcul d'un âge d'exposition. J'ai créé cette base de données en ligne, ICE-D, en collaboration avec un chercheur de Berkeley, Greg Balco. Nous prenons soin de la mettre régulièrement à jour en y ajoutant les nouvelles données, que ma position d'éditeur du journal *Quaternary Geochronology* me permet de suivre facilement. CREp permet donc de faire des mises à jour rapides en intégrant les progrès les plus récents sur le calcul des âges d'exposition, à l'instar des outils en ligne utilisés pour la calibration du  $^{14}\text{C}$  (e.g. [c14.arch.ox.ac.uk/](http://c14.arch.ox.ac.uk/)).



**Figure 3.13 - Gauche : Carte mondiale présentant les sites de calibration disponibles dans CREp. Droite : Taux de production  $^{10}\text{Be}$  dans CREp-ICE-D (Martin et al., QG, 2017)**

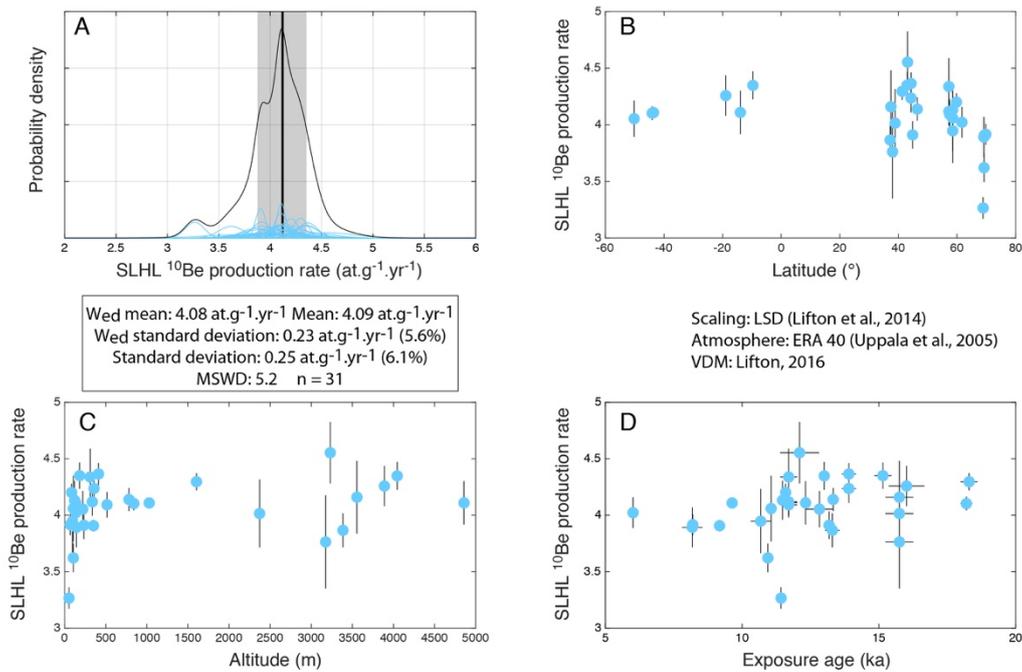
Grâce à cet outil, nous avons la possibilité d'évaluer la dispersion statistique de tous les sites naturels de calibration, et de tester l'impact des facteurs géographiques, ceci étant un diagnostic de la fiabilité des facteurs de correction spatio-temporels. En utilisant CREp, nous avons ainsi recalculé tous les taux de production de manière uniforme, nous les avons normalisé au niveau de la mer et aux hautes latitudes, et enfin rechercher d'éventuelles biais ou tendance. Si on met de côté un *outlier* pour un site donnant un  $P_3 = 170$  at/g/an, il n'y a aucune corrélation claire suggérant que le modèle LSD est affecté par un biais, que ce soit pour le  $^3\text{He}$  ou le  $^{10}\text{Be}$ . Le même constat est vrai pour le facteur de correction Lal/Stone-*Time dependent*. La dispersion obtenue pour les deux modèles (LSD et Lal/Stone) est statistiquement identique, ce qui signifie qu'en l'état actuel des données de calibration disponibles, aucun des deux modèles ne peut être considéré comme plus fiable que l'autre (Fig. 3.14 et 3.15).



**Figure 3.14 – Synthèse mondiale de la base de données exhaustive des calibrations des taux de production calibrés pour l' $^3\text{He}$  (encodés dans ICE-D) et leur relation avec la latitude, l'altitude et l'âge. L'ajustement au niveau de la mer et haute latitude est réalisé avec CREp (Martin et al., 2017) et le schéma LSD (Lifton et al., 2014)**

Cependant, il est possible que les  $P_{10}$  calibrés en haute latitude ( $70^\circ\text{N}$ ) soient plus faibles que la moyenne, mais il faut rester prudent, car le nombre d'observations est faible ( $n = 2$ ), et aussi parce que la cause peut être géomorphologique, au sens où cette région peut être affectée par davantage de couverture neigeuse que les autres. Il y a aussi semble-t-il quelques régions dans les Tropiques, en basse altitude, notamment au Cap Vert, qui donnent des  $P_3$  en dessous de la moyenne mondiale, mais d'autres données devront être produites pour déterminer si cette anomalie régionale est réelle, et si c'est le cas, établir sa cause : anomalie de pression atmosphérique ou de champ magnétique non pris en compte dans les modèles actuels.

Il est important d'apporter de nouveaux sites de calibration à cette base de données, non seulement pour ces régions qui semblent atypiques, mais aussi pour les régions peu documentées, comme l'Asie ou l'Afrique.



**Figure 3.15 – Synthèse mondiale de la base de données exhaustive des calibrations des taux de production calibrés pour le  $^{10}\text{Be}$  (encodés dans ICE-D) et leur relation avec la latitude, l'altitude et l'âge. L'ajustement au niveau de la mer et haute latitude est réalisé avec CREp (Martin et al., *QG*, 2017) et le schéma LSD (Lifton et al., 2014)**

Depuis 2017, CREp a déjà été utilisé par plus de 4000 scientifiques du monde entier (Etats-Unis, Royaume-Uni, France, Allemagne, Nouvelle-Zélande, Suisse, Suède, Norvège, Chine), pour plusieurs dizaines de milliers d'âges calculés. Chaque mois, près de 60 scientifiques utilisent ce calculateur. Cette audience est un succès compte tenu de la taille de la communauté des géochronologues utilisant ces outils. Les discussions dans les congrès et les emails que je reçois témoignent d'ailleurs de la popularité de CREp dans la communauté internationale. L'article présentant le calculateur (Martin et al., *QG*, 2017) fait partie des 2% des papiers les plus cités dans son domaine, avec en moyenne 30 citations par an.

Je suis persuadé que ce type d'outil collaboratif et universellement accessible peut engendrer des progrès substantiels pour la communauté scientifique, tant pour la fiabilité que pour la précision des méthodes de datation. *Dans mon projet de recherche, je propose de poursuivre le développement de ces outils numériques pour effectuer une méta-analyse des données et résoudre des questions majeures en paléoclimatologie, comme les mécanismes globaux de la dernière déglaciation.*

## 2.7 - Développement des nucléides cosmogéniques pour tracer l'érosion et les paléo-érosions

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 2, la mesure des concentrations en nucléides cosmogéniques est une méthode très efficace en géomorphologie quantitative pour déterminer les taux de dénudation. Cependant, pour mener à bien certains chantiers spécifiques, et notamment la reconstruction des paléotaux de dénudation, il a été nécessaire de lever des verrous méthodologiques, dans le but de repousser les limites de la méthode classique qui consiste à analyser le  $^{10}\text{Be}$  dans des quartz des sables de rivières, de granulométrie 100 – 1000 microns. Au cours des 10 dernières années, nous avons ainsi réalisé plusieurs avancées méthodologiques et conceptuelles importantes, dans le cadre des projets que j'ai dirigés et animés au CRPG (thèse de N. Puchol sur l'érosion du TianShan depuis 10 Ma, thèse d'A. Mariotti et ANR EroMed sur l'impact des cycles glaciaires sur l'érosion). La paternité de ces travaux est partagée avec mon collègue Julien Charreau (CRPG, Maître de conférence à l'Université de Lorraine) avec qui je collabore étroitement sur ces questions relatives à l'érosion.

### *2.7.1 Mise au point de BASINGA, un calculateur pour déterminer des taux d'érosion à l'échelle d'un bassin versant à partir des nucléides cosmogéniques*

Pour calculer des taux d'érosion sur l'ensemble d'un bassin versant, il est nécessaire de d'abord calculer le taux de production moyen représentatif du bassin. Or cette procédure est complexe car la relation qui relie taux de production et altitude n'est pas linéaire. Ce calcul doit donc faire intervenir les paramètres morphométriques du bassin, comme l'altitude, la latitude, la position géographique des minéraux analysés (quartz pour le  $^{10}\text{Be}$ , olivine/pyroxène pour l' $^3\text{He}$ ), la couverture neigeuse et glaciaire (Fig. 3.16). Pour améliorer la fiabilité et la justesse de ces calculs, j'ai donc développé avec Julien Charreau un outil informatique appelé BASINGA : il s'agit d'un plugin utilisable avec les logiciels de SIG Q-Gis et Arc-Gis (Julien Charreau et al. 2019). Notre motivation venait du constat qu'il n'existait pas encore d'outil informatique disponible pour la communauté des géomorphologues pour déterminer des taux d'érosion à partir de l'analyse des nucléides cosmogéniques dans les sables des rivières. Notre outil numérique permet de traiter de manière automatique plusieurs bassins en même temps. Son ergonomie n'est pas trop compliquée et il est désormais utilisé en routine par notre équipe et d'autres collègues, notamment les chercheurs du GFZ de Potsdam.

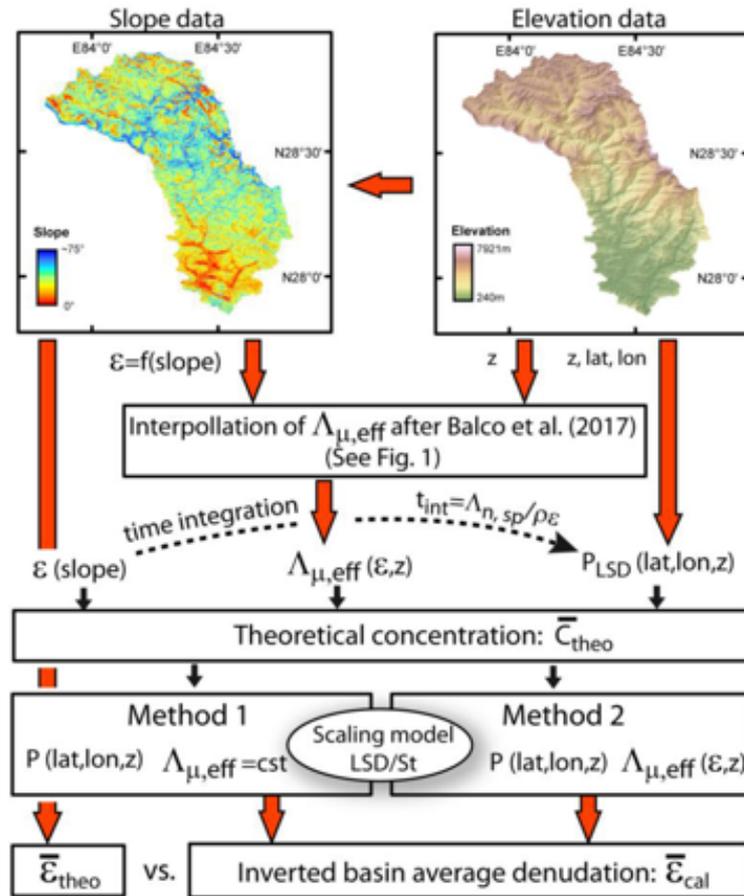


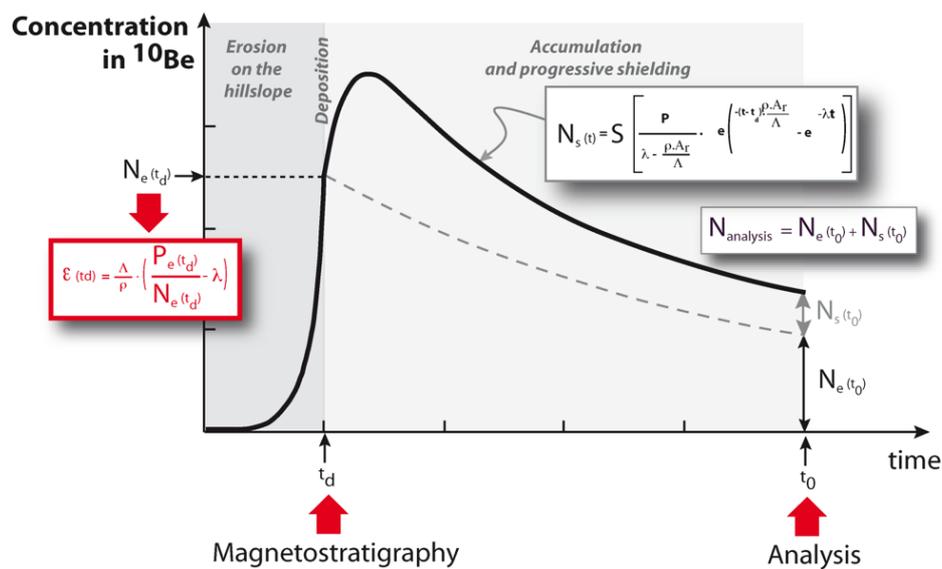
Figure 3.16 – Synoptique du programme BASINGA

### 2.7.2 Détermination des paléotaux d'érosion à partir du $^{10}\text{Be}$ mesuré dans des séries fluviales continentales

Un des premiers chantiers auquel je me suis attelé après mon recrutement au CNRS en 2008 a été de mettre au point une méthode pour déterminer les paléotaux d'érosion à partir du  $^{10}\text{Be}$  dans les séries sédimentaires en domaine continental (terrasses et cônes fluviaux, dépôts lacustres). La difficulté majeure consistait à corriger de la production de  $^{10}\text{Be}$  accumulé pendant et après le dépôt du sédiment, qui est progressivement enfoui sous l'accumulation des sédiments ultérieurs. Pour réaliser cette correction, nous avons d'abord résolu l'équation qui décrit la production pendant le dépôt, en fonction de la vitesse de sédimentation (Fig. 3.17 tirée de la thèse de Nicolas Puchol). Pour que cette correction soit faible et ne génère pas une incertitude importante, il est bien sûr préférable de cibler des dépôts dont le taux de sédimentation est significativement supérieur au taux d'érosion initial enregistré sur le versant. Dans le cas du chantier principal de la thèse de Nicolas Puchol consacré à la dénudation du massif du Tianshan en Asie Centrale, le taux de sédimentation a été déterminé par datation magnétostratigraphique (Puchol et al. 2017). Notons que certains types de dépôts fluviaux ont un rythme de

dépôt stochastique, ce qui peut nécessiter une modélisation de type Monte Carlo pour estimer cette correction syn- et post- dépôt (e.g. Charreau et al., 2020). Enfin, il faut tenir compte de la décroissance radioactive pour le  $^{10}\text{Be}$ , en tenant compte de l'âge du sédiment, ainsi que de la production lors de l'exhumation récente de l'échantillon qui peut engendrer une re-exposition aux particules cosmiques. Cette étape peut être réalisée de manière solide par deux approches complémentaires : soit par l'analyse du couple  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  et la comparaison de ce rapport avec l'âge théorique de dépôt, soit par la datation des marqueurs morphologiques, qui permettent de quantifier la vitesse de l'exhumation récente.

In fine, nous avons montré qu'avec un échantillonnage adéquat, ces corrections ne génèrent pas des biais importants ni des incertitudes rédhibitoires dans les contextes des piémonts du Tianshan et de l'Himalaya. Il faut prendre soin d'échantillonner du matériel fluviatile bien écranté (idéalement à plus de 50 m sous la surface) et exhumé récemment, par exemple par une rivière active ou une excavation anthropique (fortuite ou non).



**Figure 3.17 – Évolution théorique de la concentration en  $^{10}\text{Be}$  dans un grain de sable depuis la colonne de sol soumise à de l'érosion, son transport, son dépôt et son enfouissement progressif (Thèse de N. Puchol). La différence avec le diagramme présenté sur la Fig. 2.10 vient du fait que dans le cas présent, la particule est suivie dans un repère Lagrangien, qui suit le mouvement du grain de sable, et non dans un repère Eulérien fixe.**

### 2.7.3 Développement de l'analyse du $^{10}\text{Be}$ dans les fractions silts et sable fin (50-100 $\mu\text{m}$ ) des archives sédimentaires marines offshores

*Comment vérifier la préservation du signal par le continuum sédimentaire terre-mer ?* Dans certains contextes géologiques, il n'est pas possible d'analyser les dépôts continentaux pour tracer l'érosion avec le  $^{10}\text{Be}$ , soit parce que les archives fluviatiles ne garantissent pas les conditions décrites

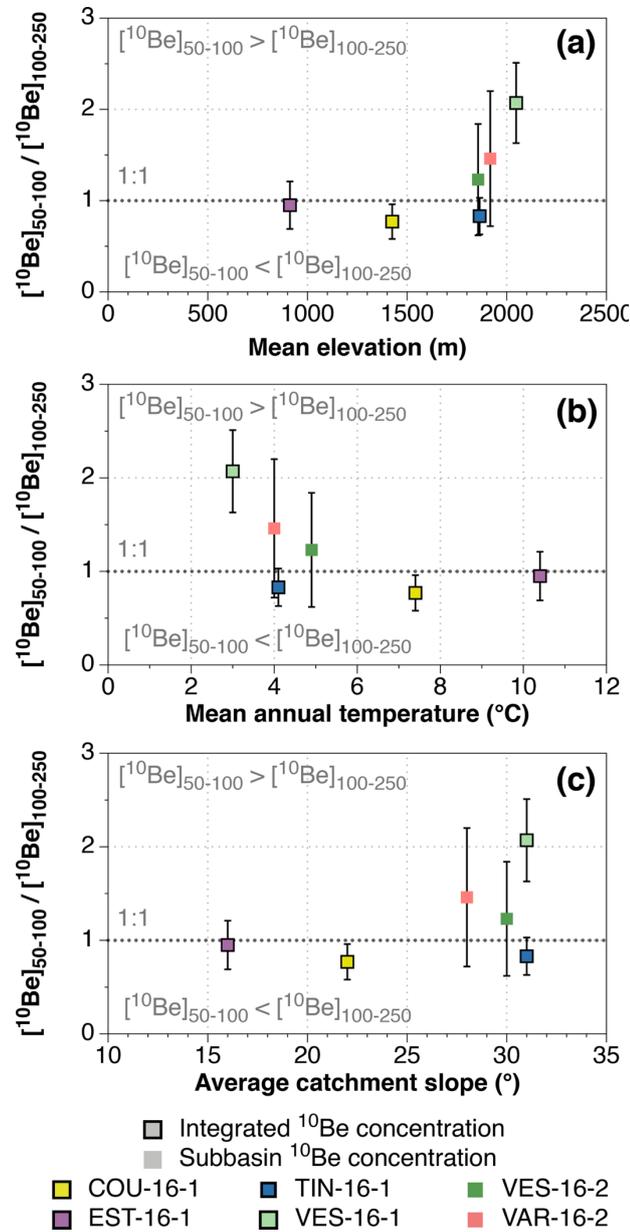
ci-dessus (l'exposition post-dépôt peut être trop importante et avoir écrasé le signal initial), soit parce que la majorité des archives ont été exportées en domaine sous-marin. Par conséquent, ces sédiments sous-marins représentent une archive très précieuse, car, isolés du rayonnement cosmique par la tranche d'eau sus-jacente, ces échantillons ne nécessitent pas les corrections de production post-dépôt propres aux séries continentales. Cependant en contexte sous-marin, il faut aussi composer avec le fait que les fractions granulométriques d'habitude utilisées pour analyser le  $^{10}\text{Be}$  in situ (c'est-à-dire la gamme 100 - 1000 microns) sont rares, même dans les turbidites ou les hyperpicnites.

Ainsi, dans le cadre de l'ANR EroMed qui étudie l'érosion des Alpes du Sud via l'analyse des carottes sous-marines dans les sédiments sous-marins du fleuve Var, le matériel sédimentaire disponible était uniquement représenté par la fraction granulométrique 50-100 microns (mode à 60 microns, thèse d'Apolline Mariotti, 2020). Au préalable, nous avons donc dû vérifier que le signal porté par les sables fins et les silts était identique à celui de la fraction 100-250 microns. Nous avons d'abord réalisé ce test comparatif dans les sables actuels du Var, mais aussi dans les rares échantillons de carottes où les deux fractions étaient disponibles en quantité suffisante (Mariotti et al. 2021; 2019). Pour analyser le  $^{10}\text{Be}$  dans des granulométries inférieures à 100  $\mu\text{m}$ , il a fallu adapter le protocole standard du  $^{10}\text{Be}$ . Pour cela nous avons ajouté une étape de centrifugation de l'échantillon pendant les attaques partielles à l'HF, dans le but de ne pas perdre les grains les plus fins lors des étapes de rinçage.

Il y avait au moins deux processus possibles qui auraient pu générer des différences de concentrations en  $^{10}\text{Be}$  entre les 2 granulométries : 1) la fraction fine (<100  $\mu\text{m}$ ) peut potentiellement être d'origine éolienne, au moins partiellement – et donc ne pas représenter les processus d'érosion, ou 2) un contrôle de la concentration via le tri granulométrique dans la colonne de sol (travaux de mon doctorant Nicolas Puchol (Puchol et al. 2014)). Même si ce 2<sup>ème</sup> mécanisme a déjà été observé pour les granulométries largement supérieures à 1 mm dans des contextes où l'érosion est dominée par les glissements de terrain e.g. (Brown et al. 1995) qui engendrent une surreprésentation des granulométries pluri-millimétriques, issues des profondeurs et pauvres en  $^{10}\text{Be}$ , cette relation de cause à effet ne semble pas systématique (Clapp, Bierman, and Caffee 2002; Kober et al. 2012; Safran et al. 2005). De plus, la variabilité de la concentration en  $^{10}\text{Be}$  dans les fractions inférieures à 1 mm et en particulier dans la fraction inférieure à 100 microns, n'avait jamais été évalué par une étude précise systématique en domaine montagneux.

***Les résultats obtenus sur les sédiments du Var actuels (Mariotti et al 2019) nous ont apporté des informations importantes : la fraction granulométrique 50-100 microns des sédiments du Var porte en effet le même signal  $^{10}\text{Be}$  que la fraction 100-250 microns, dans tous les sous-bassins versants du massif (à une exception près) (Fig. 3.18). Ce résultat était important, car il a ouvert la porte à l'utilisation des sables fins et des silts grossiers pour la mesure des paléo-dénudations via le  $^{10}\text{Be}$ , ces granulométries étant les plus abondantes dans les turbidites et les hyperpicnites. Cela nous a permis d'analyser les carottes prélevées par l'IFREMER et ainsi de déterminer des taux d'érosion via***

*l'analyse du  $^{10}\text{Be}$  dans les faciès sable fin (50-100 microns). Ces carottes ont été échantillonnées à 2500 m de profondeur dans les turbidites et hyperpicnites de la ride sous-marine du Var.*

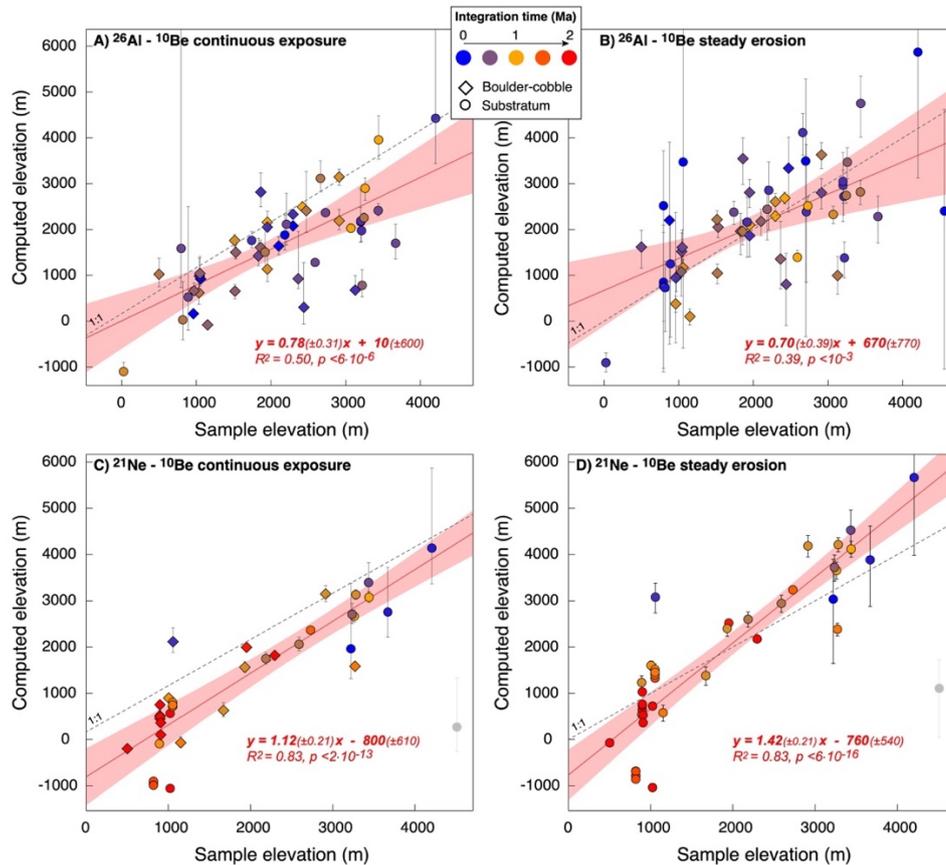


**Figure 3.18 – Comparaison des concentrations en  $^{10}\text{Be}$  mesurées dans les fractions 50-100 microns et 100-250 microns des sables actuels du Var en fonction des différents paramètres des sous-bassins versants du Var (Mariotti et al., 2019)**

## 2.8 - Découverte d'une nouvelle méthode paléoaltimétrique basée sur le $^{26}\text{Al}$ , le $^{10}\text{Be}$ et le $^{21}\text{Ne}$ cosmogénique

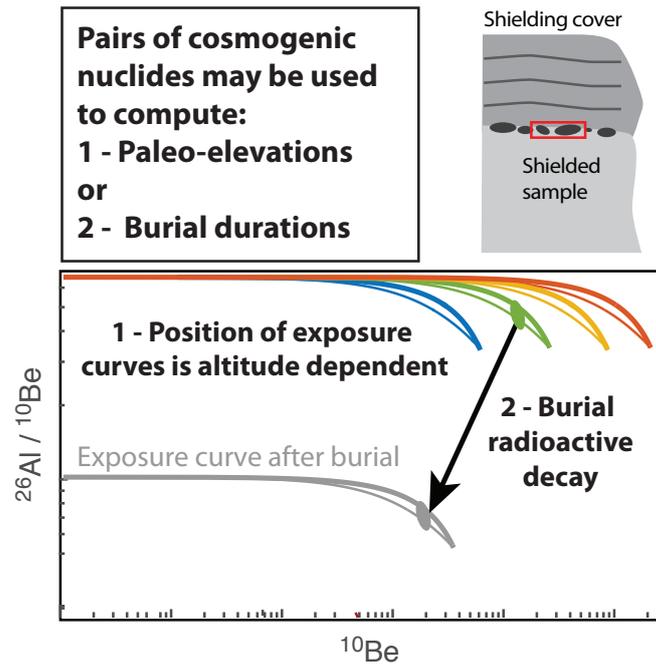
Il n'existe pas encore de méthode fiable et univoque pour déterminer les altitudes passées des massifs. Il est pourtant nécessaire de pouvoir reconstruire les altitudes passées, car ce paramètre est témoin de l'évolution géodynamique des continents et elle joue un rôle sur l'évolution du climat, en influençant les trajectoires des masses d'air. Nous venons de publier en 2019, dans le journal *Earth and Planetary Science Letters*, une nouvelle méthode pour déterminer les altitudes des continents au cours des temps géologiques, méthode qui ouvre de nouveaux champs de recherche (Blard et al., *EPSL*, 2019).

En travaillant sur les équations décrivant la production des nucléides cosmogéniques, j'ai découvert qu'il était possible de déterminer l'altitude à laquelle une roche a été exposée au rayonnement cosmique, à condition de mesurer deux isotopes cosmogéniques ayant des constantes de désintégration radioactives différentes. Les couples  $^{10}\text{Be}/^{21}\text{Ne}$  et  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  sont très prometteurs. Cette nouvelle méthode présente des avantages importants par rapport aux méthodes basées sur un seul nucléide cosmogénique (Blard et al. 2005) : elle est indépendante du temps d'exposition et de l'état de préservation des surfaces échantillonnées. Les tests réalisés sur des échantillons du désert d'Atacama montrent que les altitudes déterminées avec la nouvelle méthode sont comparables aux altitudes actuelles des échantillons, que la surface exposée ait subi de l'érosion ou non (Fig. 3.19). Dans les cas les plus favorables, notre méthode permettra d'atteindre une précision de l'ordre de 500 mètres (à  $1\sigma$  d'incertitude), ce qui est plus précis que tous les paléoaltimètres existants. En parallèle nous avons développé un code Matlab qui permet de traiter les données  $^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be}$  et  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$  pour calculer des altitudes (Blard et al., *MethodsX*, 2019).



**Figure 3.19 – Comparaison des altitudes calculées avec la nouvelle méthode paléoaltimétrique ( $^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be}$  et  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ) avec les altitudes des échantillons. Les échantillons présentés ici constituent la totalité des données disponibles dans les Andes Tropicales. Le temps d'intégration affiché est inférieur à la durée d'exposition réelle (Blard et al., EPSL, 2019).**

Une autre conséquence de cette découverte du lien entre rapport isotopique ( $^{10}\text{Be}/^{21}\text{Ne}$  et  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ ) et altitude d'exposition concerne la justesse des méthodes de datation des enfouissements (e.g. dépôts sédimentaires, remplissage d'une cavité). Beaucoup d'études datant les enfouissements avec des couples de nucléides cosmogéniques considèrent que le rapport isotopique pré-enfouissement est égal au rapport de production des deux isotopes. Or, il existe des cas où ce rapport peut dépendre de l'altitude à laquelle l'exposition pré-enfouissement a eu lieu (Fig. 3.20). Mon travail a permis de mettre en évidence l'importance de considérer ce paramètre pour le calcul d'un âge d'enfouissement juste (équation 9, Chap. 2). L'effet de l'altitude sur la durée d'enfouissement calculée est d'autant plus fort que la paléo-exposition a été longue. Il peut cependant être négligé pour des durées d'exposition pré-enfouissement inférieures à 500 ka ou des érosions supérieures à 1 m/Ma (Blard et al., 2019). Nous avons mis au point une approche numérique basée sur un algorithme de Monte Carlo pour résoudre l'équation qui intègre l'altitude dans le calcul de ces âges (Chapitre 2, équation 10). Nous avons ensuite codé cette méthode numérique dans un programme Matlab facile d'utilisation, qui permet de corriger de ce biais potentiel (Blard et al., *MethodsX*, 2019) (Fig. 3.20).



**Figure 3.20 – Principe du paléo-altimètre reposant sur 2 nucléides cosmogéniques (Méthode 1) et impact de l’altitude sur le calcul d’un âge d’enfouissement (Méthode 2) (Blard et al., *EPSL*, 2019 ; Blard et al., *MethodsX*, 2019)**

Il est utile de préciser que l’altitude moyenne enregistrée par ce paleoaltimètre est intégrée pendant une période de temps qui est plus courte que la durée réelle d’exposition au rayonnement cosmique. En effet, du fait de la décroissance radioactive, les isotopes produits à la fin de l’exposition sont surreprésentées par rapport à ceux produits au début de l’exposition.

Nous pouvons calculer ce temps d’intégration  $t_{int}$  par l’équation suivante,  $C_{mes}$  ( $\text{at}\cdot\text{g}^{-1}$ ) étant la concentration en nucléide mesuré,  $P$  ( $\text{at}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ ) le taux de production local du nucléide et  $\lambda$  ( $\text{a}^{-1}$ ) la constante de désintégration radioactive (Blard et al., 2019) :

$$t_{int} = \frac{-1}{\lambda \cdot C_{mes}} \int_0^{C_{mes}} \ln\left(1 - \frac{\lambda \cdot C_{mes}}{P}\right) \cdot dC \quad (12)$$

Pour rappel, le temps d’exposition à la surface se séduit de l’équation (5) :

$$t_{exp} = \frac{-1}{\lambda} \ln\left(1 - \frac{\lambda \cdot C_{mes}}{P}\right) \quad (13)$$

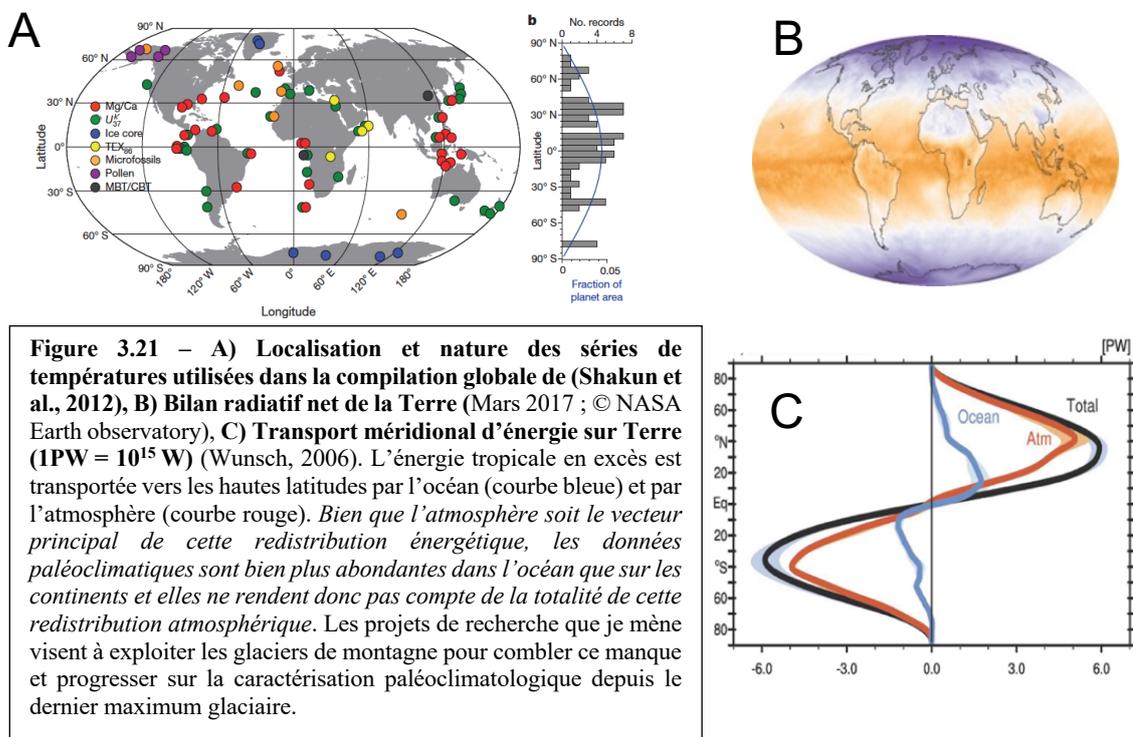
Pour faciliter le calcul, deux cas extrêmes peuvent être distingués :

- i) Le temps d’exposition  $t_{exp}$  est bien plus court que la demi-vie ( $t_{exp} \ll 1/\lambda$ ), alors  $t_{int} = t_{exp}/2$ ,
- ii)  $t_{exp}$  est bien plus long que la demi-vie ( $t_{exp} \gg 1/\lambda$ ), alors  $t_{int} = 1/\lambda$ .

### 3 - Glaciers de montagne et paléoclimats quaternaires des continents

#### 3.1 - Les fluctuations des paléoglaciers, sentinelles des paléoclimats

Depuis ma thèse soutenue en 2006, la reconstitution des paléoclimats continentaux via la reconstruction des glaciers et des lacs a représenté une part importante de mon activité de recherche. Les principales oscillations climatiques du Quaternaire sont au premier ordre bien comprises à l'échelle globale, grâce aux forages et carottes prélevées dans les calottes groenlandaise et antarctique et les sédiments océaniques (Fig. 3.21A). Des synthèses récentes basées sur les traceurs océaniques et polaires ont d'ailleurs permis de proposer des scénarios tangibles des mécanismes impliqués dans la déglaciation, en pointant le rôle du  $\text{CO}_2$  qui amplifie le forçage d'insolation d'origine orbitale et l'uniformise à l'échelle des deux hémisphères (Parrenin et al. 2013; Shakun et al. 2012). **Malgré cela, il restait (et il reste) nécessaire de mieux caractériser la paléoclimatologie continentale, car ce domaine est sous-documenté par rapport aux océans et aux pôles (Fig. 3.21 A). Ce déficit spatial d'observation des variables clefs du climat (températures et précipitations) sur les continents est d'autant plus problématique que l'atmosphère est le vecteur principal de l'excès d'énergie tropicale vers les pôles, bien plus efficace que l'océan (Wunsch 2006) (Fig. 3.21 B et C).**



A cause de ce déficit d'observations, les modalités régionales et globales de certains événements paléoclimatiques étaient et, pour certaines, restent encore mal comprises. Par exemple, pour les climatologues et les hydrologues, il est important de documenter l'amplitude, l'extension et l'impact

hydrologique d'évènements froids centrés sur l'Atlantique Nord (Dryas Récent ; 12.5 ka et Heinrich 1 ; 17-15 ka) ou encore de caractériser la séquence des évènements régionaux pendant la déglaciation.

Les fluctuations des glaciers de montagne, enregistrées par leurs traces géomorphologiques (moraines, roches moutonnées), sont des bons traceurs paléoclimatiques quantitatifs en domaine continental et peuvent nous faire progresser sur ces questions (*Blard et al., 2011*). En effet, le bilan de masse des glaciers et leur ligne d'équilibre (ELA) sont au premier ordre déterminés par les variables climatiques d'état que sont les températures et les précipitations (Oerlemans, 2005). Depuis mon recrutement en tant que chargé de recherches en 2008, j'ai donc mené des travaux de recherche pour exploiter ce potentiel - dans le cadre du projet que j'avais présenté au CNRS en 2008 en section 30 « Surfaces Continentales et interfaces ».

La figure 3.22 présente les deux piliers de cette approche :

**1 - Datation des traces géomorphologiques des extensions glaciaires passées – principalement par les nucléides cosmogéniques ;**

**2 - Modélisation numérique pour interpréter ces extensions en variables climatiques quantitatives.** Comme le système est mathématiquement sous déterminé - une extension glaciaire étant fonction d'au moins 2 inconnues (Précipitations-Températures), l'association avec un traceur indépendant de température ou de précipitation est un progrès méthodologique majeur pour converger vers une solution unique.

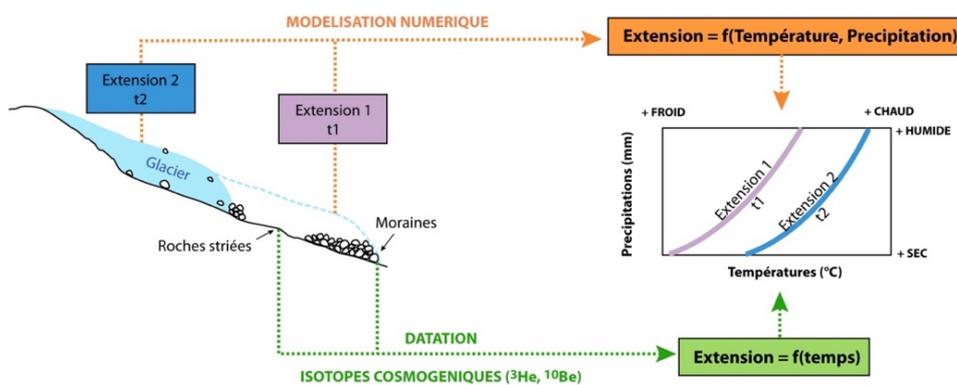


Figure 3.22 - Utilisation des paléoglaciers comme traceurs paléoclimatiques – schéma des méthodes mises en œuvre dans mes travaux de recherche

### 3.2 - Le paléoclimat des Andes Tropicales pendant la dernière déglaciation : paléotempératures et paléoprécipitations à haute résolution (ANR GALAC; Blard et al., 2009, 2011, 2013a, 2014; Jomelli et al., 2014; Martin et al., 2018 ; 2020)

Le projet ANR Jeunes Chercheurs GALAC (2011-2016, PI P.-H. Blard), consacré au paléoclimat des Andes Tropicales, a été l'un des chantiers les plus importants de mon activité de recherche dans les années 2010. Un des buts du projet ANR GALAC était de caractériser le climat des Andes Tropicales pendant la période de la déglaciation (18-12 ka), en particulier pendant la phase humide qui a conduit à la formation du Lac Tauca sur l'Altiplano (17-15 ka BP, Heinrich 1) (<http://www.crpg.cnrs-nancy.fr/spip.php?article1435>). Alors que la région du Salar de Uyuni est aujourd'hui très aride, des anciennes lignes de rivage témoignent de l'existence d'un lac immense, le Lac Tauca (120 m de profondeur, 55 000 km<sup>2</sup>), qui a atteint son maximum il y a environ 15 500 ans. L'objectif numéro un de ce projet, dans lequel s'est inscrite la thèse de Léo Martin, était donc de comprendre l'origine des masses d'air qui ont engendré cet épisode du Lac Tauca, pendant la dernière déglaciation (Heinrich 1 ~15.5 ka et Dryas Récent ~12.5 ka).

Pour réaliser cette reconstruction paléoclimatique pour le stade Heinrich 1, nous avons d'abord identifié les moraines glaciaires de la région synchrones du Lac Tauca (17-15 ka) par des datations avec <sup>13</sup>He et le <sup>10</sup>Be cosmogéniques de plusieurs moraines de la zone (Fig. 3.23).

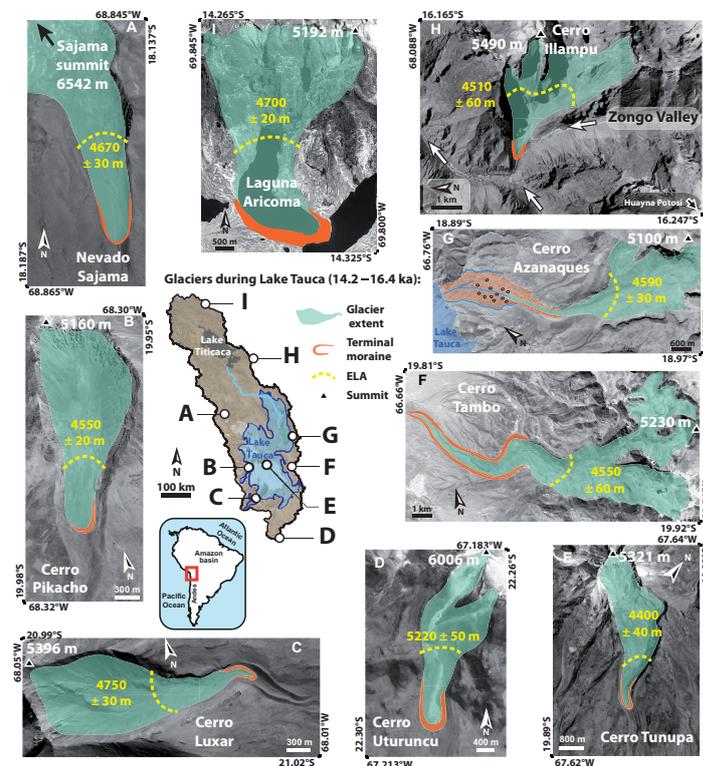
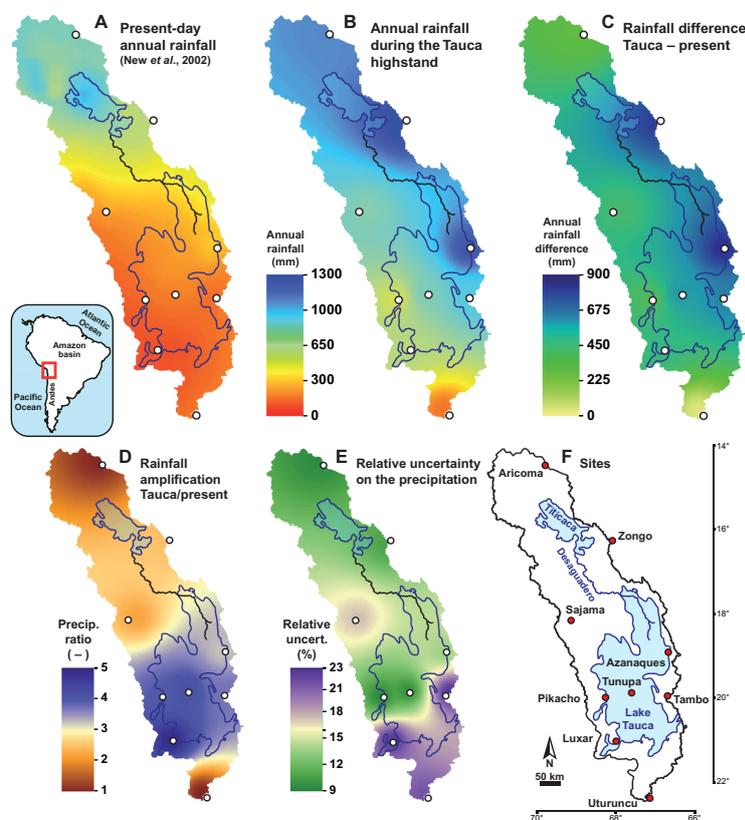


Figure 3.23 – Extension des glaciers des Andes (Altiplano) pendant le stade Lac Tauca (15.5 ka). Les moraines sont datées par <sup>3</sup>He et <sup>10</sup>Be cosmogéniques et les ELAs sont reconstruites avec la méthode AAR (Martin et al., 2018).

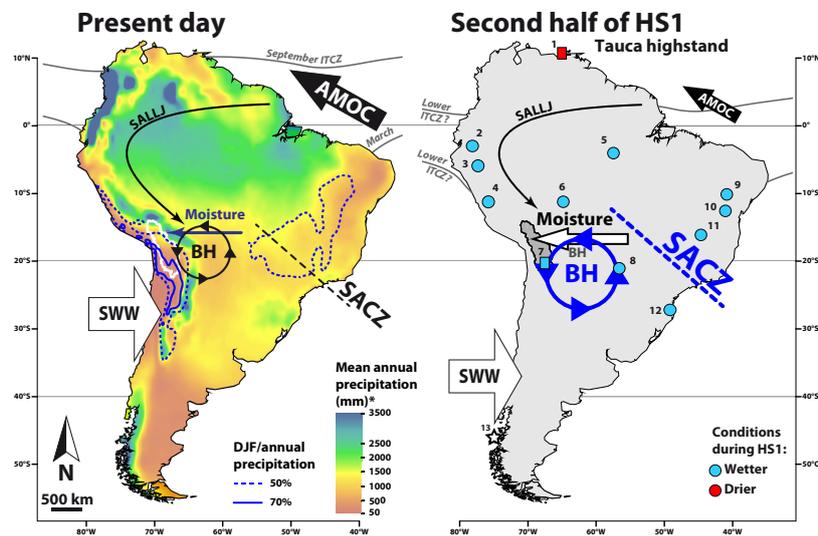
Ensuite, nous nous sommes appuyés sur une innovation méthodologique, basée sur une inversion numérique spatialisée (codée en Matlab). Pour chaque site paléo-englacé, nous avons déterminé des solutions températures-précipitations uniques capables de produire les extensions lacustres et glaciaires synchrones observées pendant le Lac Tauca (15.5 ka, Heinrich 1). Cela nous a permis de construire une carte de températures et précipitations à haute résolution (< 500 km) des Andes Tropicales pendant l'évènement Heinrich 1 (Fig. 3.24 ; Martin et al., 2018). Cette méthode fonctionne bien car les glaciers et les lacs ont des sensibilités très contrastées aux deux variables clefs du climat (températures et précipitations). Ceci est dû à la différence entre l'énergie latente de vaporisation de l'eau liquide (2265 kJ/kg) et l'énergie latente de fusion de la glace (334 kJ/kg) : pour compenser une hausse de 1°C et maintenir une ligne d'équilibre glaciaire en position stable, il faut une hausse de précipitations neigeuses bien supérieure à la hausse des précipitations nécessaires au maintien d'un niveau lacustre. En d'autres termes, un glacier est davantage sensible à un réchauffement qu'un lac. Ces résultats ont été publiés dans le journal *Science Advances* en 2018. **En traçant l'origine des masses d'air humides (Fig. 3.24), cette photographie paléoclimatique des Andes Tropicales révèle comment la circulation atmosphérique a été modifiée pendant l'évènement Heinrich 1, en favorisant l'arrivée d'humidité en provenance d'Amazonie sur les Andes (Martin et al., 2018).**



**Figure 3.24 - Carte de l'Altiplano présentant les précipitations actuelles et les paléo-précipitations reconstituées en inversant la ligne d'équilibre des glaciers synchrones du lac géant Tauca (17-15 ka, Heinrich 1) (Martin et al., 2018).**

Ce travail de cartographie des paléo-précipitations a aussi révélé une anomalie de précipitation locale, superposée à la hausse régionale de l'humidité (Fig. 3.24 D). Des observations sur les grands lacs actuels (Lacs Victoria, Tanganyka, Titicaca) confirment ce résultat : cette anomalie humide résulte du recyclage d'humidité à l'aplomb du paléolac Tauca selon le cycle diurne (évaporation le jour, précipitation la nuit) (Blard et al. 2009 ; Martin et al. 2018).

Nos travaux mettent en évidence des téléconnexions atmosphériques de grande échelle et permettent de caractériser les effets de seuil des changements climatiques de l'Hémisphère Nord sur le cycle de l'eau régional : en moins de 100 ans, les cellules de convection atmosphérique peuvent migrer de plus de 500 km vers le Sud lorsque la circulation océanique ralentit fortement, comme cela s'est produit pendant Heinrich 1 (Fig. 3.25).



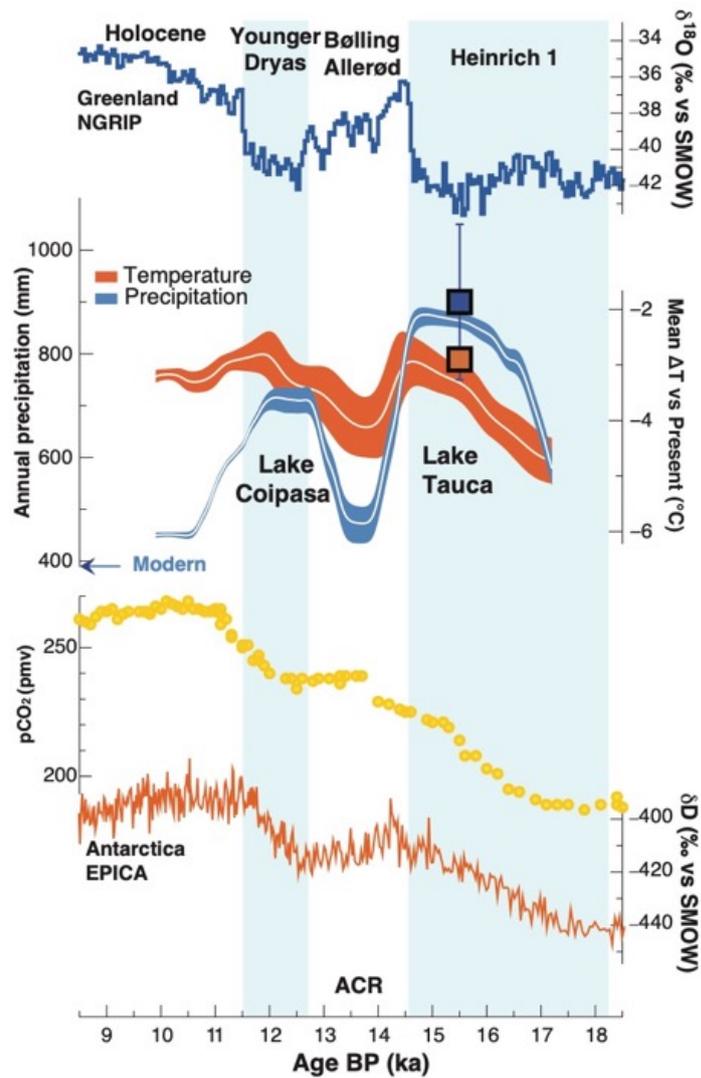
**Figure 3.25 – Conditions climatiques d'Amérique du Sud aujourd'hui (à gauche) et pendant le stade Heinrich 1 (16.5-14.5 ka) (à droite), avec les principales structures décrivant la circulation atmosphérique (BH : Anticyclone Bolivien ; SACZ : Zone de Convergence Sud-américaine, ITCZ : Zone de Convergence Intertropicale ; AMOC : Circulation Méridionale Atlantique). Nos résultats indiquent une migration vers le Sud de l'ensemble des cellules de circulation atmosphérique pendant l'évènement Heinrich 1.**

La déglaciation est une période de transition initiée par les changements d'insolation orbitaux (théorie de Milankovitch, (Roe 2006)). Cette période est marquée par des réorganisations climatiques dans les deux Hémisphères. Pour que la déglaciation aboutisse, il est nécessaire que le réchauffement soit amplifié par des mécanismes de rétroactions internes, faisant intervenir les gaz à effet de serre (principalement le CO<sub>2</sub> ; Parrenin et al., 2013; Shakun et al., 2012), l'albédo et les poussières (Friedrich et al. 2016). Au réchauffement global, se superposent des oscillations climatiques millénaires qui sont antagonistes entre les deux Hémisphères, en raison du balancier bipolaire piloté par l'intensité de la circulation océanique (AMOC). Quand celle-ci ralentit, davantage de chaleur s'accumule dans

l'Hémisphère Sud et l'Hémisphère Nord refroidit. Inversement, quand la circulation océanique est active, le Sud se refroidit et le Nord se réchauffe.

La manière dont le climat des Tropiques a évolué pendant la déglaciation est moins connue, en particulier sur les continents, où les archives thermométriques et pluviométriques sont rares et disparates. Il est aussi nécessaire de mieux documenter l'évolution spatio-temporelle de la mousson sud-américaine pendant la déglaciation, pour comprendre comme elle interagit avec l'intensité de la circulation océanique (Chiang et al. 2014 ; Leduc et al. 2009).

**Dans notre étude récemment publiée dans *Quaternary Science Reviews* (Martin et al. 2020), nous avons tiré profit des résultats de 2018, en appliquant la même approche couplant lacs et glaciers, mais cette fois à toute la déglaciation, sur des séries sub-continues de moraines de récession datées entre 18 et 10 ka BP.** Cette période a en effet connu des oscillations des niveaux lacustres sur l'Altiplano qui sont bien datées entre 18 et 10 ka (Blard et al. 2011; Placzek et al. 2006; Sylvestre et al. 1999). Les stades morainiques successifs étudiés ont permis de reconstruire les précipitations et les températures avec une bonne résolution pendant toute la déglaciation (Fig. 3.26). **Ces résultats montrent que les températures dans les Andes sont en phase avec les fluctuations climatiques observées dans l'Hémisphère Sud, alors que les précipitations locales sont pilotées par l'intensité de la circulation océanique, en phase avec le climat de l'Atlantique Nord.** Lorsque la circulation océanique ralentit, ceci engendre une migration vers le Sud des cellules atmosphériques, et notamment de l'ITCZ et de la mousson sud-américaine, permettant l'apport d'humidité sur l'Altiplano (e.g. Mohtadi *et al.*, 2016; Martin *et al.*, 2018).

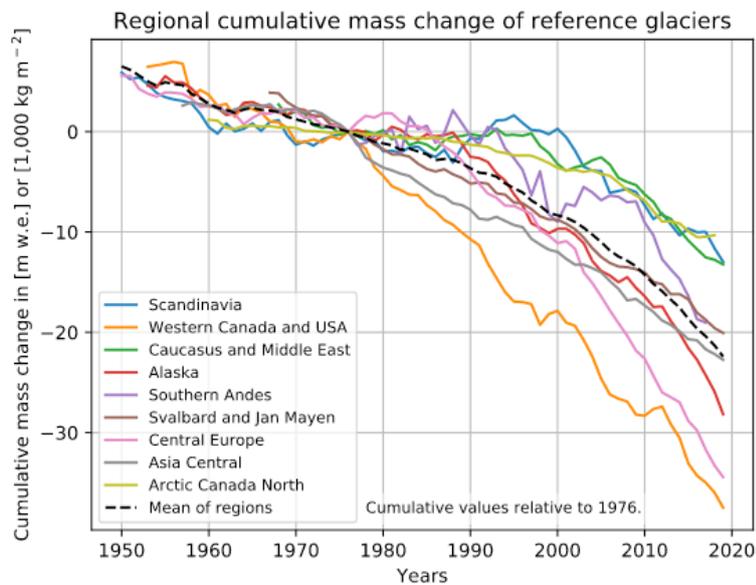


**Figure 3.26 – Courbe de précipitations et de températures déduites des fluctuations combinées des paléoELAs des glaciers et des paléo-niveaux des lacs de l’Altiplano pendant la dernière déglaciation. Comparaison avec d’autres archives climatiques (modifiée, de Martin et al., 2020).**

Ce travail sur les glaciers des Andes tropicales offre un éclairage nouveau sur la manière dont les glaciers de montagne enregistrent les fluctuations climatiques : ainsi, une phase de réchauffement peut tout à fait être synchronisée d’une ré-avancée glaciaire, si tant est qu’elle est accompagnée d’une augmentation des précipitations neigeuses capables de compenser la hausse de la fonte. D’après notre analyse, le Dryas Récent (12 ka) a très probablement été caractérisé par une augmentation significative de la pluviométrie sur l’Altiplano, permettant une ré-avancée des glaciers, en dépit de la hausse synchronisée des températures, ce qui a pu effacer les moraines déposées pendant l’*Atlantic Cold Reversal* (Martin et al. 2020).

L’évolution globale du bilan de masse des glaciers de montagne au cours des dernières décennies est caractérisée par une importante variabilité interrégionale (<https://wgms.ch/>) (Fig. 3.27). Cette variabilité est sans doute en partie expliquée par le rôle des précipitations hivernales, dont l’effet

se superposent aux anomalies régionales de températures et peuvent les compenser ou les accentuer. Par exemple dans la région du Karakorum (Himalaya), en dépit du réchauffement régional observé en Asie, les glaciers ont ré-avancé au cours des dernières années ; ceci à cause des précipitations hivernales qui ont augmenté dans cette région (e.g. Kapnick *et al.*, 2014).



**Figure 3.27 – Bilans de masse cumulés, entre 1976 et 2020 pour l'ensemble des glaciers alpins. Synthèse réalisée par le World Glacier Monitoring Service (WGMS) <https://wgms.ch/>**

Nos résultats montrent que coupler lignes d'équilibre des glaciers avec d'autres traceurs indépendants de précipitations et/ou de températures permettra de mieux comprendre la dynamique des climats continentaux. Avec cette approche, les fluctuations glaciaires peuvent devenir des traceurs climatiques continentaux de premier ordre et dépasser les simples interprétations qualitatives. Notre approche a inspiré d'autres scientifiques qui l'ont appliquée à d'autres régions des Andes (Mey et al. 2020) et trouvé des résultats comparables aux nôtres. *Je propose de construire sur ces bases, en déployant une approche plus ambitieuse dans mon projet de recherche et en l'appliquant à d'autres régions du monde.*

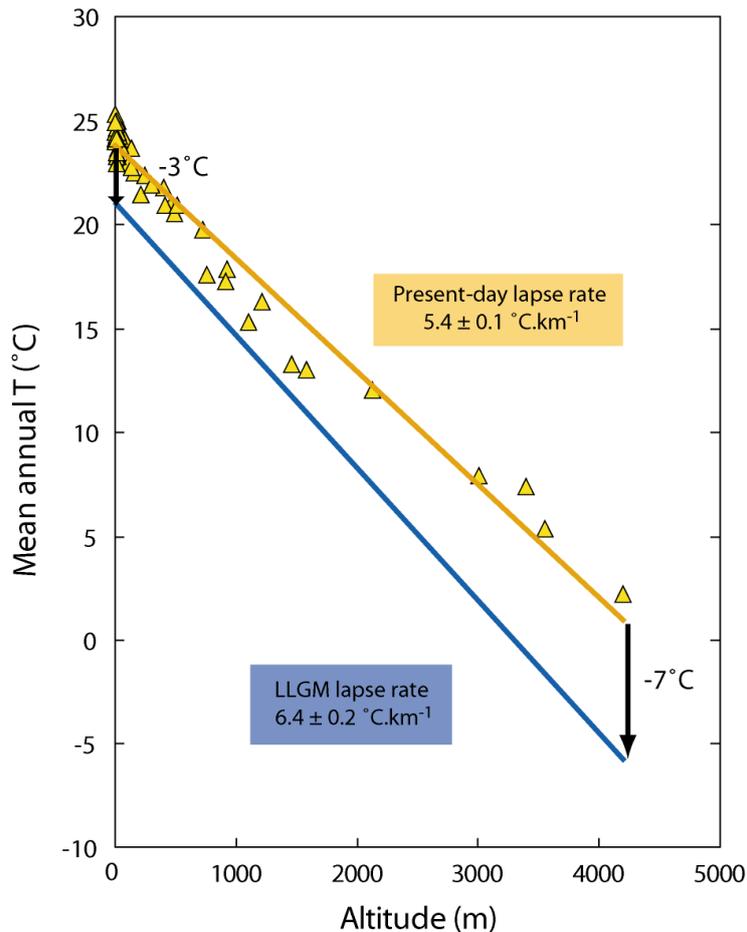
### 3.3 - Quel était le gradient thermique altitudinal (« Lapse rate ») au Dernier Maximum Glaciaire ? (Blard et al., *Nature*, 2007).

Un des premiers résultats importants de mes recherches sur les paléoclimats fut obtenu à la fin de ma thèse, lorsque nous avons établi les variations temporelles de la calotte de glace qui recouvrait les sommets de l'archipel d'Hawaï (Pacifique central) à la fin du Quaternaire, en les datant avec  $^{13}\text{C}$  cosmogénique (Fig. 3.28). Nos résultats ont montré que les glaciers hawaïens ont atteint leur maximum entre 19 000 et 16 000 ans, et ont persisté jusqu'à 15 000 ans à environ 3500 m d'altitude (Blard et al. 2007).



**Figure 3.28 – Photo satellite MODIS (© NASA) de l’île d’Hawaï Big Island prise le 28 Février 2002. La neige saupoudrant le Mauna Loa (au Sud) et le Mauna Kea (au Nord) donne une idée de l’aspect des calottes de glace qui recouvraient ces mêmes sommets entre 19 000 et 16 000 ans.**

Avec cet article, nous avons été les premiers à coupler la datation par nucléides cosmogéniques avec un modèle numérique pour interpréter ces extensions glaciaires en termes de conditions climatiques. Ces calculs montrent que l’atmosphère d’Hawaï était plus froide d’environ 7°C lors du dernier maximum glaciaire (DMG) local et de 6.5°C il y a encore 15 000 ans. Alors que le Pacifique Sud s’est au contraire réchauffé progressivement depuis 18 000 ans, la persistance tardive de ces conditions glaciaires à Hawaï suggère une connexion atmosphérique à grande échelle entre l’Atlantique Nord et le Pacifique central - mécanisme qui avait été proposé par certains modèles atmosphériques, sans toutefois avoir été démontré. Sachant que les eaux de surface du Pacifique (SST) étaient seulement 2 à 3°C plus froides à cette époque, nos résultats signifient aussi que le gradient vertical de température était plus important lors du DMG (6.4°C/km, contre 5.3°C/km aujourd’hui) (Fig. 3.29)



**Fig. 3.29 – Température moyenne annuelle (°C) vs altitude (m), pour le présent (orange) et le DMG (bleu).** La moyenne climatologique moderne est établie entre 1970 et 2001 par des stations météorologiques situées sur le Mauna Kea ([www.ncdc.noaa.gov](http://www.ncdc.noaa.gov)). La pente de la droite de régression définit un *lapse rate* actuel de  $5.4 \pm 0.1 \text{ } ^\circ\text{C.km}^{-1}$ . Le refroidissement du DMG ( $-7^\circ\text{C}$  à 4200 m) établi à partir de notre datation des moraines du DMG implique un *paleo-lapse rate* de  $6.4 \pm 0.2 \text{ } ^\circ\text{C.km}^{-1}$  pour réconcilier cette observation avec le refroidissement de  $3^\circ\text{C}$  établi par paléothermométries Mg/Ca et alcénones des SST locales.

Cette interprétation est en accord avec l’hypothèse selon laquelle l’atmosphère du dernier maximum glaciaire, plus froide, était moins riche en vapeur d’eau qu’aujourd’hui et transmettait moins efficacement le flux infrarouge des basses couches vers les hautes couches de l’atmosphère. Les variations de température survenant au niveau de la mer peuvent ainsi être amplifiées en haute altitude, ce qui n’est pas sans conséquence sur la manière dont les glaciers de montagne seront affectés par le réchauffement global à venir au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle. Ce résultat a été confirmé par une étude récente menée sur les flancs du Kilimandjaro (Loomis et al., 2017), cependant d’autres études paléothermométriques menées dans le Pacifique Ouest ont obtenu un *lapse rate* inchangé au DMG (Tripathi et al. 2014).

*Dans mon projet de recherche présenté au Chapitre 4, je propose d’appliquer à d’autres régions du globe la même démarche que celle conduite sur le DMG d’Hawaïi. Ce travail permettra*

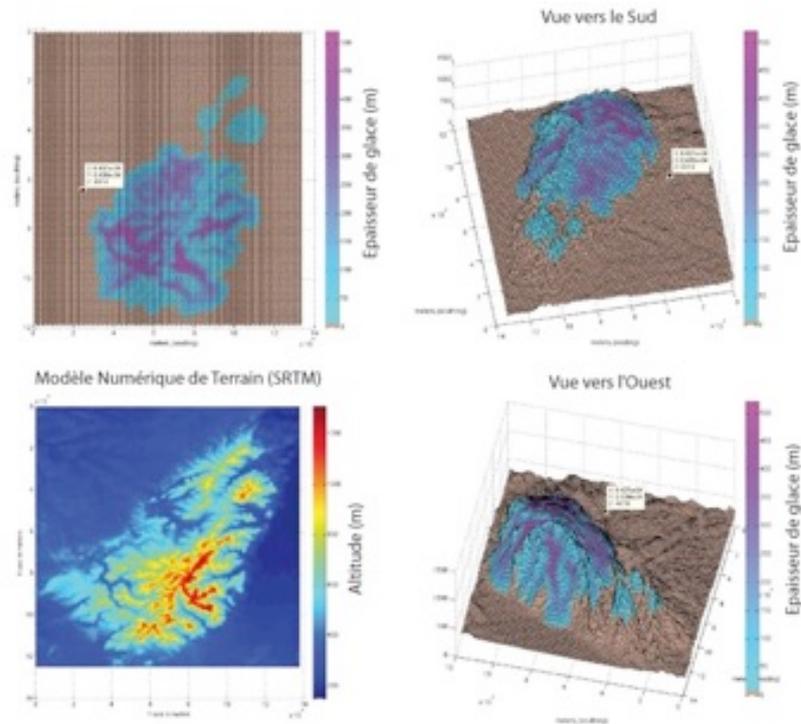
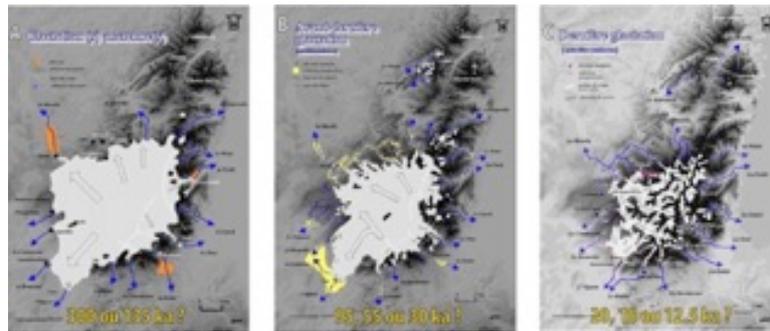
*d'améliorer notre compréhension des mécanismes atmosphériques qui contrôlent les variations régionales et temporelles du lapse rate. Dans ce chapitre 4, je présente aussi des résultats préliminaires et prospectifs obtenus sur le DMG de la Cordillère américaine. Ces résultats montrent un lien étroit entre les précipitations annuelles et le gradient thermique.*

### **3.4 - La dernière glaciation des Vosges (Blard et al., in prep).**

Pour ce projet de recherche, nous avons obtenu en 2010 une subvention de près de 45 k€ de la part de Région Lorraine. Le but principal des recherches était de déterminer la chronologie des glaciations qui ont affecté le massif des Vosges au cours de la dernière période glaciaire (120 ka-12 ka BP). En effet, si les traces d'anciennes glaciations (moraines, blocs erratiques) sont bien décrites par les géographes, aucune datation directe de ces anciennes extensions n'avait jusqu'alors été réalisée. Nous avons utilisé la datation par  $^{10}\text{Be}$  cosmogénique des anciennes calottes et glaciers qui ont recouvert le massif des Vosges lors de leur extension au Dernier Maximum Glaciaire (DMG local). Puis nous avons utilisé la modélisation numérique pour reconstruire les conditions paléoclimatiques associées à cette glaciation.

Nous avons collecté une vingtaine d'échantillons sur des objets glaciaires caractéristiques (roches striées, blocs erratiques) dans le Massif du Fossard, au-dessus de la vallée de Remiremont. Les résultats d'âges  $^{10}\text{Be}$  sont groupés c'est-à-dire que la dispersion liée au "bruit" géologique est faible. Nos données montrent que les glaciers vosgiens ont persisté dans une position quasi-maximale jusqu'à environ 18 000 ans avant aujourd'hui, une chronologie en phase avec le dernier maximum glaciaire global. Ces données de  $^{10}\text{Be}$  cosmogénique permettent une avancée importante pour notre compréhension de la dynamique de la calotte vosgienne car il s'agit de la première datation directe de ces formations glaciaires. Ces résultats remettent en cause un paradigme des géologues quaternaristes qui supposaient depuis plusieurs années que le dernier maximum glaciaire vosgien était significativement plus ancien que le DMG global (18 ka) (Flageollet, 2002). Nos résultats seront bientôt publiés dans une revue internationale (e.g. *Quaternary Science Reviews*).

De plus, nos inversions numériques permettent d'établir que la mise en place de la calotte vosgienne devait s'accompagner d'un refroidissement régional de plus de 12°C des températures moyennes annuelles, à précipitations constantes (Fig. 3.30). Ce résultat est intéressant car il permet d'affiner la connaissance des paléoclimats de l'Europe Occidentale pendant le dernier maximum glaciaire. Il corrobore le fait que l'amplitude du refroidissement du DMG fut plus importante en domaine continental qu'en domaine océanique (Kageyama et al. 2020; Tierney et al. 2020).



**Figure 3.30 – Haut) Reconstruction des 3 dernières glaciations quaternaires des Vosges**  
 Modifié à partir de (Flageollet, 2002).  
**Bas) Modélisation numérique de ces glaciations vosgiennes** (Blard et al., en préparation)

## 4 - Impact des variations climatiques sur les paléo-taux d'érosion depuis le Cénozoïque jusqu'à l'actuel (Asie, Méditerranée – ANR EroMed 2017-2021)

L'érosion (ou dénudation) désigne l'ensemble des processus naturels qui altèrent, transforment les sols et les roches de la surface de la Terre avant de déplacer ces produits sous forme de sédiments ou d'éléments dissouts. A l'issue de ce transport, les produits de l'érosion s'accumulent dans les bassins sédimentaires, en zone continentale ou marine. L'érosion détruit les roches via deux processus principaux, qui peuvent entretenir entre eux des relations étroites, d'amplification positive ou de pondération (Fig. 3.31) :

1) **L'altération chimique**, qui correspond à une dissolution des éléments chimiques des roches solides et une destruction de leur réseau cristallin. L'altération est étroitement associée à la pédogénèse (formation du sol) et induit la mise en solution d'ions. Elle peut aussi entraîner la précipitation in situ de nouvelles phases d'altération, comme des argiles ou des oxydes de fer.

2) **L'érosion physique**, qui fracture, fragmente et désagrège la roche. Elle fait intervenir une large gamme de processus dont les effets thermo-mécaniques (cryoclastie, dilatation thermique), les processus gravitaires favorisés par le relief (éboulement, ruissellement, reptation) et l'action abrasive des objets de l'hydrosphère (les rivières) et de la cryosphère (les glaciers) mus par l'écoulement.

Notons que les nucléides cosmogéniques enregistrent la dénudation totale, à savoir la somme de l'altération chimique et de l'érosion physique.

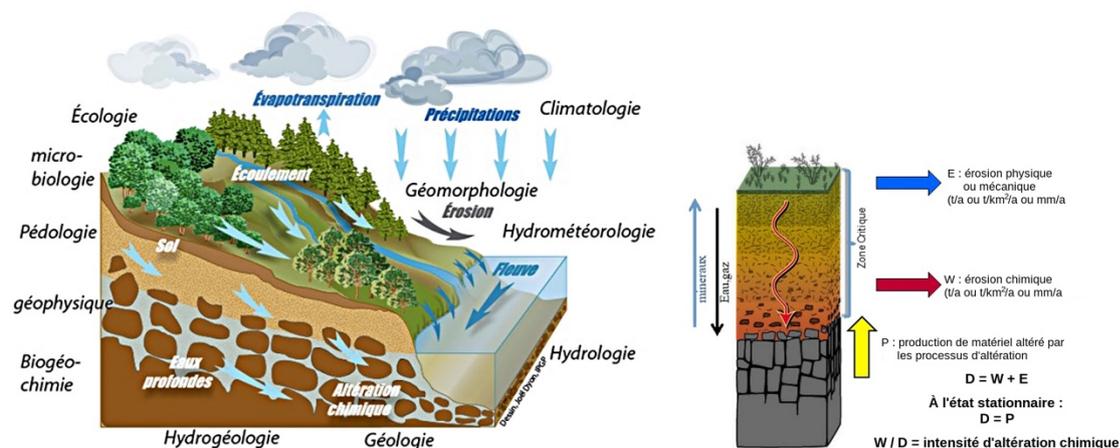


Figure 3.31 - Blocs diagrammes présentant la zone critique (issue de <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/alteration-erosion.xml>, © J. Gaillardet)

L'érosion est donc un processus majeur qui détermine l'état de la « zone critique », c'est-à-dire l'interface entre le substratum rocheux et les enveloppes fluides de notre planète (atmosphère, hydrosphère et cryosphère) (Fig. 3.31). L'état de la zone critique est fondamental pour la vie humaine car il détermine le potentiel agricole d'un sol et, en partie, la disponibilité des ressources en eau. Comme l'érosion est modulée par la température et les précipitations, ses modalités et son intensité sont très dépendantes des paramètres climatiques, de leur nature et de leur répartition. **Sur les longues échelles de temps, l'érosion peut aussi agir sur le climat, car elle est un puit de CO<sub>2</sub> atmosphérique (Fig. 3.32). Mieux comprendre les relations entre les changements climatiques passés et l'érosion est donc un enjeu de recherche important, tant sur le plan fondamental que sociétal, dans la mesure où il faut savoir anticiper l'évolution de la zone critique.**

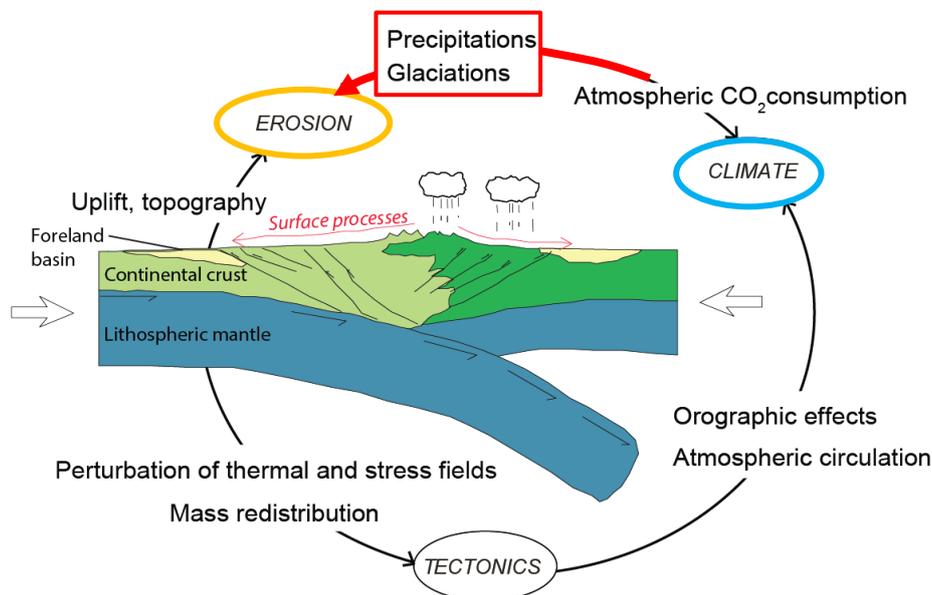


Figure 3.32 - Relations entre tectonique, climat et érosion (modifié d'après (Beaumont et al., 2000) et thèse de Govin, 2017). Mes travaux de recherches concernent la compréhension des fluctuations climatiques sur l'érosion (flèche rouge), à différentes échelles de temps (présent, cycles G/IG et refroidissement du Cénozoïque).

## 4.1 - Détermination de l'érosion actuelle des chaînes de montagne et des massifs volcaniques

### 4.1.1 – Dénudation des massifs alpins (Alpes, Himalaya) avec le <sup>10</sup>Be

Afin de documenter la dénudation en domaine montagneux et mieux comprendre les processus de contrôle, nous avons utilisé le <sup>10</sup>Be mesuré dans les sédiments transportés par les fleuves, dans le

bassin du Var (Alpes du Sud) (Mariotti et al. 2019) et dans le bassin du Gange (Himalaya) (Maarten Lupker et al. 2012).

Nos résultats sur le Var, obtenus dans le cadre de la thèse d'Apolline Mariotti, ont permis de confirmer que, lorsque les précipitations sont suffisantes ( $> 300 \text{ mm.a}^{-1}$ ) et ne sont pas un facteur limitant, la pente moyenne des versants est le facteur principal de contrôle sur l'érosion, pour des pentes allant jusqu'à  $35^\circ$  environ (Mariotti et al., 2019). Ce travail sur le système actuel a été utile pour caractériser la dynamique de l'érosion en conditions fluviales, sans les glaciers. Cette étape préalable fut nécessaire pour identifier ensuite l'impact des glaciations quaternaires sur la dénudation, après l'analyse des séries sédimentaires sur des échelles de temps de l'ordre de  $10^4$  années. Notre connaissance du système actuel du Var nous a conduit à lancer un projet exceptionnel pour évaluer les conséquences géochimiques et géomorphologiques de l'évènement extrême « Alex » qui a frappé les Alpes Maritimes en octobre 2020 - projet qui bénéficie du soutien spécial de l'INSU et du BRGM : <https://www.insu.cnrs.fr/fr/cnrsinfo/crise-hydro-geomorphologie-de-la-tempete-alex-dans-les-alpes-maritimes-observation>.

Dans un des volets de la thèse de Maarten Lupker (2012) consacrée à l'érosion de l'Himalaya, nous avons également analysé le  $^{10}\text{Be}$  dans les sédiments transportés par le Gange et ses affluents, sur un bassin de  $250\,000 \text{ km}^2$  qui enregistre l'érosion de plus de la moitié de cette chaîne asiatique, dont les sommets culminent à plus de  $8000 \text{ m}$  (Fig. 3.33). Il était utile de réaliser ce travail d'observation car l'érosion de la plus haute chaîne du monde intégrée sur  $10^2$ - $10^3$  années n'était pas encore bien connue. Connaître ces flux de dénudation a des implications pour plusieurs disciplines : géodynamique, dynamique du transport sédimentaire, risques naturels et comparaison avec les flux récent pour estimer l'impact de l'anthropisation et notamment de l'agriculture. Notre étude a permis d'obtenir les résultats suivants (Maarten Lupker et al. 2012) :

- L'Himalaya, tel que documenté par le  $^{10}\text{Be}$  dans les sédiments du Gange, s'érode en moyenne à  $1.1 \pm 0.2 \text{ mm.a}^{-1}$ . Cela correspond à un flux annuel massique de  $610 \pm 230 \text{ Mt/a}$  ( $\text{Mt} = 10^6$  tonnes).
- La variabilité intra-annuelle du signal mesuré à l'embouchure est négligeable sur le grand bassin du Gange qui fait  $250\,000 \text{ km}^2$ . Au contraire, cette variabilité peut être significative dans les affluents de la haute chaîne, dont les bassins ont une taille de l'ordre de quelques  $10^4 \text{ km}^2$ , tels ceux des rivières Narayani, Karnali et Kosi. Dans ces zones à fort relief, le caractère stochastique de la dynamique des glissements de terrain est sans doute en cause à cette échelle spatiale.
- La plaine du Gange se comporte comme un silo qui moyenne et « tamponne » la variabilité temporelle du signal  $^{10}\text{Be}$  porté par les sédiments, gommant ainsi la variabilité inter-annuelle. Toutefois, en modélisant la production de  $^{10}\text{Be}$  pendant le transport fluvial (celle-ci est négligeable), nous avons montré que le temps de résidence dans la plaine du Gange est inférieur

à  $10^4$  ans, l'essentiel du flux sédimentaire issu de l'érosion de l'Himalaya étant ainsi exporté en continu dans l'Océan Indien (Lupker et al., 2012).

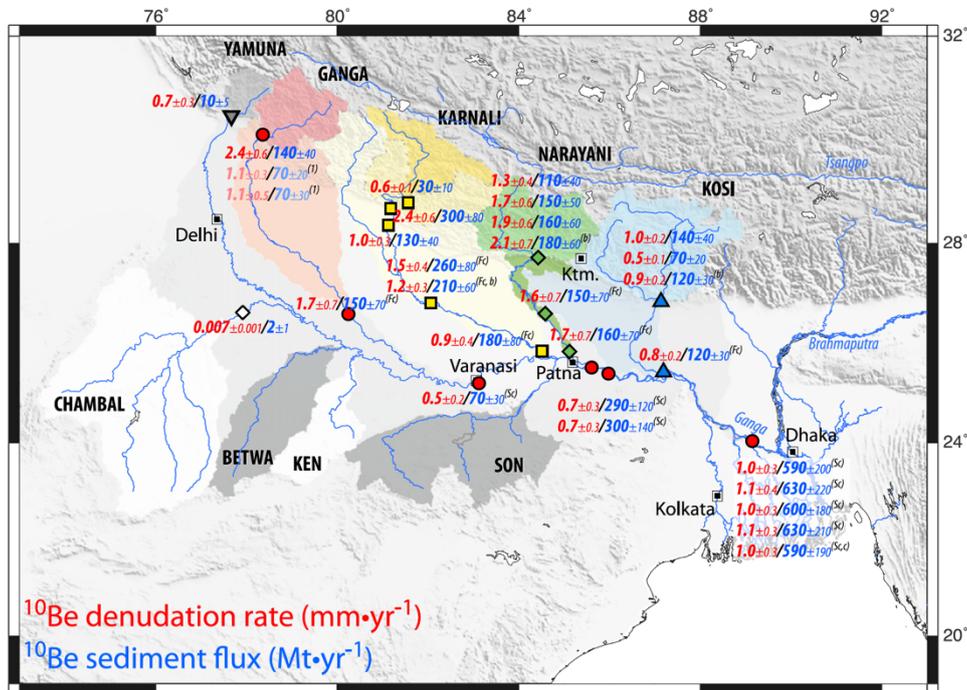


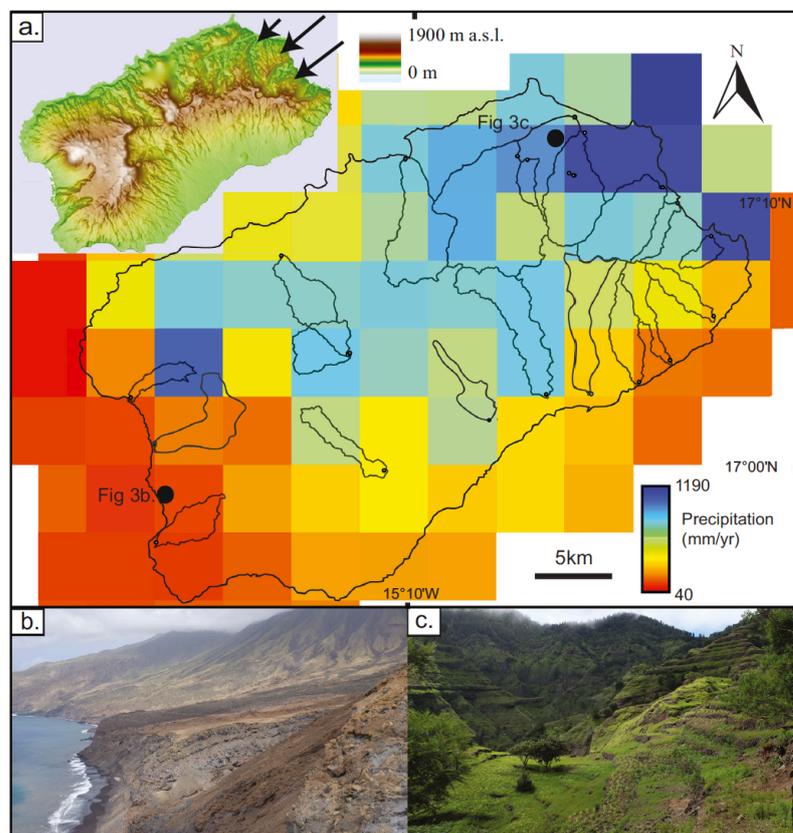
Figure 3.33 – Détermination de l'érosion (en rouge) de l'Himalaya dans le bassin versant du Gange via l'analyse du  $^{10}\text{Be}$  dans les sables. Les flux massiques sont représentés en bleu (Lupker et al., 2012).

Ces résultats sont bien cités par les travaux d'autres disciplines et ils ont également ouvert la porte au projet IODP piloté par C. France-Lanord. L'analyse du  $^{10}\text{Be}$  dans les forages marins du cône du Bengale a récemment révélé que l'érosion de l'Himalaya a peu varié depuis 6 Ma. Ce résultat a des conséquences importantes pour notre compréhension des rétroactions entre dénudation, climat et géodynamique au cours du Cénozoïque (Lenard et al. 2020).

#### 4.1.2 – Analyse de l'érosion par $^{13}\text{He}$ cosmogénique dans les terrains volcaniques (Hauts Plateaux d'Ethiopie et îles du Cap Vert)

L'altération chimique des minéraux silicatés calciques engendre une réaction qui génère la consommation du  $\text{CO}_2$  atmosphérique. Ce processus est donc un puit de carbone potentiellement important à l'échelle des temps géologiques, même s'il est encore mal quantifié. Un angle mort qui empêche de documenter ce flux de manière solide est dû au fait que l'on connaît mal la dénudation totale et la part de l'altération chimique dans les domaines basaltiques continentaux. Quelques études avaient déjà été menées sur les îles basaltiques, mais seulement Hawaii, dans des bassins où les précipitations dépassent  $500 \text{ mm/a}$  (Ferrier et al. 2013). Avec l'étude pilote menée par Nicolas Puchol sur les rivières

érodant les *trapps* basaltiques constituant les Hauts Plateaux d'Éthiopie (Puchol, Blard, et al. 2017), nous avons montré qu'il était possible de déterminer de manière fiable des taux d'érosion à partir de l' $^3\text{He}$  cosmogénique mesuré dans les olivines ou les pyroxènes des sables de rivière, en prenant soin de minimiser la composante d'hélium magmatique (en analysant des granulométries entre 100 et 400 microns) et en déterminant la composante radiogénique via l'analyse de l'U-Th dans les minéraux.



**Figure 3.34 – Morphologie et répartition spatiale des précipitations sur l'île de Santo Antao (Cap Vert) (Litty et al., 2021)**

Fort de ce progrès analytique, nous avons pu mener une étude systématique sur la quasi-totalité des bassins versants de l'île de Santo Antao (archipel du Cap Vert) (Litty et al. 2021). L'avantage de cette île est de présenter des petits bassins versants séparés, soumis chacun à des précipitations spatialement très variables (Fig. 3.34) : de 40  $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$  dans la zone sous le vent, au Sud Ouest, à plus de 1000  $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$  sur le versant exposé aux alizées, à l'Est. En comparant nos résultats avec ceux de la littérature basée sur d'autres méthodes et d'autres îles volcaniques, nous avons mis en évidence une réponse forte de l'érosion aux précipitations dans ces contextes géomorphologiques, à pentes comparables, avec une érosion accentuée pour les précipitations supérieures à 1000  $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$  (Fig. 3.35). Ce travail a été réalisé dans le cadre du Post Doc-ATER de Camille Litty au CRPG (Litty et al. 2021).

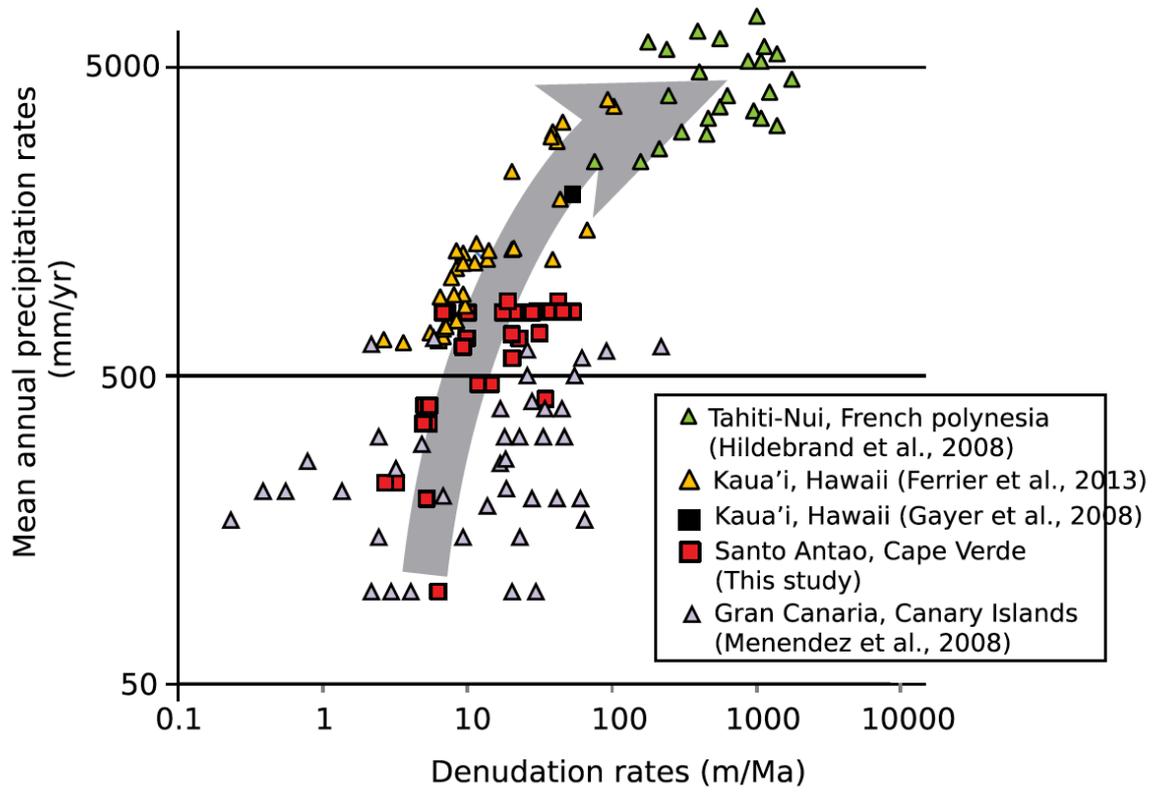
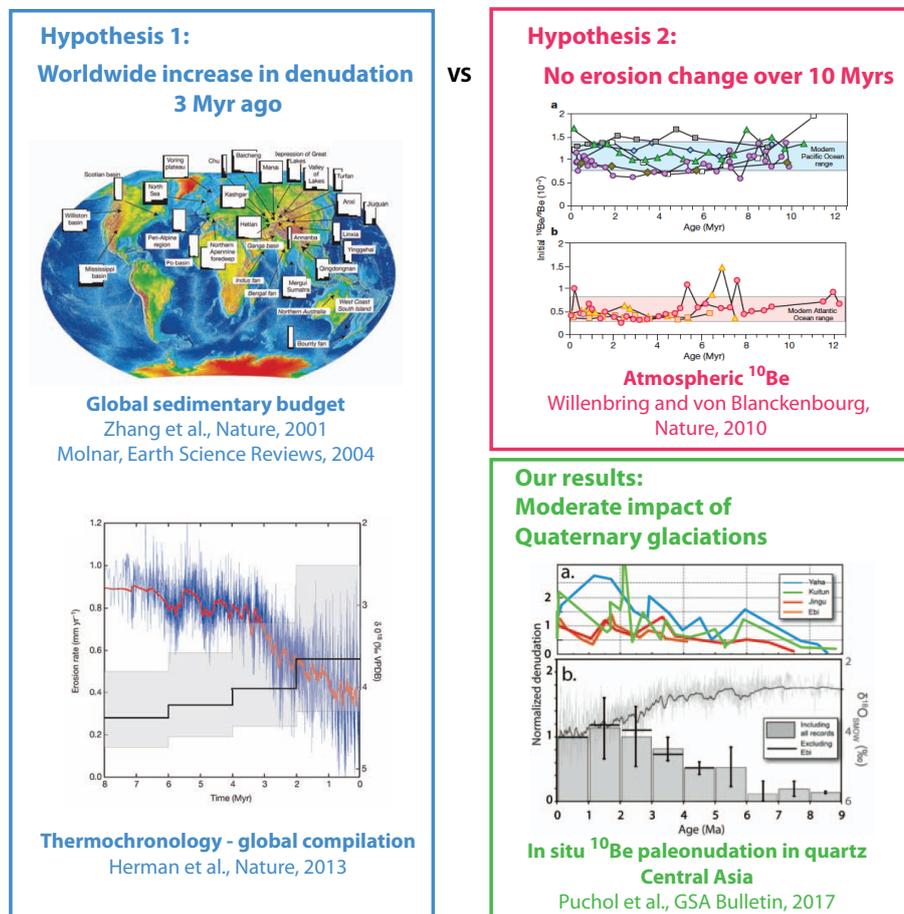


Figure 3.35 – Relation entre précipitations annuelles et érosion : synthèse mondiale pour les îles volcaniques (Litty et al., 2021).

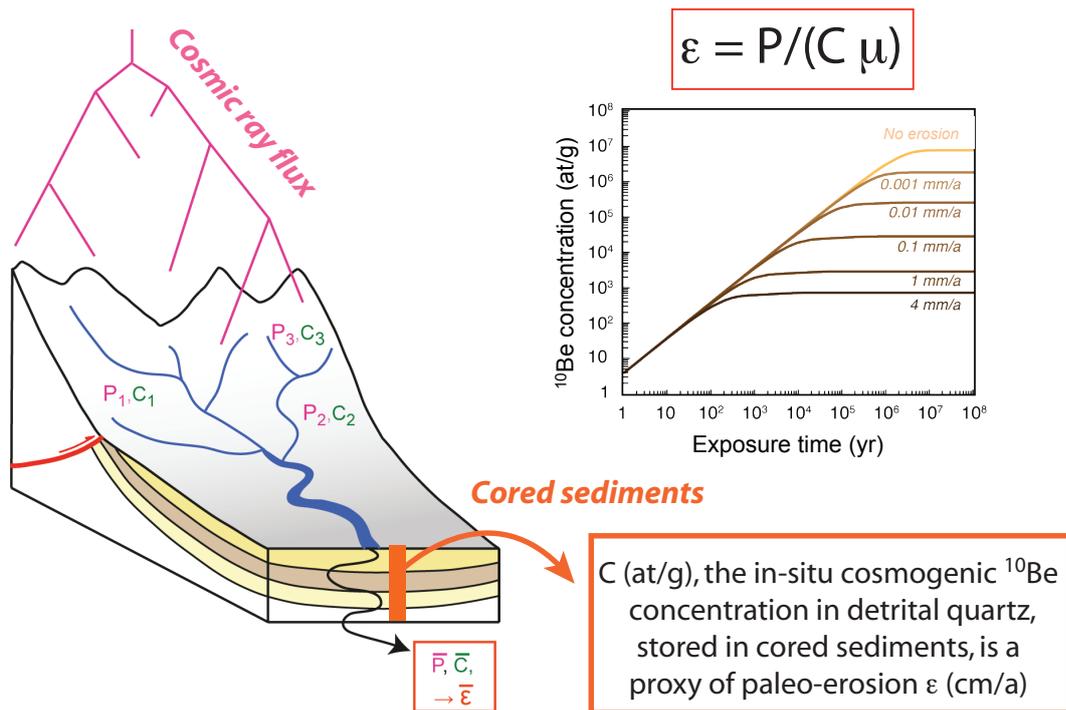
## 4.2 - Impact des changements climatiques cénozoïques (depuis 10 Ma) sur l'érosion

Les derniers ~10 Ma ont vu la Terre affectée par des changements climatiques importants, notamment un refroidissement global au cours du Cénozoïque, qui s'est conclu par l'apparition des glaciations quaternaires il y a environ 2.5 Ma. Certains auteurs ont associé ce changement à une accélération mondiale des taux d'érosion (Peizhen *et al.*, 2001; Molnar, 2004; Herman *et al.*, 2013). La réalité de cette accélération fait cependant l'objet d'un intense débat (Herman and Champagnac 2016; Schildgen *et al.* 2018; Willenbring and Jerolmack 2016) (Fig. 3.36). Même si les nucléides cosmogéniques mesurés dans les sables de rivière sont de bons traceurs quantitatifs de la dénudation continentale (e.g. von Blanckenburg, 2005), ces méthodes n'avaient jamais été appliquées aux enregistrements géologiques continus.



**Figure 3.36 - Controverse sur l'évolution des taux d'érosions globaux lors du refroidissement de la fin du Cénozoïque (10 derniers Ma). 2 hypothèses principales s'opposent : Hypothèse 1 (en bleu) : les taux d'érosion ont augmenté de manière significative lors de l'apparition des glaciations du Quaternaire il y a 3 Ma (Peizhen *et al.*, 2001; Molnar, 2004; Herman *et al.*, 2013). Hypothèse 2 (en rouge) : Les taux d'érosion n'ont pas augmenté lors de l'apparition des cycles glaciaires du Quaternaire I (Willenbring and von Blanckenburg 2010). Nos résultats (en vert) a) Paléo-taux de dénudation sur quatre séries sédimentaires du Tianshan (Asie Centrale). Ces taux sont déduits de l'analyse des concentrations en <sup>10</sup>Be et sont normalisés aux valeurs actuelles; b) Evolution de la dénudation moyenne calculée à partir des quatre enregistrements sur des périodes de 1Ma. Les courbes gris clair et gris foncé indiquent respectivement l'évolution du δ<sup>18</sup>O mesurée sur les foraminifères benthiques et la moyenne glissante (Puchol *et al.*, 2017).**

Au cours des 10 dernières années, à la faveur d'une fructueuse collaboration avec mon collègue du CRPG Julien Charreau, nous avons développé une nouvelle approche pour étendre l'utilisation du  $^{10}\text{Be}$  à la reconstruction de la dénudation au cours des temps géologiques. Les développements méthodologiques spécifiques que nous avons réalisés dans ce but sont décrits en section 2.7 et la figure 3.37 résume le principe d'utilisation du  $^{10}\text{Be}$  cosmogénique dans les archives sédimentaires, comme traceur des paléo-érosions.



**Figure 3.37 – Principe d'utilisation des nucléides cosmogéniques dans les sédiments détritiques comme traceurs des paléo-érosions.**  $C$  (at/g/yr) est la concentration en nucléides cosmogéniques (e.g.  $^{10}\text{Be}$ ),  $P$  (at/g/a) le taux de production,  $\epsilon$  (cm/a) le taux d'érosion et  $\mu$  ( $\text{cm}^{-1}$ ) la longueur d'atténuation spécifique des réactions de spallation (environ 50 à 60 cm dans les sols). Le temps de résidence des sols est inversement proportionnel à l'intensité de l'érosion ; en conséquence, les terrains qui s'érodent rapidement/lentement ont de faibles/fortes concentrations en  $^{10}\text{Be}$ .

Nos premiers cas d'études ont consisté à analyser les sédiments des piedmonts du Tian-Shan et de l'Himalaya. Les observations réalisées sur ces deux massifs majeurs d'Asie sont en effet au cœur des débats concernant sur l'évolution des relations entre climat, érosion et tectonique depuis  $\sim 10$  Ma, car ils représentent plus du 1/3 des données sédimentologiques utilisées par (Molnar 2004) pour construire son hypothèse selon laquelle le refroidissement Plio-Pléistocène a engendré une augmentation significative de l'érosion. Quatre sections au Tian-Shan - couvrant  $\sim 9$  Ma et une large étendue spatiale - ne montrent pas de brusque accélération de l'érosion il y a  $\sim 3-5$  Ma (Fig. 3.38 ; Puchol et al., *GSA Bull.*, 2017).

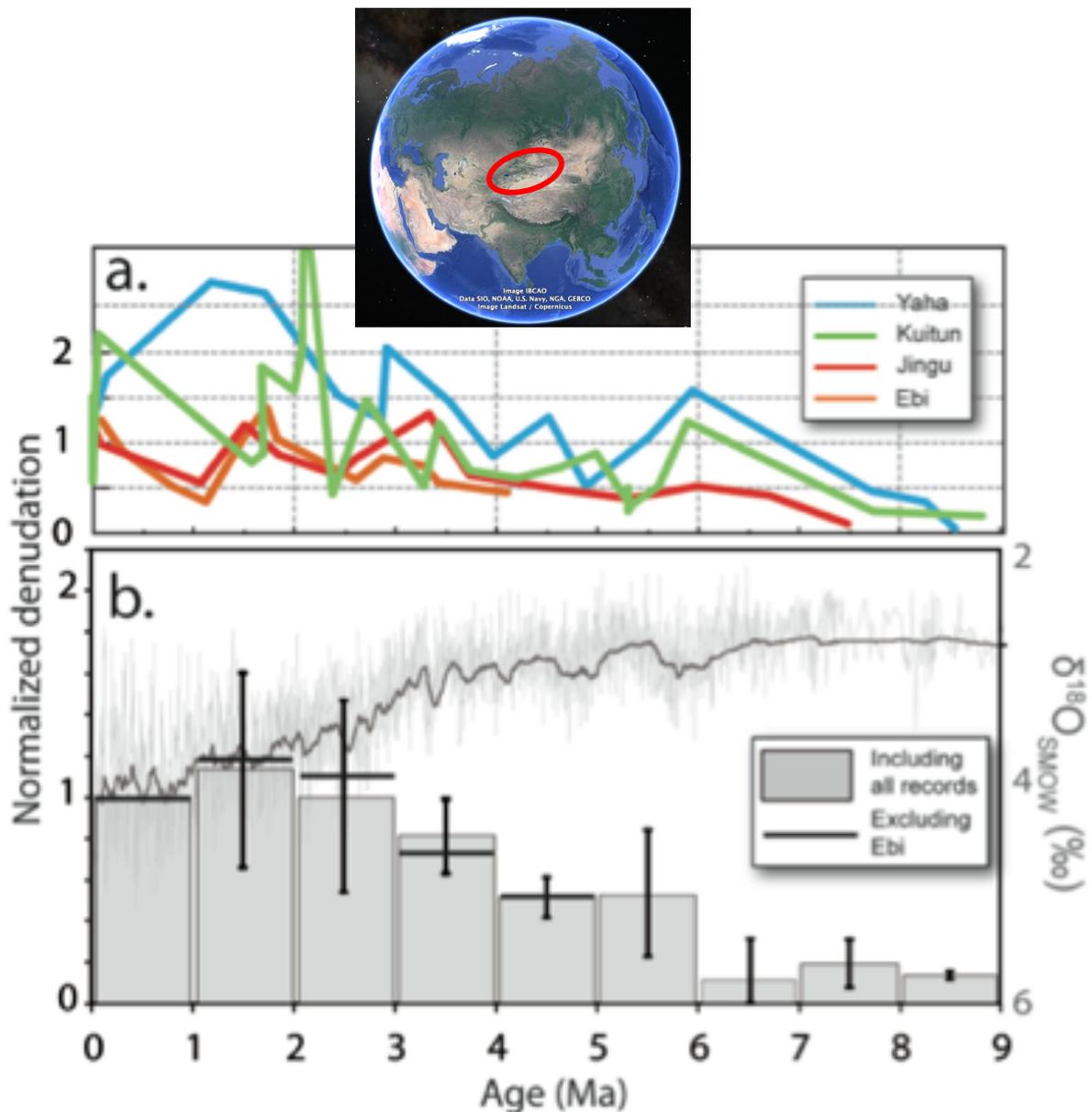
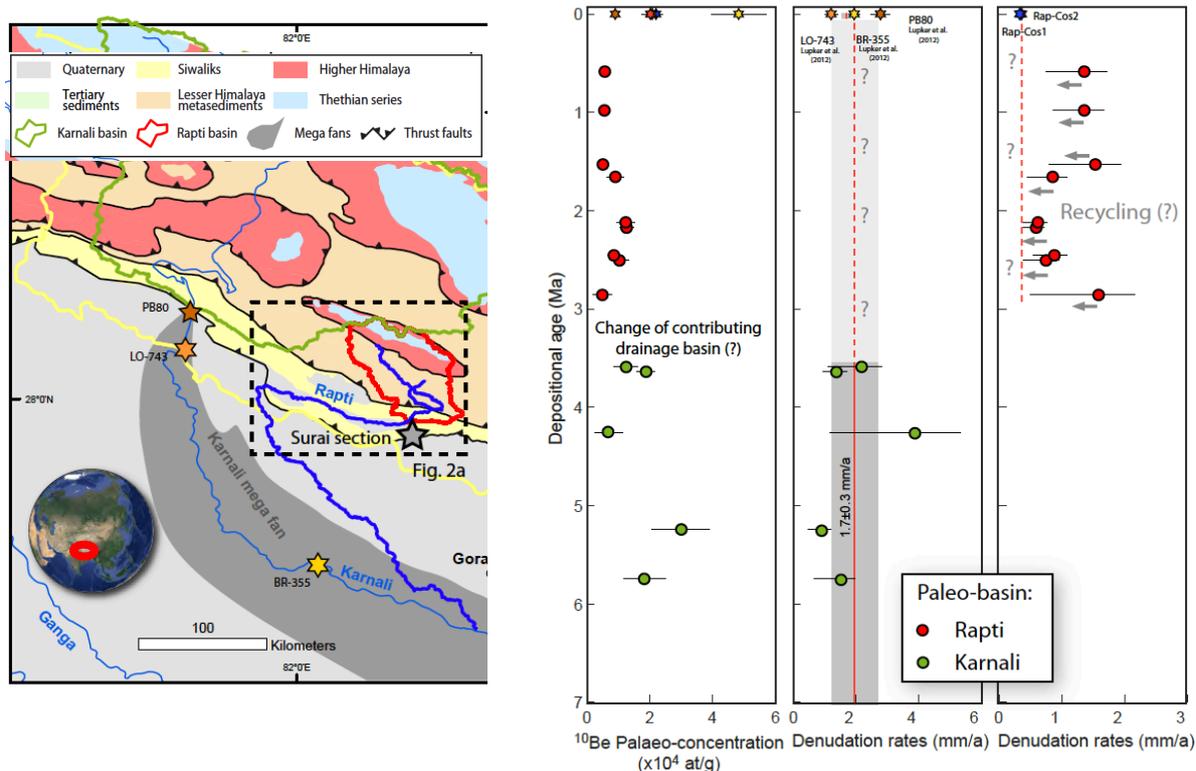


Figure 3.38 - a. Evolution des paléo-taux de dénudation sur quatre séries sédimentaires cénozoïques du Tianshan. Ces taux sont déduits de l'analyse des concentrations en  $^{10}\text{Be}$  et sont normalisés aux valeurs actuelles; b. Evolution de la dénudation moyenne calculée à partir des quatre enregistrements sur des périodes de 1Ma. Les courbes grisées claire et foncée indiquent respectivement l'évolution du  $\delta^{18}\text{O}$  mesurée sur les foraminifères benthiques et la moyenne glissante (Puchol et al., GSA Bull, 2017).

Au contraire, nous observons une augmentation progressive de l'érosion, entre 9 et 4 Ma, avant l'installation des glaciations quaternaires il y a 2.5 Ma. Entre 4 Ma et l'actuel, les taux d'érosion sont restés relativement stables, malgré l'apparition concomitante de ce refroidissement du Pléistocène (Fig. 3.38). Ces résultats suggèrent une influence limitée des glaciations quaternaires sur les taux de dénudation dans cette zone.



**Figure 3.39 – Gauche : carte géologique présentant les séries sédimentaires des Siwaliks étudiées. Droite : Evolution des concentrations en <sup>10</sup>Be dans les séries sédimentaires des Siwaliks, qui ont successivement enregistré les paléoérosion des bassins de la Karnali (entre 6 et 3.5 Ma) et de la Rapti (entre 3 Ma et l’actuel) (Julien Charreau et al. 2020)**

De manière équivalente, un enregistrement dans les sédiments des Siwaliks du piémont himalayen ne montre pas d'augmentation significative de la dénudation depuis ~6 Ma (Fig. 3.39 ; Charreau et al., 2020). Il est en revanche probablement le témoin de réorganisations des systèmes de drainage, ainsi que d'évolution tectonique dans cette région. Nos travaux fournissent pour la première fois des enregistrements haute résolution de taux de dénudation depuis ~10 Ma. Ils ont récemment été confirmés par la thèse de S. Lenard réalisée au CRPG (Lenard et al. 2020), dont les résultats indiquent aussi une relative invariance des taux d'érosion de l'Himalaya au cours des 6 derniers millions d'années.

**Nos résultats montrent que le refroidissement du Cénozoïque a eu un impact limité sur l'érosion. Cependant, l'érosion mesurée à ces échelles de temps cénozoïques intègre aussi le signal géodynamique, qui a pu varier au cours des 10 derniers Ma, et ceci complique l'identification du forçage climatique pur.**

### 4.3 - Impact de la variabilité des cycles glaciaires-interglaciaires quaternaires sur l'érosion

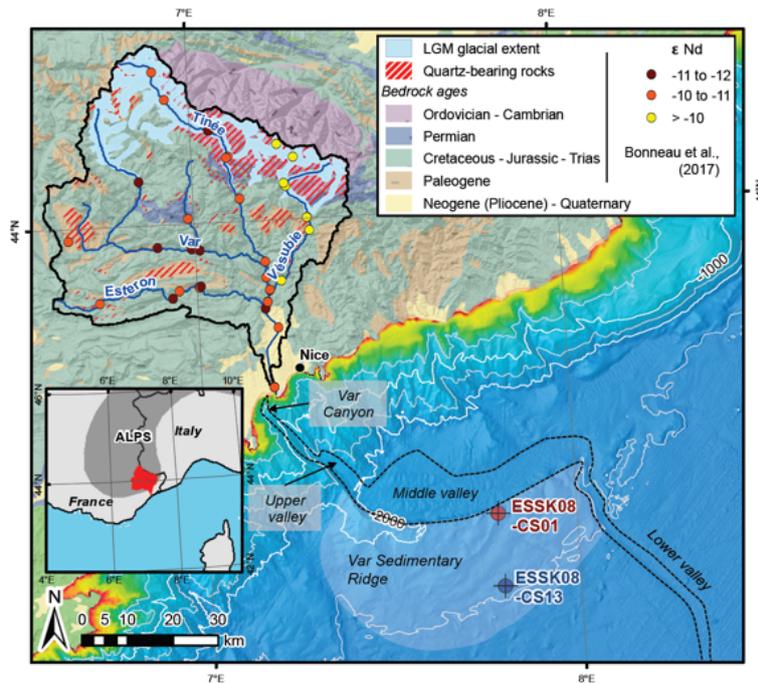
Afin de s'affranchir des incertitudes dues à l'effet de la géodynamique pour évaluer le rôle du climat sur l'érosion, j'ai ensuite été convaincu qu'il était nécessaire de travailler sur des échelles de temps plus courtes, inférieures au dernier million d'années. Cette période du Pléistocène étant caractérisée par les cycles glaciaires-interglaciaires de grande amplitude, les séries sédimentaires quaternaires sont des archives qui permettent de documenter l'impact de premier ordre du climat sur l'érosion.

Depuis 2017, j'ai donc initié avec les chercheurs de l'IFREMER Brest une collaboration très fructueuse pour appliquer la même approche de reconstruction de paléoérosion sur des séries sédimentaires marines quaternaires. Ces archives, bien datées, ont une bonne résolution temporelle (<1000 ans) et couvrent les derniers cycles glaciaires-interglaciaires depuis 2 Ma. Ce projet a bénéficié du financement de l'ANR (projet JCJC EroMed, PI : P.H. Blard 2017-2022), qui a co-financé la thèse de mon ancienne étudiante, Apolline Mariotti (2016-2020) sur l'érosion du Var depuis 75 ka, ainsi que le Post-doc de Stéphane Molliex (2018-2019), consacré à l'érosion de la Corse depuis 2 Ma.

Les résultats sont très intéressants, car ils permettent de caractériser l'effet des maxima glaciaires sur la dénudation. Ces effets sont limités mais réels et reproductibles : ils éclairent les processus non linéaires qui lient le climat à l'érosion glaciaire. Le travail sur le Var d'A. Mariotti, présenté ci-dessous, a été publié en janvier 2021 dans *Nature Geoscience* (Mariotti et al. 2021). Les résultats sur la Corse ont été présentés à l'EGU en 2019 et seront bientôt soumis à un journal comparable (Molliex et al., in prep).

#### 4.3.1. L'érosion des Alpes du Sud enregistrée dans les sédiments marins du Var depuis 75 ka

Le Var est un fleuve qui draine un bassin versant montagneux de 2800 km<sup>2</sup> dans les Alpes du Sud (altitude moyenne 1250 m, sommet à 3143 m) (Fig. 3.40). Le bassin du Var est un terrain idéal pour étudier l'impact du climat sur l'érosion : comme il n'y a pas de plateau continental à l'embouchure du Var, les sédiments s'accumulent directement en zone abyssale, enregistrant ainsi sans délai ni lissage toute variation de l'érosion. C'est un système « *source-to-sink* » d'école, qui garantit la continuité du signal terre-mer, comme le montre l'analyse des carottes sédimentaires sous-marines du Var, bien datées entre 75 ka et l'actuel (Bonneau et al. 2017; 2014; Migeon et al. 2012). De plus les Alpes du Sud ont subi des stades d'englacement d'intensités variables sur cette période de temps, avec un climax au Dernier Maximum Glaciaire (DMG, entre 25 et 19 ka), où les glaciers couvraient presque 20% du bassin.



**Figure 3.40 - Contexte géomorphologique du bassin du Var (Alpes du Sud) et localisation des carottes analysées dans la ride sédimentaire sous-marine du Var, constituée d'une accumulation de turbidites et hyperpictines dans le bassin abyssal (Mariotti et al. 2021).**

Nos données de  $^{10}\text{Be}$  dans les carottes du Var mettent en évidence une réponse non linéaire de l'érosion aux fluctuations des glaciers (Mariotti et al. 2021) (Fig. 3.41). Entre le stade isotopique 3-4 (70-30 ka) et le DMG (25-19 ka), le refroidissement a seulement été de l'ordre de  $1^\circ\text{C}$ . Le  $^{10}\text{Be}$  mesuré dans les sédiments du Var montre que ce changement de dynamique glaciaire a dans le même temps engendré une hausse d'un facteur 3 à 4 de l'érosion au DMG (Fig. 3.41 ; Mariotti *et al.*, 2021). Malgré sa faible amplitude, ce refroidissement entre le stade 3-4 et le DMG a suffi à engendrer une transition importante de l'emprise glaciaire : de petits glaciers de cirque au stade 3-4, le DMG a vu l'englacement total de vallées étroites et profondes, comme celle de la Tinée, où la vitesse d'écoulement a pu dépasser  $200 \text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ . A ce moment, l'englacement plus limité de la vallée de la Vesubie, moins profonde que la Tinée, aurait eu seulement un rôle mineur sur l'érosion. Cette interprétation permet d'expliquer la décorrélation partielle entre le signal d' $\epsilon\text{Nd}$  et celui porté par le  $^{10}\text{Be}$  (Fig. 3.40 et 3.41).

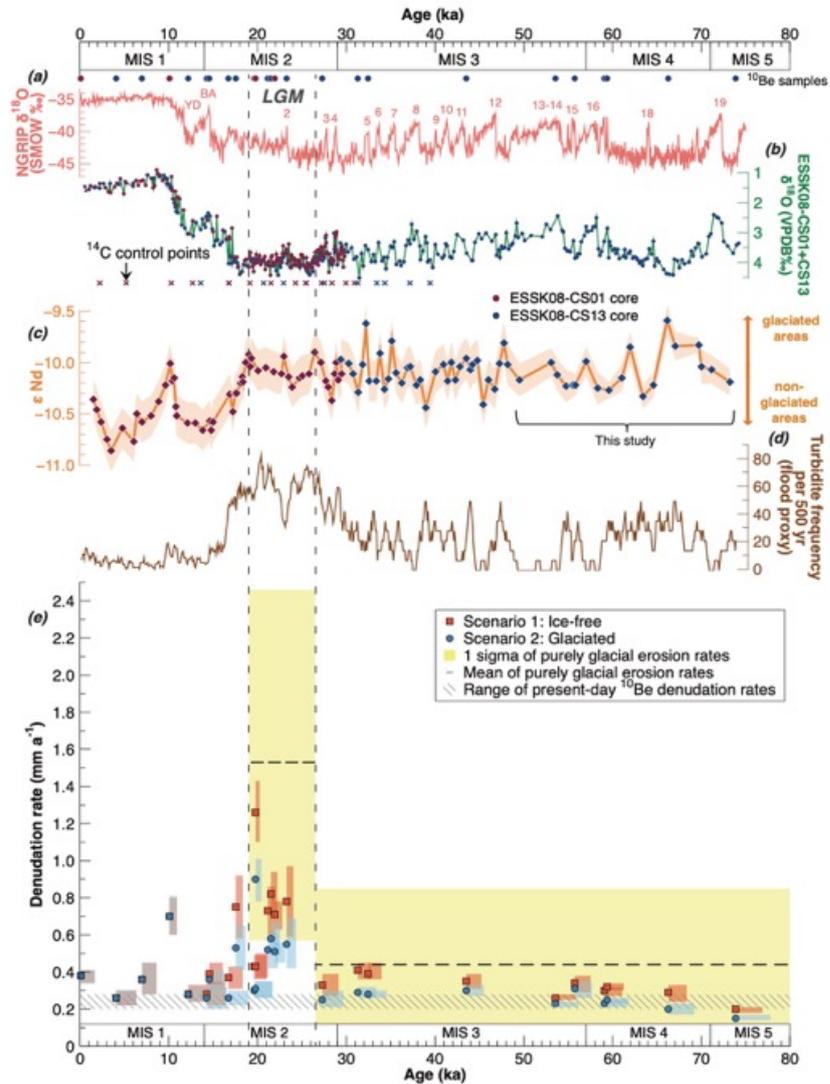


Figure 3.41 – Signaux géochimiques et sédimentologiques permettant de reconstruire l’histoire paléoclimatique et l’érosion des Alpes du Sud depuis 75 ka a)  $\delta^{18}\text{O}$  de la glace du Groenland, mesurant les températures saisonnières des hautes latitudes, b)  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères pélagiques échantillonnés dans les carottes sédimentaires du Var, enregistrant les SST locales, c)  $\epsilon\text{Nd}$  des sédiments fins (< 100 microns) du Var, qui permet de tracer la contribution relative des hauts massifs du Mercantour et celle des couvertures subalpines de basse altitude, d) Fréquence des turbidites et hyperpicnites, e) Paléodénudation déduite du  $^{10}\text{Be}$  mesuré dans les sables fins et les silts échantillonnés par les carottes du Var (Mariotti et al. 2021).

Afin d’interpréter ces observations de manière quantitative, nous avons utilisé un modèle numérique d’écoulement glaciaire (Harper and Humphrey 2003) pour quantifier les flux de glace à chaque période (MIS 4-3 et DMG). Ceci nous a permis de montrer que cette réponse de l’érosion est contrôlée par la vitesse des glaciers, qui résulte elle-même de la combinaison entre le climat et le relief (Fig. 3.42).

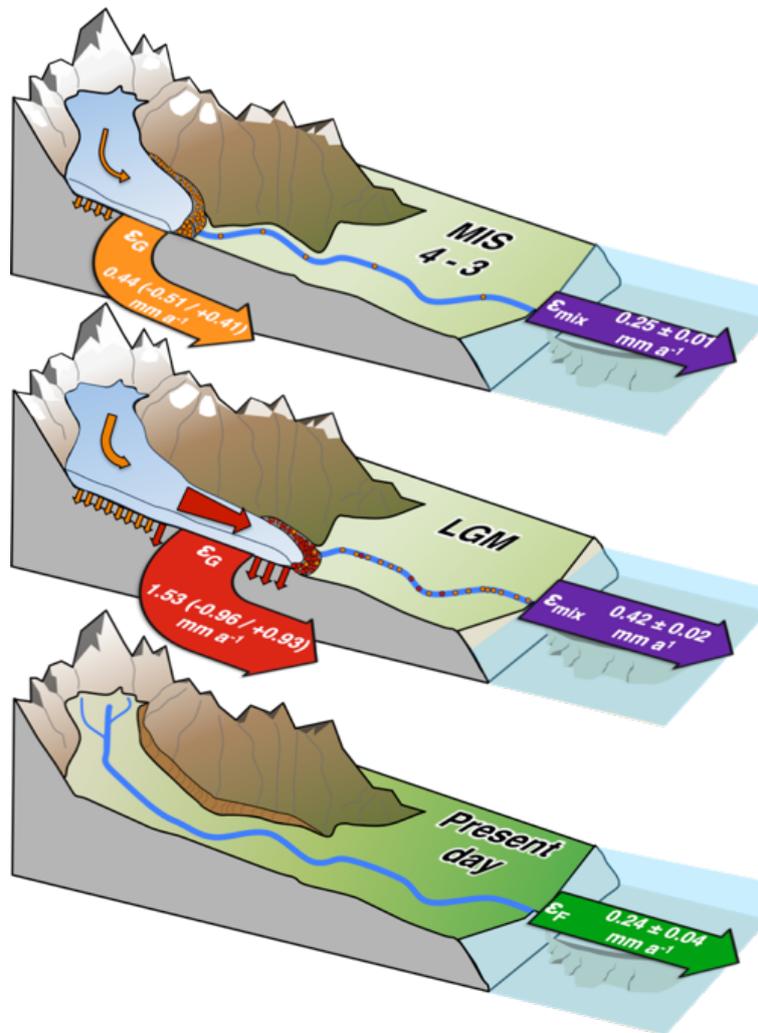


Figure 3.42 - Paléo-érosion des Alpes du Sud (bassin versant du Var) enregistrée par le  $^{10}\text{Be}$  dans les sédiments marins, en fonction des extensions glaciaires depuis 75 ka. Nos modélisations montrent que la vitesse des glaciers a contrôlé l'érosion depuis 75 ka (Mariotti et al. 2021).

Ce rôle joué par la vitesse d'écoulement glaciaire sur l'érosion est en accord avec les observations sur les glaciers actuels, qui montrent que le flux de glace exerce un contrôle majeur sur l'intensité de l'érosion, via l'augmentation du cisaillement basal (F. Herman et al. 2015). **Notre étude permet de mieux comprendre la réponse globale des taux d'érosion lors du refroidissement pléistocène. A cause de ce contrôle par les glaciers, dont les vitesses sont déterminées par la géométrie des bassins et le climat, la réponse de l'érosion à l'apparition des glaciations quaternaires a sans doute été très contrastée d'une région à l'autre, voire inexistante dans certains massifs (Puchol et al., 2017; Lenard et al., 2020). L'érosion n'a donc probablement pas subi au Pléistocène une hausse globale uniforme en marche d'escalier, comme le proposent certains auteurs (Herman et al. 2013; Molnar 2004; Peizhen et al. 2001).**

### 4.3.2 L'érosion de la Corse enregistrée dans les sédiments marins depuis 2 Ma

Un autre chantier du projet ANR EroMed est celui du Golo, le plus grand fleuve Corse, dont le bassin montagneux présente des caractéristiques similaires à celui du Var (1000 km<sup>2</sup>, altitude moyenne de 926 m, sommet à 2706 m). La géométrie de ce système terre-mer assure là aussi l'export continu des sédiments dans le bassin, dans des séries sédimentaires dont la géométrie et le cadre chronologique sont bien contraints (Sweet et al. 2020; Toucanne et al. 2015). La différence notable avec le Var est l'intensité des glaciations : l'emprise glaciaire a été moindre en Corse ; 7% du bassin du Golo était couvert par les glaciers au DMG (Kuhle et al. 2008) contre 20% dans le Var (Mariotti et al. 2021). Dans le cadre du projet EroMed, dont le volet Corse était porté par le Post-Doc de Stéphane Molliex, notre équipe s'est appuyé sur une description chrono-stratigraphique exhaustive des sédiments, issue de campagnes sismo-stratigraphiques et des forages réalisés par un consortium associant l'IFREMER, Exxon et Total (Fig. 3.43 ; (Sweet *et al.*, 2020; Molliex *et al.*, 2021, *in prep*).

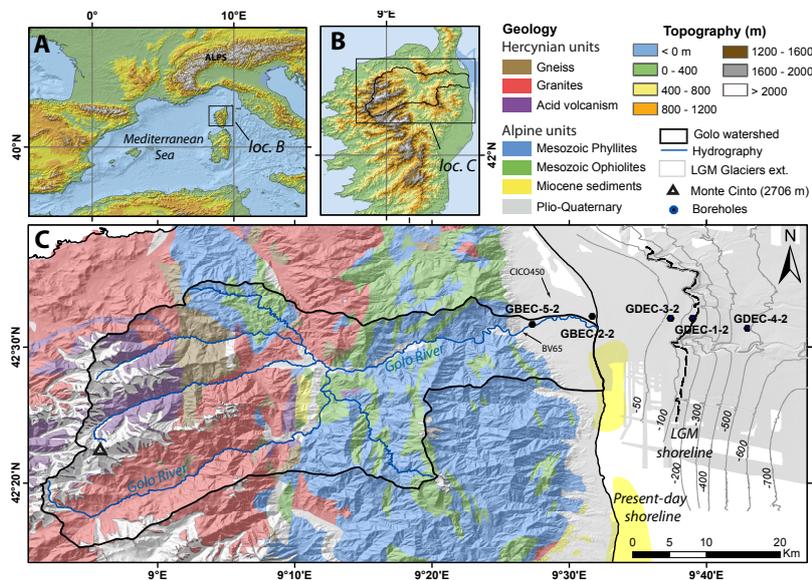
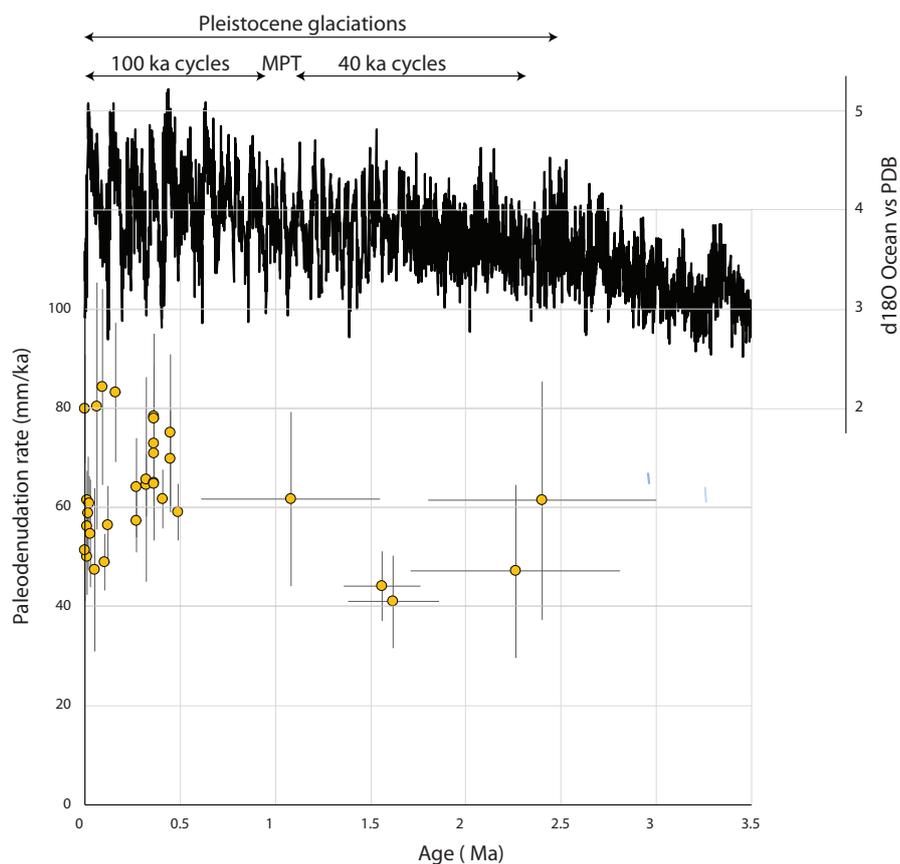


Figure 3.43 – Géomorphologie du bassin versant du Golo (Corse) et localisation des forages étudiés dans le projet ANR EroMed pour reconstruire l'érosion avec le <sup>10</sup>Be (Molliex et al., *in prep*). La carte du bas montre l'emprise maximale des glaciers au DMG.

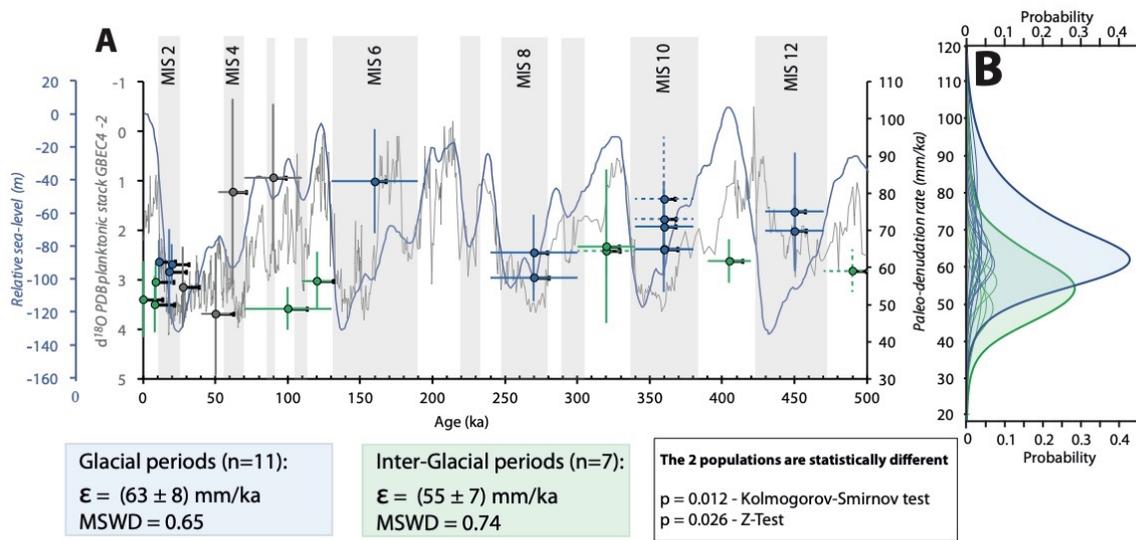
En appliquant à la Corse la même méthodologie que celle mise en œuvre pour le Var, à savoir l'analyse du <sup>10</sup>Be dans les sédiments issus de forages bien datés (par OSL, <sup>14</sup>C, corrélation  $\delta^{18}\text{O}$  et <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, <sup>26</sup>Al/<sup>10</sup>Be), **nos résultats mettent en évidence une quasi-invariance des taux d'érosion entre 2 Ma et l'actuel, en phase avec les résultats que nous avons obtenus en Asie (Tianshan et Himalaya) (Fig. 3.44).**



**Figure 3.44 – En bas : paléo-érosions mesurées par le  $^{10}\text{Be}$  in situ dans les forages des sédiments du Golo (Corse) depuis 2.5 Ma (Corse) (Molliex et al., in prep). En haut : paléotempérature globale déterminée par le  $\delta^{18}\text{O}$  des carbonates océaniques (Lisiecki and Raymo 2005)**

A l'échelle des derniers cycles glaciaires-interglaciaires, nos données révèlent un impact statistiquement visible des fluctuations glaciaires sur l'érosion : nous observons 20% d'augmentation de l'érosion lors des maxima glaciaires par rapport aux interglaciaires, mais il faut souligner que cet impact reste modéré (Fig. 3.45).

Ces résultats, dont la publication est en cours de finalisation (Molliex et al, in prep), sont très intéressants car ils complètent ceux obtenus sur le Var : dans la mesure où l'englacement maximum de la Corse a été cantonné à des glaciers d'altitude à faible flux (vitesse  $< 50 \text{ m.a}^{-1}$ ), ils confirment l'hypothèse d'une action non linéaire du couple climat-glaciers sur l'érosion.



**Figure 3.45 – Paléo-érosions mesurées via le  $^{10}\text{Be}$  dans le bassin versant du Golo (Corso) au cours des derniers 500 ka. Comparaison avec la courbe du  $\delta^{18}\text{O}$  local (en gris, mesurant les températures de l’océan de surface (Toucanne et al. 2015) et niveau marin global (courbe bleue). Les données  $^{10}\text{Be}$  bleues correspondent au maxima glaciaires et les données vertes aux interglaciaires (Molliex et al., in prep).**

*Nos travaux sur l’érosion Quaternaire, qu’ils soient réalisés dans les massifs alpins méditerranéens ou dans les grandes chaînes de montagne d’Asie, permettent donc de dégager un schéma cohérent : ils montrent que les glaciers sont des acteurs majeurs de la variabilité spatio-temporelle de l’érosion. Les glaciers peuvent donc parfois jouer un rôle négligeable, voire inhibiteur de l’érosion e.g. (Fernandez et al. 2016; Thomson et al. 2010) ou au contraire engendrer une incision majeure des massifs, quand les glaciers arrivent à s’écouler à des vitesses suffisantes et creuser les vallées (Valla et al., 2011; Mariotti et al., 2021).*

## 5 - Quantification des processus tectoniques et géodynamique (Tianshan, Pyrénées, Alaska)

En tant que géochronologue spécialiste des datations par  $^3\text{He}$ ,  $^{10}\text{Be}$  et  $^{21}\text{Ne}$ , j'ai souvent collaboré avec des géologues tectoniques et des géomorphologues pour apporter des contraintes chronologiques sur les processus tectoniques.

Dans le cadre du chantier Tianshan porté par Julien Charreau, nous avons quantifié la part respective de la déformation récente et de la dénudation au travers de la chaîne, par l'analyse de marqueurs morphologiques déformés (Malatesta et al., 2018 ; Charreau et al., 2018). Nous avons notamment montré que le centre de la chaîne du Tianshan était en croissance, c'est-à-dire qu'actuellement, le flux tectonique entrant est dans cette zone axiale supérieure au flux d'érosion sortant (Charreau et al., 2017). Ces analyses se sont appuyées sur des mesures topographiques et structurales de terrain, sur le traitement d'images satellites et de topographies numériques, sur la modélisation numérique et sur l'analyse des nucléides cosmogéniques  $^{10}\text{Be}$  et  $^{26}\text{Al}$ .

Les résultats obtenus sont importants car ils ont permis pour la première fois de bien dater les surfaces morphologiques de la région et ainsi, de contraindre la répartition de la déformation au travers d'une chaîne de cette ampleur. Ils montrent ainsi qu'une proportion significative (~20%) du raccourcissement au travers du Tianshan reste accommodée dans sa partie interne, contrairement à beaucoup d'autres chaînes de cette taille. Ces résultats permettent également de discuter l'évolution temporelle de la déformation et suggèrent une accélération récente de celle-ci, peut-être en réponse à une réorganisation régionale de la déformation liée à la collision Inde-Asie.

J'ai également contribué à la thèse d'Amandine Sartegou (soutenue en 2018 à l'Université de Perpignan) qui s'est intéressée à la vitesse de creusement des vallées pyrénéennes depuis 20 Ma, via la datation des remplissages sédimentaires des grottes perchées dans les vallées de la Tet et de l'Ariège en utilisant les techniques des nucléides cosmogéniques  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{10}\text{Be}$  et  $^{21}\text{Ne}$  (Sartegou et al., *QG*, 2018 ; *Geomorphology*, 2020). Pour mener à bien ce projet de thèse, nous avons développé l'analyse du  $^{21}\text{Ne}$  au CRPG. C'est la première fois que le  $^{21}\text{Ne}$  était utilisé dans ce contexte. Alors que la portée du système  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  est limitée à 5 Ma, l'utilisation du couple  $^{10}\text{Be}/^{21}\text{Ne}$  nous a permis de contraindre l'incision fluviale entre 18 et 5 Ma. Ces âges d'enfouissement sont à ce jour les plus anciens jamais reportés.

## 6 - Conclusions et perspectives

J'ai mené depuis ma thèse une activité de recherche polyvalente et pluridisciplinaire, en géochronologie isotopique, paléoclimatologie et géomorphologie. Mes travaux consistent à questionner et documenter les processus à l'interface entre la Terre solide, la cryosphère et l'atmosphère, sur des échelles de temps qui vont de 10 Ma à l'actuel.

Les résultats principaux de mes recherches et les perspectives qui en découlent peuvent se résumer ainsi :

- **Amélioration des méthodes basées sur les nucléides cosmogéniques**

En améliorant les techniques d'analyses de  $^3\text{He}$ , du  $^{10}\text{Be}$  et du  $^{21}\text{Ne}$ , mon travail a contribué à faire progresser la fiabilité (précision et justesse) des méthodes utilisant les nucléides cosmogéniques (e.g. Blard *et al.*, 2006, 2015, 2019 ; Blard et Pik, 2008 ; Blard et Farley, 2008 ; Protin *et al.*, 2016 ; Puchol *et al.*, 2017). Dans ce registre, notre découverte de sites de calibration des taux de production de  $^3\text{He}$  et du  $^{10}\text{Be}$  dans les zones tropicales de haute altitude (> 3000 m) a été une importante contribution, qui a des répercussions en géochronologie et paléoclimatologie (Blard *et al.*, 2013a,b ; Delunel *et al.*, 2016 ; Martin *et al.*, 2015). Il existe encore des marges de progression car certaines régions entières (Asie, Afrique) ne comportent pas encore de sites de calibration des taux de production. De même, la controverse sur la variabilité du rapport de production  $^3\text{He}/^{10}\text{Be}$  requiert de nouvelles données pour être résolue. Je tâcherai de progresser sur ces points dans mes futures recherches (voir projet de recherche).

**Afin que ces progrès profitent au mieux à toute la communauté des géochronologues et des utilisateurs des nucléides cosmogéniques, j'ai créé avec mes collègues des outils numériques accessibles en libre accès, comme la base de données ICE-D (<http://calibration.ice-d.org/>) et les calculateurs CREP - <http://crep.crpq.cnrs-nancy.fr/> (Martin et al., 2017) - et BASINGA (Charreau et al., 2019). Au cours des prochaines années, je continuerai à les mettre à jour et à les améliorer pour tenir compte des futures publications.**

La création d'un paléoaltimètre (Blard *et al.*, 2019) ouvre des perspectives pour l'étude des reliefs et des relations entre climat et géodynamique sur les longues échelles de temps (> 1 Ma).

- **Glaciers de montagne et paléoclimats quaternaires des continents**

En datant les fluctuations glaciaires dans les Tropiques depuis le DMG (21 ka) et en les interprétant par modélisation numérique, nos travaux ont permis de mieux comprendre la manière dont les températures et les précipitations ont fluctué sur les continents pendant la déglaciation (Blard et al. 2014; Blard et al. 2007; Jomelli et al. 2014). En particulier, les résultats de notre projet pilote ANR GALAC a montré comment le paléoclimat des Andes tropicales a été modulé à la fois par l'Hémisphère Nord, dont la dynamique contrôle les précipitations, et par l'Hémisphère Sud, qui contrôle les températures

tropicales (Martin et al. 2020; Martin et al. 2018). **La réussite de ce projet sur les Andes m'a convaincu que cette approche basée sur les fluctuations des glaciers de montagne était applicable au monde entier. Comme je le propose dans mon projet de recherche, une méta-analyse à l'échelle globale permettra de faire des progrès importants pour notre compréhension de la déglaciation.**

- **Impact des variations climatiques sur les paléo-taux d'érosion**

Nous avons mené des travaux pionniers en développant au CRPG la reconstruction des paléo-taux d'érosion par l'analyse des nucléides cosmogéniques dans les séries sédimentaires continentales et marines, sur des échelles de temps couvrant les 10 derniers millions d'années (Charreau *et al.*, 2011, 2020; Puchol, *et al.*, 2017) mais aussi au cours des fluctuations glaciaires-interglaciaires du dernier million d'années (Mariotti *et al.*, 2021; Molliex et al., in prep). **Nos résultats montrent que le refroidissement climatique du Quaternaire a eu un impact limité et spatialement hétérogène sur les taux d'érosion aux moyennes latitudes. Ces données permettent d'avancer sur les liens entre climat et érosion, qui sont très débattus dans la littérature scientifique.** Il sera désormais intéressant d'appliquer la même approche dans des séries sédimentaires tropicales, où l'impact des glaciations est inexistant, ceci dans le but de tester le rôle seul des températures et celui de la variabilité hydrologique.



« Quand leur regard est confronté à la complexité de la nature,  
ils n’y perçoivent que le chaos d’un vaste néant. »

Olga TOKARCZUK, « *Histoires bizarroïdes* », 2018



## Chapitre 4 - Projets de recherche pour la période 2021-2025

### Résumé

Le programme de recherche que je propose d'entreprendre pour les 5 prochaines années se décline en 4 projets principaux :

**1 - Projet 1 : Les glaciers de montagne depuis le Dernier Maximum Glaciaire** (30% de mon temps de recherche, projet hébergé au CRPG). Nous réaliserons une méta-analyse des datations  $^3\text{He}$  et  $^{10}\text{Be}$  publiées sur les moraines. Avec une modélisation numérique inverse, ces paléoextensions glaciaires seront utilisées pour reconstruire ensuite les précipitations et les températures sur les continents depuis le Dernier Maximum Glaciaire. Cela permettra de mieux comprendre la déglaciation et les modifications de températures sur les continents.

**2 – Projet 2 : La stabilité des calottes (Groenland et Antarctique) au Pléistocène** (30% de mon temps de recherche, projet conduit en partie au Laboratoire de Glaciologie de l'ULB). Dans ce projet à forte coloration internationale (NSF, ERC), nous combinerons nucléides cosmogéniques in situ ( $^{26}\text{Al}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ) et datation de la glace basale ( $\delta^{40}\text{Ar}$ ,  $^{81}\text{Kr}$ ) des carottes de glace pour contraindre la stabilité des calottes depuis la fin du Cénozoïque.

**3 – Projet 3 : Les paléo-érosions au Cénozoïque en zone tropicale (Afrique) depuis 10 Ma** (20 % de mon temps, projet hébergé au CRPG, ANR PANTERA soumise, PI J. Charreau)

**4 – Projet 4 : L' $^3\text{He}$  Extra-Terrestre, un nouvel outil pour mesurer les taux de sédimentation** (20 % de mon temps, CRPG)



# 1 – Projet 1 : Les glaciers de montagne depuis le Dernier Maximum Glaciaire



Cordillère Royale, Andes Tropicales (© J. Charreau)

L'essentiel de ce projet 1 sera réalisé au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG, CNRS-Université de Lorraine, Nancy, France). Le CRPG héberge une installation de gaz rares mondialement reconnue, dont je suis le responsable, qui permet l'analyse en routine de l' $^3\text{He}$  cosmogénique et un laboratoire de chimie pour la préparation des échantillons de  $^{10}\text{Be}$  cosmogénique in situ. Les ratios  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  sont ensuite analysés avec l'AMS du service national ASTER (CEREGE, Aix-en-Provence). Le CRPG héberge également un service informatique et des serveurs Web avec les logiciels les plus récents (Matlab, Python, GIS). Plusieurs ingénieurs de haut niveau assurent la qualité de l'ensemble de nos plateformes d'analyses géochimiques et de calculs.

## Financement du projet :

*Acquis* : crédits CNRS et reliquats propres à P.-H. Blard (environ 30 k€).

*Demandés* : ANR collaboratif en 2021, bourse Post-Doc région Grand Est, bourse de thèse 2022–2024.

## 1.1 - Introduction : Etat de l'art et objectifs

La cryosphère est souvent comparée à un canari dans une mine de charbon, les glaciers de montagne et les calottes glaciaires (Groenland et Antarctique) étant des sentinelles emblématiques des changements climatiques (Huybrechts, 2002; Oerlemans, 2005; Rabatel *et al.*, 2013; Zemp *et al.*, 2015; Roe *et al.*, 2016; Mackintosh *et al.*, 2017; Pattyn *et al.*, 2018). De plus, les glaciers tropicaux sont des

ressources en eau vitales pour les pays où le régime des précipitations est saisonnier (Bradley 2006; Garreaud et al. 2003; Huss and Hock 2018; IPCC et al. 2019; Rabatel et al. 2013).

**Notre capacité à prédire l'état futur de la cryosphère nécessite de bien connaître les fluctuations climatiques passées.** Les reconstructions climatiques sur des échelles de temps récentes ont apporté des informations importantes pour comprendre les mécanismes climatiques (par exemple (Mann et al. 2009; the PAGES 2k Consortium et al. 2016)). Cependant, il est indispensable de travailler sur des échelles de temps plus longues, de l'ordre de  $10^3$  à  $10^6$  ans pour trouver des analogues possibles du climat qui régnera en 2100 (IPCC 2018; 2014). En particulier, les mécanismes de la dernière déglaciation (Terminaison 1) survenue entre le Dernier Maximum Glaciaire (DMG, 21 ka) et l'Holocène (11.7 ka) ont motivé de nombreux travaux (Clark et al. 2009; Friedrich et al. 2016; Shakun et al. 2012). L'analyse des sédiments océaniques et des carottes de glace a notamment établi que la température mondiale moyenne a augmenté d'environ 5 °C depuis le DMG, avec des disparités régionales : réchauffement de 2 °C dans les zones tropicales de basse altitude à plus de 8 °C dans les zones continentales de moyenne et haute latitude e.g. (Clark et al. 2009). Ces enregistrements ont également souligné le rôle du CO<sub>2</sub> dans l'uniformisation et l'amplification des variations astronomiques externes dans les transitions glaciaires-interglaciaires (Augustin *et al.*, 2004; Pedro *et al.*, 2012; Shakun *et al.*, 2012; Parrenin *et al.*, 2013).

**Les changements de températures et de précipitations au DMG et pendant la déglaciation sont cependant beaucoup moins connus sur les continents que sur les océans (Fig. 4.1).** Les biomarqueurs dans les sédiments lacustres et les spéléothèmes ont produit des données pour les continents (températures (Bartlein et al. 2011; Farrera et al. 1999) et précipitations (Cheng et al. 2016; Cruz et al. 2009)) mais celles-ci sont parfois affectées par de grandes incertitudes et ne couvrent pas toutes les régions.

A cause de ces limites, la dynamique paléoclimatique du couple océan-atmosphère se résume souvent à une description en 2 dimensions qui rend peu compte de la variabilité verticale au sein de l'atmosphère. L'atmosphère étant responsable de plus de 70% du transfert de chaleur vers les pôles (l'océan transportant moins de 30%) (Fasullo and Trenberth 2008), ce déficit d'observations laisse des questions importantes sans réponse, notamment :

**1) Le gradient vertical de température atmosphérique (« Lapse rate ») était-il identique (Tripathi et al. 2014), plus faible ou plus fort (Blard et al., 2007; Loomis et al., 2017) qu'aujourd'hui pendant le DMG ?** Le fait que le gradient thermique puisse augmenter/diminuer avec la température moyenne de l'atmosphère peut engendrer une atténuation/amplification du réchauffement en haute altitude. La sensibilité du *lapse rate* aux variations climatiques globales et régionales est encore discutée et mal connue (Blard *et al.*, 2007; Tripathi *et al.*, 2014; EDW Working Group, 2015). Cette question ouverte a été mise en avant dans le dernier rapport du GIEC sur la cryosphère (IPCC et al. 2019).

Comprendre les mécanismes de contrôle du gradient thermique est donc fondamental pour anticiper l'avenir des glaciers de montagne (Blard et al., 2007; Loomis et al., 2017; Tripathi et al., 2014).

**2) Quel est le déclencheur de la dernière déglaciation : la hausse de l'insolation printanière de l'Hémisphère Sud (Stott et al, 2007) ou celle de l'insolation estivale de l'Hémisphère Nord (Pedro et al., 2012; Shakun et al., 2012) ? Ensuite, quels sont les changements régionaux de température survenus sur les continents lors de la Terminaison 1, entre 21 et 10 ka ?** Si les mécanismes de la déglaciation sont encore discutés, et notamment les rôles respectifs des hémisphères et des Tropiques, c'est en partie parce que les températures de surface des océans (Sea Surface Temperature, SST) sont potentiellement affectées par des biais saisonniers (Wang et al. 2013) mais aussi parce qu'elles peuvent répondre avec retard aux forçages comme l'insolation - en tout cas, après les températures atmosphériques (Voosen 2017).

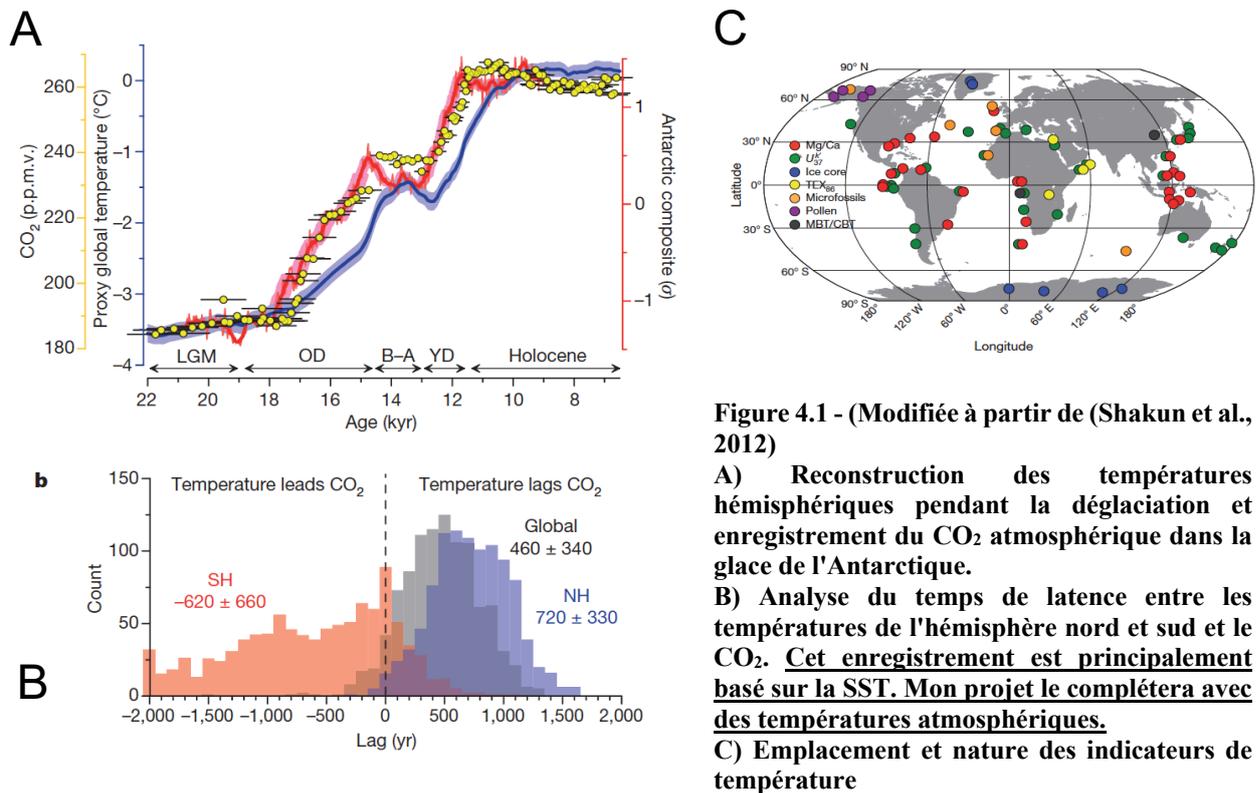


Figure 4.1 - (Modifiée à partir de (Shakun et al., 2012))

**A) Reconstruction des températures hémisphériques pendant la déglaciation et enregistrement du CO<sub>2</sub> atmosphérique dans la glace de l'Antarctique.**

**B) Analyse du temps de latence entre les températures de l'hémisphère nord et sud et le CO<sub>2</sub>. Cet enregistrement est principalement basé sur la SST. Mon projet le complétera avec des températures atmosphériques.**

**C) Emplacement et nature des indicateurs de température**

**Améliorer notre compréhension de la séquence des événements pendant la déglaciation passe donc par le développement de nouveaux indicateurs paléoclimatiques continentaux.**

Nous savons depuis longtemps que les fluctuations des glaciers de montagne sont très sensibles aux variations climatiques. Les glaciers ont la capacité remarquable d'enregistrer le climat sur des échelles de temps courtes, de l'ordre de 10 à 100 ans. Ceci est vrai pour la plupart des glaciers alpins dont la surface est inférieure à quelques centaines de km<sup>2</sup> (Oerlemans 2005; Roe et al 2016). Malgré ces qualités, les glaciers de montagne sont encore sous-représentés dans les archives paléoclimatiques et les synthèses mondiales (Pedro *et al.*, 2012; Shakun *et al.*, 2012). Cela est dû à plusieurs limites, que je propose de dépasser avec ce projet :

**i) Le bilan de masse d'un glacier est contrôlé à la fois par les précipitations et la température** (Ohmura *et al.*, 1992; Hock, 2003). De fait, les fluctuations glaciaires sont le plus souvent interprétées comme des indicateurs climatiques qualitatifs (Schaefer 2006; Solomina et al. 2015). **Leur utilisation en tant que traceurs paléoclimatiques quantitatifs, jusqu'à présent peu exploitée, est cependant possible, comme le montre notre étude pilote sur les Andes Tropicales (ANR Galac, voir Chapitre 3) et doit être encouragée.** En appliquant la bonne stratégie analytique, les glaciers alpins sont des thermomètres et des pluvio-nivomètres (Blard et al. 2007; Martin et al. 2018).

**ii) La datation des géomorphologies glaciaires est généralement réalisée avec les nucléides cosmogéniques (tels que l<sup>3</sup>He et le <sup>10</sup>Be), mais ces méthodes ont longtemps souffert d'importantes incertitudes systématiques et aléatoires,** en raison d'une connaissance imparfaite de leurs taux de production et des incertitudes découlant du bruit d'origine géomorphologique (Balco 2011; Heyman et al. 2016). Grâce aux progrès récents de ces techniques de datation (Balco *et al.*, 2008; Lifton *et al.*, 2014; Borchers *et al.*, 2016; Marrero *et al.*, 2016; Martin *et al.*, 2017), la situation s'est améliorée et s'améliore encore. Il est désormais possible d'inscrire les fluctuations glaciaires dans un cadre chronologique précis (Blard *et al.*, 2013) (Fig. 4.2).

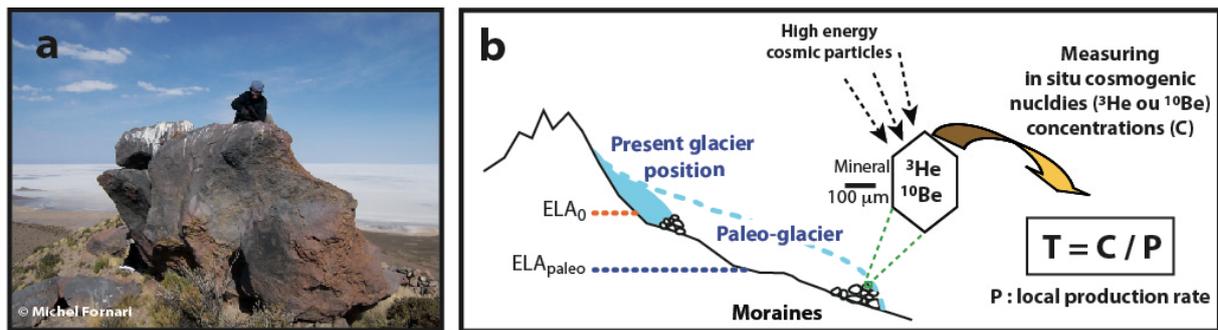


Figure 4.2 - Méthodologie utilisée pour dater les fluctuations des glaciers de montagne avec des nucléides cosmogéniques in situ: a) Échantillonnage d'un rocher posé sur une moraine (Altiplano, Andes tropicales), b) Principes de datation avec des nucléides cosmogéniques in situ. ELA = Altitude de la ligne d'équilibre.

La récente étude de (Shakun et al. 2015) a proposé une synthèse des fluctuations des glaciers de montagne pendant la dernière déglaciation. Cette étude est un effort utile pour homogénéiser les chronologies glaciaires publiées. Cependant, sa méthodologie souffre de plusieurs limites : (i) seuls 10% de la littérature existante ont été considérés ; (ii) le jeu de données analysé présentait seulement l'évolution de la longueur des langues glaciaires alors que celles-ci auraient pu être interprétées en termes de température et de précipitations ; (iii) l'impact des précipitations sur ces changements a été estimé à partir des résultats de modèles numériques de circulation atmosphérique et non à partir d'observations. Ces limites laissent ouvertes plusieurs questions.

***Pour aller au-delà de l'état de l'art et faire des glaciers alpins des indicateurs climatiques de référence***

Compte tenu de leur temps de réponse climatique (< 100 ans) (Roe *et al.*, 2016), les glaciers de montagne ont un excellent potentiel pour faire progresser la compréhension des mécanismes paléoclimatiques en jeu depuis le DMG. J'ai conçu ce projet de recherche pour synthétiser et analyser les fluctuations des glaciers alpins du monde entier, depuis le DMG, avec une stratégie pluridisciplinaire inédite. Mon projet s'appuiera d'abord sur le développement d'une base de données mondiales des extensions des paléoglaciers depuis le DMG. L'originalité de l'étude sera de réaliser ensuite une méta-analyse globale de ces données - avec traitements statistiques et homogénéisation des chronologies établies par les nucléides cosmogéniques ( $^3\text{He}$  et  $^{10}\text{Be}$ ). Les outils statistiques utilisés (calculs bayésiens) permettront de réduire les incertitudes de datation. Enfin, ces fluctuations glaciaires seront interprétées par inversions numériques et couplées à d'autres traceurs pour reconstruire, avec la meilleure précision possible, les températures et les précipitations sur les continents depuis le DMG. In fine, nos résultats permettront de répondre à deux grandes questions en paléoclimatologie :

- 1) *Le gradient thermique (lapse rate) était-il plus fort pendant le DMG ? En d'autres termes, est ce que le refroidissement du DMG était amplifié en altitude ?*
- 2) *Quelle est la séquence des changements de température atmosphérique et des précipitations depuis le début de la déglaciation ?*

Pour réaliser ces travaux, je m'appuierai sur les moyens analytiques disponibles au CRPG (plateformes de géochimie et de géochronologie pour l'analyse de  $^3\text{He}$  et la préparation des échantillons de  $^{10}\text{Be}$ ), avec la participation de mes collègues ingénieurs et chercheurs, notamment Julien Charreau pour l'analyse géomorphologique et l'utilisation des SIG. Les analyses  $^{10}\text{Be}$  seront réalisées sur l'AMS du service national ASTER, en aval de notre préparation chimique au CRPG. En outre, un post-doctorant (bourse cofinancée Région Grand-Est et ANR) et un doctorant seront recrutés pour participer au projet. Pour la construction et la gestion de la base de données des paléo-extensions glaciaires (Alpine ICE-D ; <http://alpine.ice-d.org>), je poursuivrai ma collaboration avec Greg Balco (University of Berkeley). Même si nous disposons d'une bonne expérience en modélisation numérique des extensions glaciaires (Blard et al. 2007; Martin et al. 2020), je collaborerai également avec les chercheurs de l'Université d'Innsbruck (notamment Fabien Maussion) qui développent le modèle glaciologique open source OGGM (<https://oggm.org>).

Les frais de fonctionnement seront assurés en partie par les crédits de recherche dont je dispose encore (30 k€) et une ANR collaborative sera soumise à l'automne 2021.

La réalisation de ce projet se déroulera en 3 tâches principales :

**Tâche 1 : Construction de la base de données mondiale en ligne, Alpine ICE-D**

**Tâche 2 : Amélioration de la précision de la datation par les nucléides cosmogéniques ( $^3\text{He}$  et  $^{10}\text{Be}$ )**

**Tâche 3 : Méta-analyse de la base de données Alpine ICE-D, conversion des paléo-extensions glaciaires en paléotempératures et paléoprécipitations.**

- **Tâche 3.1:** Analyse des données et extraction du signal climatique des paléoglaciers.
- **Tâche 3.2:** Reconstruction régionale du gradient thermique au DMG.
- **Tâche 3.3:** Mécanismes de la dernière déglaciation.

## 1.2 - Méthodes et programme de recherche

### Tâche 1 : Data-mining et construction de la base de données mondiale en ligne [Alpine ICE-D](#)

*Participants : PI, Post-Doc, Greg Balco (BGC, USA), Allan Bauer (Ingénieur d'étude CRPG)*

#### Etat de l'art

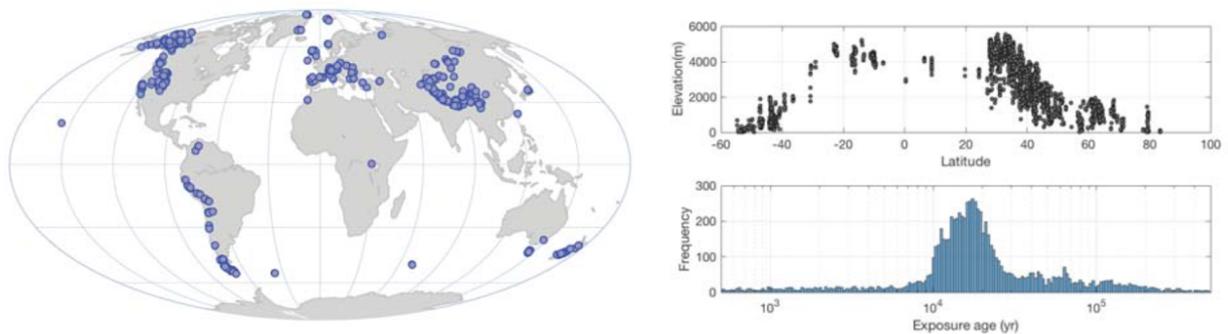
De nombreuses données décrivant les fluctuations glaciaires depuis le DMG sont disponibles dans la littérature (Hein et al. 2010; Jomelli et al. 2014; Kelley et al. 2014; Owen et al. 2005). Cependant, ces chronologies glaciaires sont presque toujours interprétées dans un contexte régional limité. Par ailleurs, la présentation de ces données n'est pas homogène, ce qui empêche pour le moment de les utiliser dans une méta-analyse à grande échelle. Pour convertir une paléo-extension glaciaire en variables paléoclimatiques, il est en effet nécessaire de connaître la position et la géométrie de la vallée ainsi que les données brutes des datations par nucléides cosmogéniques (afin de les recalculer en tenant compte des progrès récents sur les taux de production). Ces données sont souvent enfouies dans les informations complémentaires, elles sont présentées avec des caractéristiques et des détails variables, qui ne respectent pas toujours les principes FAIR ([https://fr.wikipedia.org/wiki/Fair\\_data](https://fr.wikipedia.org/wiki/Fair_data)) d'ouverture et d'interopérabilité. **Enfin, la plupart des chronologies glaciaires ont été publiées avant les récentes améliorations des méthodes de datation basées sur les nucléides cosmogéniques (Borchers et al., 2016; Martin et al., 2017). De nombreux âges publiés doivent ainsi être recalculés, rendant caduques les conclusions de certains articles.** Pour surmonter ces problèmes, Greg Balco et moi avons créé en 2018 une base de données mondiale en ligne [Alpine ICE-D](http://alpine.ice-d.org/) (<http://alpine.ice-d.org/>), au format MySQL. Celle-ci a pour but de rendre à terme accessibles en libre accès **toutes les données publiées dans un format uniformisé. Cela rendra possible leur utilisation dans des méta-analyses** : tout le traitement statistique des données et leur interprétation pourra alors être réalisé en utilisant des codes de calcul automatisés.

#### Plan de travail

Cette tâche, que je piloterai, impliquera un Post Doc et un ingénieur du CRPG. Elle consistera à remplir la base de données [Alpine ICE-D](#) avec toutes les données de la littérature décrivant des chronologies glaciaires. A présent, environ 8000 datations par nucléides cosmogéniques provenant de 2300 moraines différentes ont déjà été encodées dans ICE-D (ceci correspond à 350 publications) (Fig. 4.3). Un examen de la littérature montre que plusieurs milliers de données doivent encore être encodées (il reste 150 publications). **Nous extrairons de toutes les publications les données brutes nécessaires au recalcul des âges d'exposition : localisation, pente, type de roche, épaisseur de l'échantillon, type de minéral, concentrations brutes en nucléides cosmogéniques, standards utilisés pour la**

**mesure.** Dans certains cas, le format des données publiées ne permettra pas un simple copier-coller et nous réaliserons donc un travail attentif d'homogénéisation et de contrôle de la qualité des données chargées dans [Alpine ICE-D](#).

Les données de la Cordillère Américaine seront chargées en priorité, mais à l'horizon 3 à 4 ans, toutes les données des paléoglaciers du monde entier seront encodées. La construction d'Alpine ICE-D est un long travail, mais un préalable indispensable pour **réaliser la méta-analyse et la reconstruction spatio-temporelle des températures et des précipitations depuis le DMG.**



**Figure 4.3 - Aperçu de l'état actuel de la base de données Alpine ICE-D. La version actuelle de la base de données comporte 7998 âges d'exposition par nucléides cosmogéniques, provenant de 2300 moraines différentes (350 publications). ICE-D inclut toutes les données nécessaires au recalcul des chronologies glaciaires et à leur interprétation en variables paléoclimatiques : position de l'échantillon, description géométrique de la moraine, type de roche, épaisseur, minéraux, concentrations brutes de nucléides cosmogéniques - des milliers de données publiées doivent encore être codées (Tâche 1).**

### Résultats attendus

Compilation dans la base de données ouverte en ligne [Alpine ICE-D](#) de toutes les données brutes uniformisées décrivant les chronologies glaciaires publiées entre le DMG et l'Holocène. L'innovation principale de ce travail de *data-mining* sera d'homogénéiser les données de géochronologie glaciaire et de réaliser des analyses statistiques de manière automatique, aux échelles régionales et globales. Cela permettra de mettre à jour toutes les interprétations actuellement disponibles sur les fluctuations des glaciers de montagne depuis le DMG. Cette première étape est nécessaire avant de calculer des champs spatiaux de précipitations et de températures en fonction du temps (Tâche 3).

## Tâche 2 – Amélioration des chronomètres $^3\text{He}$ et $^{10}\text{Be}$ par de nouvelles calibrations relatives et absolues des taux de production

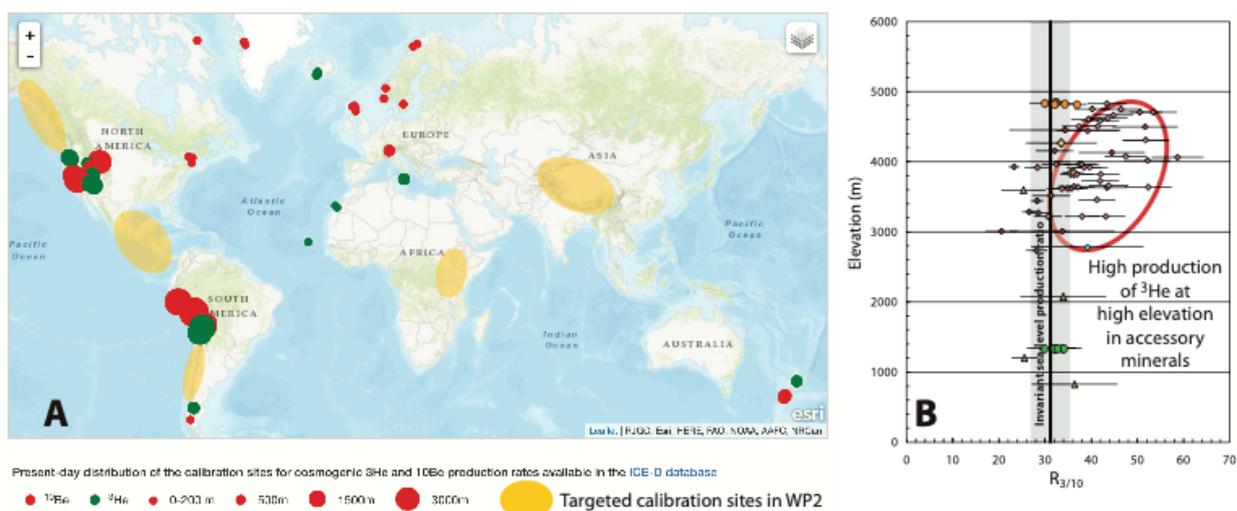
Participants : PI, Doctorant, Post-Doc, Bouchaïb Tibari (Ingénieur d'étude CRPG)

### Etat de l'art

Le taux de production d'un nucléide cosmogénique décrit la vitesse à laquelle cet isotope est produit dans un minéral (Balco et al. 2008b). Sa valeur est propre à un chaque couple minéral-nucléide. Ce taux doit de plus être corrigé pour tenir compte de la position spatiale de l'échantillon (latitude et altitude) car celle-ci détermine le flux de particules cosmiques affectant l'échantillon (Fig. 4.2). Toute erreur, aléatoire ou systématique, sur le taux de production peut altérer l'âge d'exposition calculé. **Pour construire des chronologies glaciaires solides, il est donc crucial de connaître avec précision les taux de production de nucléides cosmogéniques et la manière dont ils varient dans l'espace.**

La méthode la plus fiable pour déterminer les taux de production est de les « calibrer » de manière empirique en mesurant les concentrations de nucléides cosmogéniques dans des objets géomorphologiques dont la mise en place en surface peut être datée par une méthode indépendante (ex : coulées de lave, reliefs glaciaires, coulées de débris). Au cours de la dernière décennie, des progrès significatifs ont été accomplis sur la connaissance des taux de production, notamment avec les projets européens CRONU-EU et américains CRONUS-Earth (e.g. Lifton *et al.*, 2008; Martin *et al.*, 2015, 2017; Stroeve *et al.*, 2015; Borchers *et al.*, 2016; Marrero *et al.*, 2016). **Cependant, des incertitudes subsistent, principalement parce que certaines régions manquent de sites de calibration (Asie, Afrique, Océanie) (Fig. 4.4).**

De plus, il y a encore des questions sur la dépendance altitudinale du rapport de production  $^3\text{He}/^{10}\text{Be}$ . Nos données dans les Andes et en Afrique montrent que le rapport de production  $^3\text{He}/^{10}\text{Be}$  est invariant avec l'altitude (Schimmelpfennig *et al.*, 2011; Blard *et al.*, 2013). Mais des résultats en Himalaya suggèrent que le rapport de production  $^3\text{He}/^{10}\text{Be}$  pourrait être au contraire dépendant de l'altitude (Amidon et al. 2008; Gayer et al. 2004) (Fig. 4.4B), selon un processus mal compris, qui pourrait impliquer la quantité de neige couvrant l'échantillon (Lifton *et al.*, 2014; Argento *et al.*, 2015). Il est fondamental de progresser sur cette question puisque certains enregistrements glaciaires sont datés avec l' $^3\text{He}$ , tandis que d'autres sont basés sur le  $^{10}\text{Be}$ . Il est indispensable de vérifier la synchronisation de ces deux chronomètres cosmogéniques.



**Figure 4.4 - A) Sites de calibration existants dans la base de données exhaustive Calibration ICE-D - Ellipses jaunes : régions cibles prioritaires dans le cadre de ce projet (Tâche 2) B) Ratios  $^3\text{He}/^{10}\text{Be}$  mesurés en fonction de l'altitude Blard *et al.*, 2013).**

## Plan de travail

**Nous produirons de nouveaux sites de calibration absolue et croisée, à la fois pour l' $^3\text{He}$  et le  $^{10}\text{Be}$  cosmogéniques in situ.** Un doctorat sous ma supervision sera consacré à cette tâche.

Un bon site de calibration nécessite de vérifier deux conditions : i) la mise en place de l'objet géomorphologique doit être datable de manière indépendante, avec la meilleure précision possible, et ii) cet objet n'a pas subi d'exposition antérieure à sa mise en place et n'a pas non plus subi d'érosion postérieure.

En combinant images satellites et données de terrain, j'ai identifié de bons candidats dans les régions cibles : **debris flow et moraines en Himalaya et Tianshan (Asie), coulées volcaniques en Sibérie, Nouvelle-Zélande, Afrique et Amérique Centrale.** Les coulées de lave seront datées indépendamment par  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  (collaboration avec Sébastien Nomade, LSCE) et, si possible, par  $^{14}\text{C}$ . Les objets sédimentaires seront si possibles datés par  $^{14}\text{C}$  dans la matière organique mobilisée. Sur chaque site de calibration, nous prélèverons au moins dix échantillons différents pour mesurer l' $^3\text{He}$  ou le  $^{10}\text{Be}$  et évaluer la dispersion statistique due à la pré-exposition ou à l'érosion. Les blocs de taille supérieure à 1 m seront favorisés pour limiter l'influence de l'érosion (Heyman et al. 2016).

**De plus, nous produirons de nouvelles données de calibration croisée  $^3\text{He}/^{10}\text{Be}$  à différentes altitudes, dans des régions présentant des caractéristiques lithologiques et climatiques variables (Amérique Centrale, Alpes, Asie). Cette stratégie permettra de tester l'influence de plusieurs paramètres :**

1) Vu que l'hydrogène est un activateur efficace de neutrons thermiques, qui engendrent la réaction  $^6\text{Li}(n,\alpha)^3\text{He}$  (Dunai et al. 2014; Dunai et al. 2007), il est possible que la neige augmente le

rapport de production  $^3\text{He}/^{10}\text{Be}$ . Aussi nous analyserons des échantillons recouverts par différentes épaisseurs de neige annuelle ;

2) Nous prendrons soin d'analyser des échantillons à hautes et basses altitudes, avec les mêmes conditions de neige - ceci pour déconvoluer les impacts respectifs de l'altitude et de la neige ;

3) Si possible, nous analyserons aussi  $^3\text{He}$  dans différents minéraux (pyroxènes, oxydes de fer, apatites, disthène) qui ont des teneurs contrastées en éléments favorisant la production d' $^3\text{He}$  par les neutrons cosmogéniques de basse énergie (< 1 MeV), à savoir le Li et le Gd (Dunai et al. 2014).

La calibration des taux de production peut être considérée comme une recherche incrémentale qui ne présente pas de risque majeur. A l'instar des progrès réalisés chaque année sur le chronomètre  $^{14}\text{C}$ , il est essentiel d'améliorer notre connaissance des taux de production des nucléides cosmogéniques pour la précision et la fiabilité des chronologies glaciaires. Ces données sont non seulement nécessaires pour assurer la réussite du projet, mais elles seront utiles dans beaucoup de domaines des Sciences de la Terre.

#### **Résultats attendus :**

- Nouveaux sites de calibration des taux de production de  $^3\text{He}$  et du  $^{10}\text{Be}$  dans des régions encore vierges : Amérique centrale, Asie et Afrique. ***Il s'agira d'un progrès majeur pour l'Asie, où il existe de nombreuses vallées glaciaires*** (Owen et al. 2005).

- Nouvelles calibrations croisées du rapport de production  $^3\text{He}/^{10}\text{Be}$  à différentes altitudes, avec une couverture de neige et des teneurs en Li variables. ***Synchronisation des chronomètres  $^3\text{He}$  et  $^{10}\text{Be}$  et progrès sur la connaissance des réactions nucléaires impliquées dans la production d' $^3\text{He}$  cosmogénique.***

- Amélioration des modèles de spatialisation des taux de production des nucléides cosmogéniques.

- Toutes ces ***données seront publiées dans la base de données de calibration ICE-D***, qui est moissonnée par notre calculateur [CREp](#) pour prendre en compte les données de calibration les plus récentes.

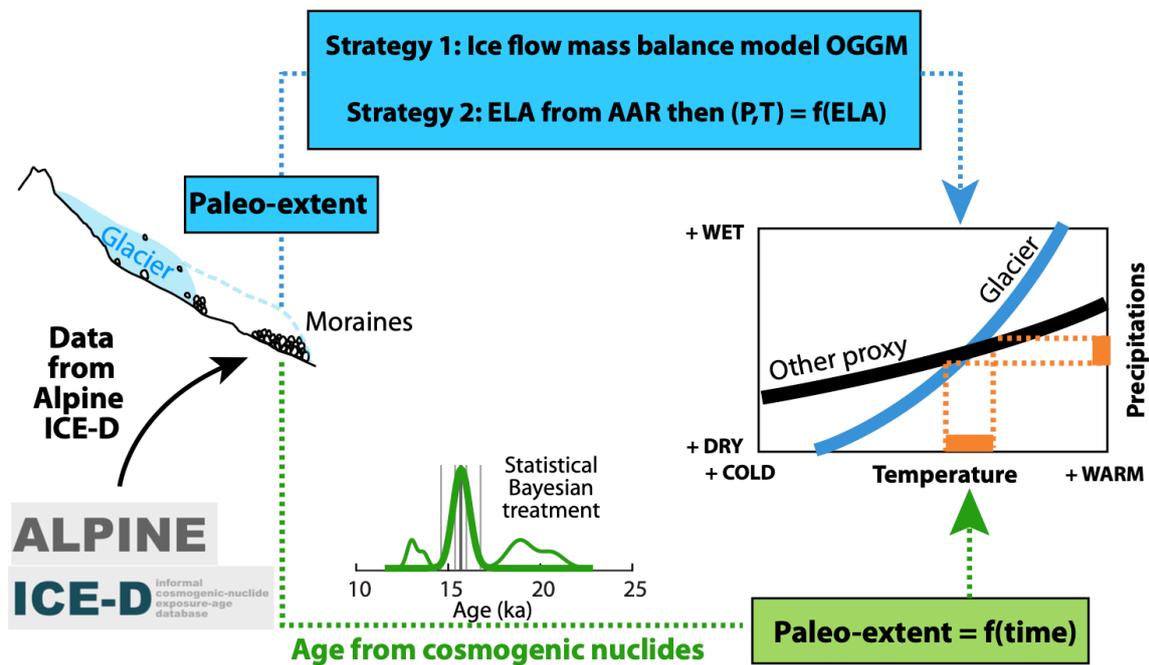
**Tâche 3 : Méta-analyse de la base de données mondiale ICE-D pour extraire des signaux paléoclimatiques et répondre à deux questions climatiques majeures : (1) Nature du gradient thermique au DMG et (2) Mécanismes de la déglaciation**

*Participants : PI, Post-Doc, Doctorant, Greg Balco (BGC, USA), Allan Bauer (CRPG)*

**Tâche 3.1 : Analyse des données et extraction d'un signal climatique à partir des paléoglaciers**

**Etat de l'art**

La base de données Alpine ICE-D construite dans la Tâche 1 fournira la matière première pour réaliser une méta-analyse et utiliser les fluctuations des paléoglaciers en indicateurs paléoclimatiques quantitatifs depuis le DMG. Dans cette étape 3.1, nous réaliserons le re-calcul des âges d'exposition  $^3\text{He}$  et  $^{10}\text{Be}$  des moraines glaciaires, leur traitement statistique et la conversion de ces paléo-extensions glaciaires en température-précipitations (Fig. 4.5). Cette étape est un préalable nécessaire pour ancrer les reconstructions paléoclimatiques dans un cadre géochronologique solide et ensuite aborder les questions scientifiques dans les étapes 3.2 (Nature du gradient thermique au DMG) et 3.3 (Mécanismes de la déglaciation).



**Figure 4.5 – Stratégie mise en œuvre : Pour chaque étendue glaciaire, les données stockées dans la base de données Alpine ICE-D seront traitées de la manière suivante : 1) Re-calcul des âges cosmogéniques de chaque moraine en utilisant les taux de production (mis à jour à la Tâche 2) et filtrage statistique bayésien des distributions d'âges, 2) Inversion des paléo-étendues glaciaires pour déterminer les conditions (Précipitations, Température). Lorsque cela est possible, la combinaison avec un autre traceur paléoclimatique (niveau du lac, pollen, isotopes des spéléothèmes), permettra de définir une solution unique (Précipitation, Température).**

Pour atteindre cet objectif, nous mettrons en œuvre une stratégie multidisciplinaire, comparable à celle de notre projet pilote mené dans les Andes Tropicales (ANR Galac). Cette fois, nous utiliserons la puissance statistique offerte par la base de données mondiale exhaustive Alpine ICE-D (construite dans la Tâche 1) :

- i) **Re-calcul de tous les âges d'exposition individuels** en tenant compte des nouvelles données de calibration (Tâche 2).
- ii) **Traitement statistique pour évaluer la dispersion et filtrer les âges obtenus sur chaque objet glaciaire daté (moraines et roches moutonnées), en éliminant les échantillons situés au-delà de 2 sigmas.** L'objectif est de détecter et d'éliminer les âges trop jeunes (à cause de l'érosion) ou trop vieux (à cause de l'héritage par pré-exposition). Nous chercherons aussi des critères objectifs explicatifs de ces biais géomorphologiques. En analysant la dispersion des âges sur 3700 blocs de moraines, une étude (Heyman et al. 2016) a montré que des blocs de plus d'1 m de hauteur sont moins sensibles à l'impact de l'érosion. Nous appliquerons un traitement statistique innovant sur la totalité des données d'Alpine ICE-D ( $> 10^4$  échantillons). Pour rechercher des corrélations entre les âges mesurés et les facteurs de biais potentiels, nous prendrons en compte la lithologie des blocs et la proportion d'argile dans les moraines. Une proportion importante d'argile dans les moraines peut provoquer une déflation physique des sols plus importante (Blard et al. 2007).
- iii) **Enfin, un filtrage bayésien permettra de réduire les incertitudes sur les âges de chaque moraine.** Nous avons déjà appliqué cette méthode avec succès dans des vallées paléo-englacées des Andes Tropicales (Martin et al. 2020). Cette approche statistique tient compte de l'ordre stratigraphique entre les moraines et permet de filtrer les âges trop vieux ou trop jeunes. Elle permet de diminuer les incertitudes sans choix subjectif (Blard *et al.* 2013) (Fig. 4.5).

**Une fois ces calculs réalisés, l'incertitude de datation de chaque stade morainique devrait idéalement être inférieure à 3% à 1 sigma.** Cette incertitude est suffisamment faible pour atteindre les objectifs du projet, à savoir identifier les moraines synchrones du DMG et établir une chronologie de la déglaciation continentale avec une précision et une justesse inférieures à 500 ans.

## **Interprétation en variables paléoclimatiques quantitatives :**

L'objectif final est de construire des cartes dynamiques des précipitations et températures sur les continents depuis le DMG (21 ka). Pour parvenir à ces résultats, nous appliquerons la méthode suivante :

**i) Stratégie 1 : nous utiliserons le récent modèle open source [OGGM](#)** (Maussion et al. 2018) afin de convertir les extensions paléo-glaciaires datées en conditions paléoclimatiques (précipitations - températures) spatialisées (Fig. 4.5). Dans la version actuelle d'OGGM, l'ablation de la glace est calculée avec un modèle de type degré-jour (PDD), qui fait l'hypothèse que l'ablation est proportionnelle aux températures positives (Hock 2003). Pour tenir compte de l'effet de la sublimation (Sicart *et al.*, 2008), nous mettrons à jour les lois décrivant l'ablation, avec un modèle intégrant un bilan d'énergie complet (Sagredo *et al.*, 2014) ou une paramétrisation empirique spécifique (Pellicciotti et al. 2005). Cependant, les bilans d'énergie demandent des paramètres parfois inconnus dans le passé (ex : nébulosité, vent, humidité) et les modèles PDD peuvent être affectés par des biais. ***La stratégie 1 est donc risquée : pour la valider, nous la comparerons donc à une approche plus simple (Stratégie 2).***

**ii) Stratégie 2 : cette méthode alternative consistera à calculer pour chaque moraine les paléo-ELAs correspondantes en utilisant des méthodes empiriques simples** (AAR = Accumulation Area Ratio ; THAR = Toe to the Head Altitude Ratio et l'altitude des moraines latérales). La dispersion des ELAs obtenues à partir de chaque méthode permettra d'évaluer l'incertitude. Ensuite, les précipitations et les températures seront déduites de ces paléo-ELAs en utilisant des relations empiriques locales entre le climat et les ELAs e.g. (Condom et al. 2007). Nos tests préliminaires appliqués sur les Andes Tropicales ont montré la solidité de cette méthode (Martin et al. 2018).

**iii) Enfin, les couples précipitation-température obtenus à partir des étapes 1 et 2 seront combinés avec d'autres traceurs indépendants, quand ceux-ci sont disponibles :** bilan hydrologique des lacs, données isotopiques de spéléothèmes, pollens, paléotempératures gaz rares (Fig. 4.5). ***Les résultats principaux seront des cartes des conditions de température et de précipitations pour chaque chaîne de montagnes paléo-englacées (idéalement, 1 carte tous les 1 ka depuis 21 ka).***

Réaliser des reconstructions paléoclimatiques en couplant paléoniveaux lacustres et paléo-ELAs glaciaires a un grand potentiel car cela permet d'obtenir une solution unique (précipitations-température) à une résolution spatiale élevée, la surface du bassin versant du glacier étant un *nivomètre* intégrant le signal sur 10 à 1000 km<sup>2</sup>. **Comme l'a montré notre projet pilote ANR GALAC sur les Andes, cette approche permet de produire des cartes de (précipitations, température) et d'identifier les mécanismes hydroclimatiques régionaux** (Martin et al. 2020; Martin et al. 2018).

**Dans ce projet, nous l'étendrons au monde entier, en particulier dans toutes les régions où des paléoglaciers sont identifiés au sein de bassins hydrologiques fermés : Ouest des États-Unis, Tibet.**

**Résultats attendus :**

- Cartes des ELAs glaciaires dans le monde depuis le DMG et pendant la déglaciation (chaque 1 ka).
- Cartes des précipitations et des températures des zones paléo-englacées, depuis le DMG.

**Tâche 3.2 : Quel était le gradient thermique (*lapse rate*) au DMG ?**

**Etat de l'art**

Le gradient thermique (« *lapse rate* ») est la pente de la relation qui lie la température à l'altitude. Celle-ci est déterminée par les processus radiatifs et convectifs de l'atmosphère. Lors du réchauffement observé depuis le XX<sup>ème</sup> siècle, certaines données suggèrent une amplification du réchauffement en altitude (EDW Working Group *et al.*, 2015) résultant d'une augmentation du taux d'humidité atmosphérique favorable au transfert vertical de chaleur. D'autres observations suggèrent au contraire que, dans certaines régions, le réchauffement récent serait plus important au niveau de la mer (Rottler *et al.* 2018).

Les études qui ont reconstruit le gradient thermique au DMG (21 ka) ont aussi obtenu des résultats contrastés (Blard *et al.*, 2007; Loomis *et al.*, 2017; Tripathi *et al.*, 2014) (Fig. 4.6). Les variations climatiques du DMG ont une grande amplitude, ce qui permet d'enregistrer des changements de *lapse rate* significatifs et offre l'opportunité d'analyser les mécanismes. **Il est donc crucial de produire de nouvelles reconstructions au DMG pour établir la variabilité régionale et identifier l'influence des mécanismes atmosphériques en jeu (humidité, insolation).**

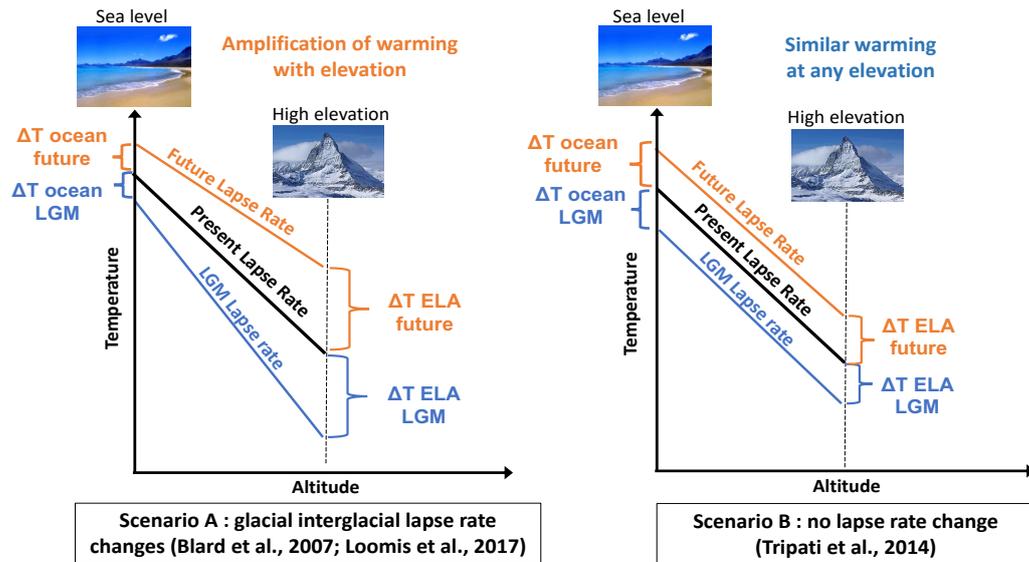


Figure 4.6 - « Lapse rate » (LR) lors du DMG, pour le présent et le futur. Scénario A: LR plus raide dans un climat plus froid, LR plus faible dans un climat plus chaud, induisant une amplification des variations de température avec l'altitude. C'est le scénario le plus pessimiste pour l'avenir des glaciers tropicaux. Scénario B : LR constant : les changements de température sont indépendants de l'altitude. Meilleur scénario pour l'avenir des glaciers tropicaux.

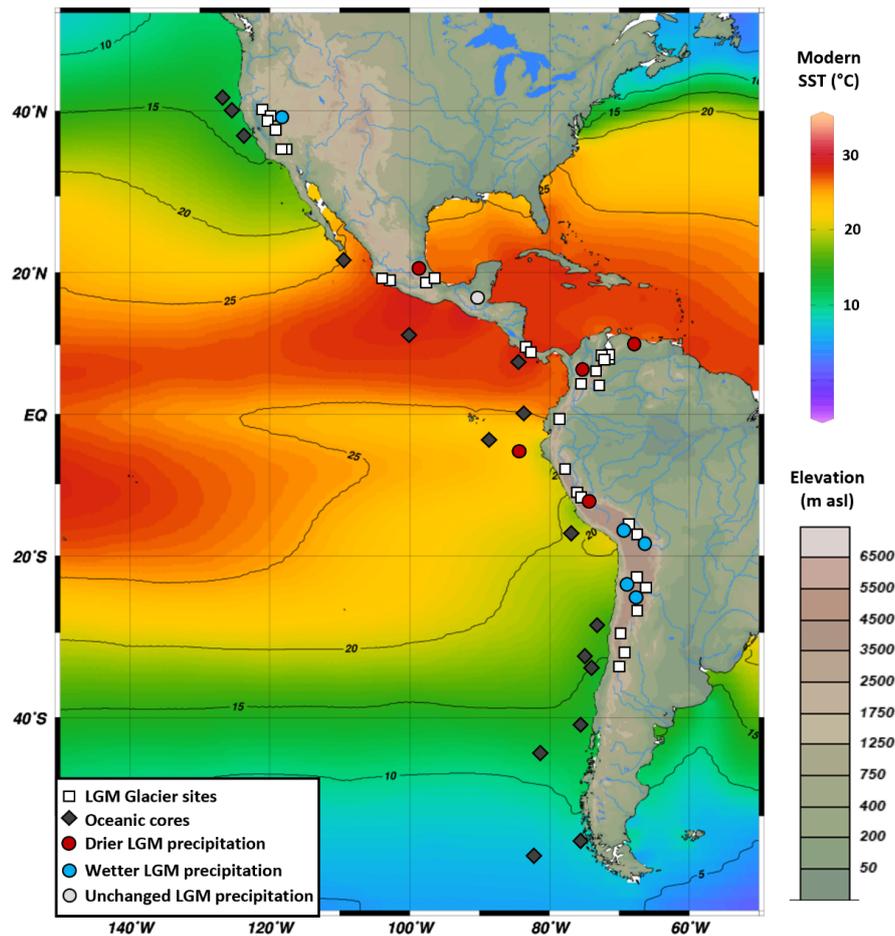
### Plan de travail

Nous combinerons les températures déterminées par les étendues paléoglaciales du DMG (Tâche 3.1) avec les températures océaniques locales (SST) pour reconstruire dans chaque région les gradients thermiques du DMG (Fig. 4.6). Pour obtenir des résultats fiables, nous privilégierons les sites où les paléoglaciers sont proches (moins de 200 km) des enregistrements de SST, en sélectionnant les zones où les glaciers se sont installés au-dessus de 2000 m. Un examen préliminaire des données du DMG (Fig. 4.3) montre que la zone (40°S-40°N) est bien adaptée à cet exercice. La région cible principale sera la Cordillère Américaine, y compris l'Amérique centrale, où de nombreuses moraines et des SST fiables sont disponibles.

### Résultats préliminaires : le lapse rate au DMG le long de la Cordillère Américaine (40°S-40°N)

Je présente ici les résultats préliminaires obtenus lors d'une étude en cours menée avec mon ancien étudiant de M2, Etienne Legrain, qui consiste à appliquer la méthode proposée aux glaciers de la Cordillère Américaine, depuis le Chili jusqu'à la Sierra Nevada (Californie) pour reconstruire le *lapse rate* du DMG, entre 40°S et 40°N (Fig. 4.7). Les SST sont déterminées par les alcéonnes, alors que nous avons établis les paléoELAs par les paramètres géomorphologiques des extensions morainiques, datées du DMG par  $^3\text{He}$  et  $^{10}\text{Be}$  cosmogénique. Les précipitations ont été contraintes par divers proxys (pollens,  $\delta^{18}\text{O}$ , niveaux lacustres) et utilisées pour convertir les ELAs en paléotempératures de haute altitude avec

des lois empiriques reliant ELA, températures et précipitations (Legrain et al., soumis ; Condom *et al.*, 2007).



**Figure 4.7 - Compilation des données paléoclimatiques le long de la Cordillère Américaines utilisées pour reconstruire le Lapse Rate au DMG. La carte en couleur montre la distribution actuelle des températures des eaux de surface. Carré blanc : ELA datées du DMG par  $^3\text{He}$  et/ou  $^{10}\text{Be}$  cosmogénique (n=34). Etoiles blanches : SSTs alcénones (n=15). Ronds rouges : Proxys de précipitations indiquant des conditions plus arides au DMG. Ronds bleus : conditions plus humides au DMG. Ronds jaunes : pas de données de précipitations (Legrain et al., in prep).**

Notre compilation a permis de calculer des changements relatifs de *lapse rates* entre le DMG et l'actuel, notés  $\Delta\text{LR}$  ( $\Delta\text{LR} = \text{LR}_{\text{DMG}} - \text{LR}_{\text{présent}}$ ) (Fig. 4.8). Lorsque  $\Delta\text{LR}$  est négatif, cela signifie que le *lapse rate* était plus raide au DMG, c'est-à-dire que le refroidissement était plus important en altitude qu'au niveau de la mer. Lorsque la valeur de  $\Delta\text{LR}$  est proche de 0, le *lapse rate* était identique aux deux périodes. Ici on observe une cohérence géographique, avec la mise en évidence d'un *lapse rate* plus raide au DMG, uniquement dans la zone intertropicale nord (10°S- 20°N). Cette zone présente aussi la particularité d'avoir été plus aride au DMG, nourrie par moins de précipitations.

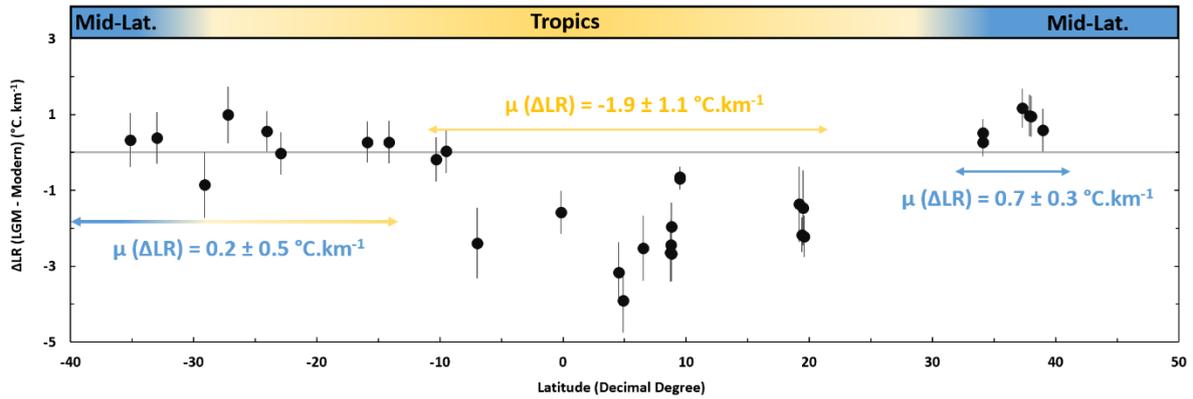


Figure 4.8 -  $\Delta LR$  obtenus pour les 34 sites paléoglacés datés du LGM (Legrain et al., in prep).

En revanche, dans les tropiques externes et les moyennes latitudes, la *lapse rate* DMG était identique à l'actuel, dans les incertitudes (Fig. 4.8). Comme ces régions sont caractérisées par une hausse ou une invariance des précipitations, il semble que les précipitations, ou plus généralement l'humidité, soient impliquées dans le contrôle du *lapse rate*, comme le montre la corrélation présentée sur la Fig. 4.9.

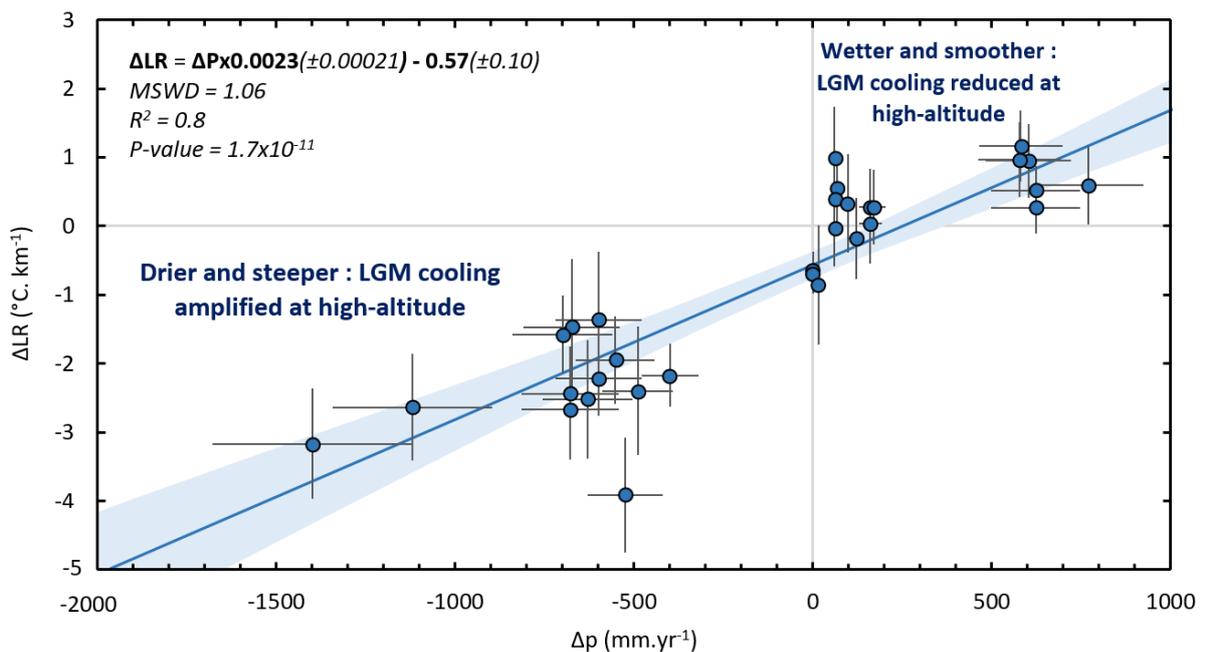


Figure 4.9 - Corrélation entre le  $\Delta LR$  et le  $\Delta P$  ( $\Delta P = P_{DMG} - P_{présent}$ ) pour les 34 sites paléo-englacés de la Cordillère Américaine datés du DMG (Legrain et al., in prep).

*Ce lien entre précipitations et lapse rate fait probablement intervenir l'humidité dans la transmission du flux de chaleur des basses vers les hautes altitudes, à la fois par les processus de transferts radiatifs, mais aussi convectifs (Kageyama et al., 2005). Si l'on s'en tient à une interprétation qualitative de premier ordre, nos résultats obtenus sur le DMG permettent de proposer quelques tendances vis-à-vis de l'évolution future du réchauffement anthropogénique en altitude :*

*dans les régions qui deviendront plus arides, le lapse rate va potentiellement devenir plus raide, ce qui va atténuer le réchauffement en haute altitude (Fig. 4.6). A l'inverse, dans les régions où l'humidité et les précipitations vont substantiellement augmenter, le lapse rate pourrait s'aplatir, engendrant une amplification du réchauffement anthropique en haute altitude. Afin de mieux caractériser les mécanismes en jeu et d'appréhender cette sensibilité climatique, nous envisagerons une comparaison de ces lapse rates avec ceux décrits par les derniers modèles de climat couplés océan-atmosphère (GCM), au DMG, au présent et pour les projections futures (collaboration initiée avec Masa Kageyama, LSCE).*

Afin de confirmer ces résultats préliminaires obtenus sur la Cordillère Américaine, la même analyse sera étendue aux autres régions favorables, comme Taiwan, le Japon, la Nouvelle-Guinée et les reliefs de la Méditerranée (Porter 2001). Il existe un risque que certains glaciers aient atteint leur extension maximale après le DMG global (Hughes *et al.*, 2013), ce qui a pu effacer les moraines déposées entre 19 et 23 ka, même si le travail mené sur la Cordillère Américaine montre que ce risque est limité. Si les vallées étudiées ne présentent pas de moraines synchrones avec la chronozone du DMG, nous élargirons la fenêtre temporelle pour comparer les paléotempératures des glaciers avec leurs SST synchrones, tout en restant dans la période 15-25 ka. Les SST peuvent aussi être affectées par un biais saisonnier. Quand ce sera possible, nous testerons ce biais potentiel en prenant en compte d'autres paléothermomètres continentaux de basse altitude (ex : gaz rares dans les eaux souterraines).

#### **Résultats attendus :**

- Détermination des *lapses rates* au DMG dans la zone (40°S-40°N)
- Évaluation de la variabilité régionale du *lapse rate* au DMG et rôle des paramètres locaux (précipitations, températures) - Comparaison avec les GCM
- Implications pour le réchauffement futur en haute altitude (> 2000 m) - Comparaison avec les GCM

#### **Tâche 3.3 : Quelles sont les mécanismes impliqués dans la déglaciation (Terminaison 1) ?**

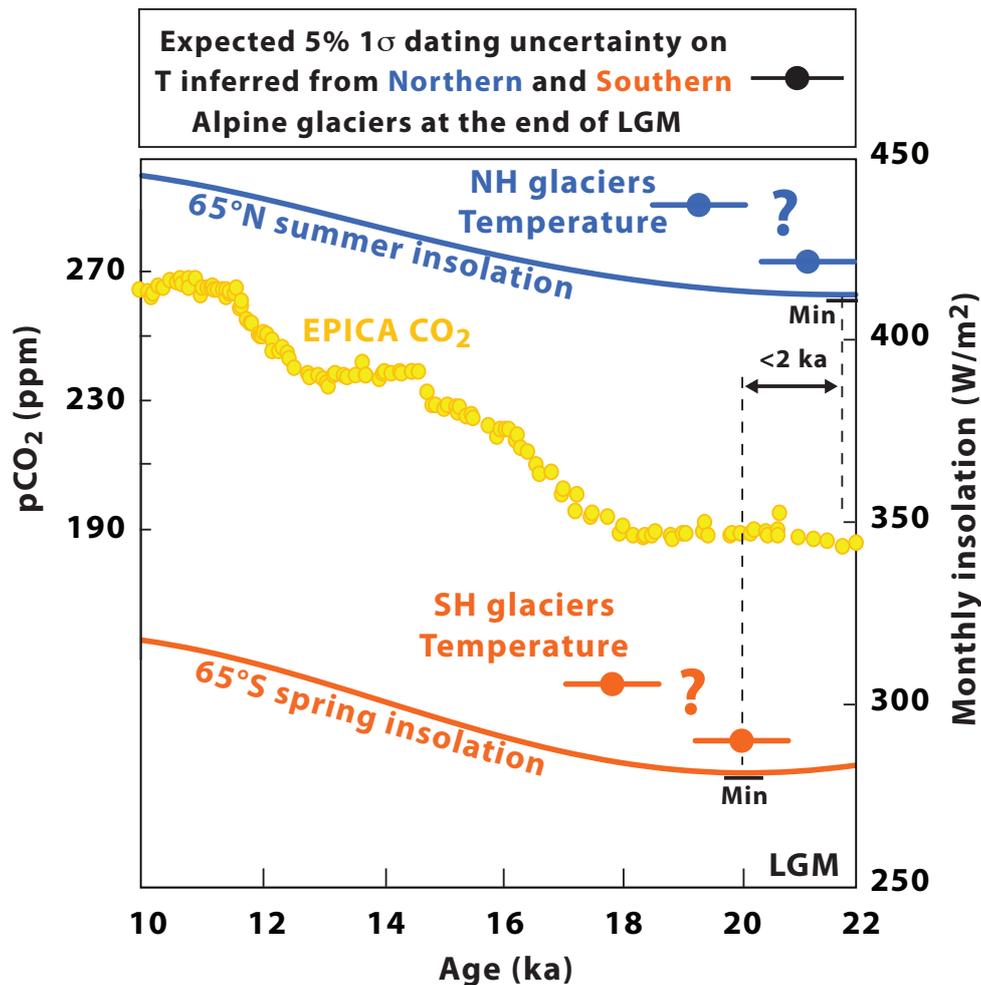
Cet objectif final est le plus ambitieux du projet (Fig. 4.10). Nos données permettront de tester les scénarios expliquant l'enchaînement des événements au cours de la dernière déglaciation, depuis 20 ka (déclencheur, séquence de réchauffement et changements hydrologiques régionaux). Notre description paléoclimatique de l'atmosphère continentale apportera un éclairage nouveau aux jeux de données océaniques et polaires. Comme nous l'avons déjà montré avec notre récente étude menée dans les Andes tropicales, il est possible que des réorganisations atmosphériques et des téléconnexions inter-hémisphériques inconnues seront mises en évidence (Martin *et al.* 2020).

## Etat de l'art

Les mécanismes de la dernière déglaciation - qui a commencé juste après 21 ka pour se terminer vers 11 ka – sont un sujet de recherche qui reste débattu. Certains auteurs soutiennent que l'étincelle de la déglaciation est l'augmentation de l'insolation printanière de l'Océan Austral (Stott *et al.*, 2007), quand d'autres, conformément à la théorie de Milankovitch (Roe 2006), défendent que c'est la hausse de l'insolation estivale de l'Hémisphère Nord qui est le paramètre clef (Pedro *et al.*, 2012; Shakun *et al.*, 2012). Par ailleurs, il y a encore des interrogations quant aux modifications de température régionales qui se sont produites sur les continents pendant la déglaciation et comment la redistribution de l'énergie, les régimes de précipitations et la hausse CO<sub>2</sub> se sont succédés entre 21 et 10 ka (Denton *et al.*, 2010; Pedro *et al.*, 2012; Parrenin *et al.*, 2013; Chiang *et al.*, 2014; Broecker, 2018). Certaines téléconnexions peuvent être invisibles aux archives océaniques de températures (SST) car celles-ci peuvent potentiellement souffrir d'un biais saisonnier (Wang *et al.* 2013) et, par rapport aux températures atmosphériques, peuvent aussi répondre avec un décalage de plusieurs dizaines, voire centaines d'années, aux forçages globaux et régionaux (Voosen 2017).

## Plan de travail

Les données régionales produites dans la Tâche 3.1 seront des cartes des paléotempératures et des paléoprécipitations pour plusieurs régions de haute latitude (sud de la Patagonie, Nouvelle Zélande, Alaska, Groenland), de moyenne latitude (Tibet, Tianshan, Himalaya, Europe, Amérique occidentale) et des Tropiques (Amérique Centrale, Hawaï, Afrique, Andes tropicales, Océanie). **Ces cartes sériées (en fonction du temps) de paléo- températures et -précipitations seront utilisées pour tester les scénarios de déglaciation existants (Stott *et al.*, 2007; Denton *et al.*, 2010; Pedro *et al.*, 2012; Shakun *et al.*, 2012; Marcott *et al.*, 2014; Friedrich *et al.*, 2016; Broecker, 2018). Pour caractériser les stades précoces de la déglaciation et ainsi identifier son déclencheur initial, ces cartes seront comparées à d'autres archives : cartes de SST, courbes de CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub>. Grâce aux progrès sur la précision des datations réalisés dans la Tâche 2, cette comparaison permettra d'établir la séquence des évènements et d'identifier d'éventuelles causalités (Fig. 4.10).** D'après notre projet pilote mené sur l'Altiplano (Martin *et al.* 2020), les incertitudes attendues sur les paléotempérature continentales et leur datation seront de l'ordre de 1°C et de 500 ans, respectivement (1 $\sigma$ ). Cette précision permettra de détecter les modifications atmosphériques qui se sont produites en premier dans les hémisphères Nord et Sud (Fig. 4.10). Nous porterons une attention particulière aux régions de hautes latitudes (40 à 65 ° Nord et Sud), où les changements d'insolation sont considérés comme le déclencheur de la déglaciation (Fig. 4.10). Les données obtenues nous permettront également de caractériser l'évolution spatio-temporelle des précipitations (Broecker and Putnam 2013; Chiang *et al.* 2014) et de déterminer si, dans chaque région, le réchauffement de la déglaciation fut de nature progressif (comme l'Antarctique) ou brutal (comme le Groenland) (Pedro *et al.*, 2012).



**Figure 4.10 - L'objectif le plus ambitieux du projet est d'identifier le déclencheur de la dernière déglaciation en comparant les changements de température déduits des paléoglaciers.** Les signaux obtenus dans les hémisphères Nord et Sud seront comparés avec les insolutions mensuelles locales et les enregistrements de gaz à effet de serre (CO<sub>2</sub> mesuré dans EPICA DomeC). L'incertitude (1 $\sigma$ ) sur la datation des nucléides cosmogéniques des paléoglaciers ~20 ka est inférieure à 1 ka. Cette précision est suffisante pour détecter des asynchronismes Nord-Sud entre les signaux.

**Résultats attendus :**

- Identification d'une signature atmosphérique du déclencheur de déglaciation.
- Caractérisation de la séquence des événements atmosphériques en domaine continental lors de la déglaciation.



## 2 – Projet 2 : la stabilité des calottes (Groenland et Antarctique) au cours du Pléistocène (2.6 Ma)

Je réaliserai ce 2<sup>ème</sup> projet principalement au Laboratoire de Glaciologie de l'Université Libre de Bruxelles, en collaboration avec J.-L. Tison, F. Fripiat, et la doctorante V. Tsibulskaya, dont la bourse ULB est déjà acquise. Le Laboratoire de Glaciologie de l'ULB dispose des moyens analytiques et d'une expertise mondialement reconnue pour l'étude minéralogique, physique et géochimique de la glace basale. Les datations par nucléides cosmogéniques et les analyses texturales des minéraux au MEB seront quant à eux réalisés au CRPG, suivant le protocole que nous avons déjà mis en œuvre pour l'analyse de la carotte NEEM et des 2 échantillons pilotes sur la carotte Camp Century (Groenland).

Collaboration avec J.-L. Tison, F. Fripiat, (Prof. ULB), V. Tsibulskaya (PhD ULB 2021-2024), D. Dahl-Jensen (NBI Copenhague), P. Bierman (Univ. Vermont), J. Schaefer (Lamont).

### **Financement du projet :**

*Acquis* : Crédits CNRS et reliquats propres à P.-H. Blard (environ 20 k€).

Projet H2020 Oldest Ice Beyond EPICA, dans lequel je suis co-responsable du consortium « Basal Ice ».

Financement de thèse ULB acquis pour V. Tsibulskaya.

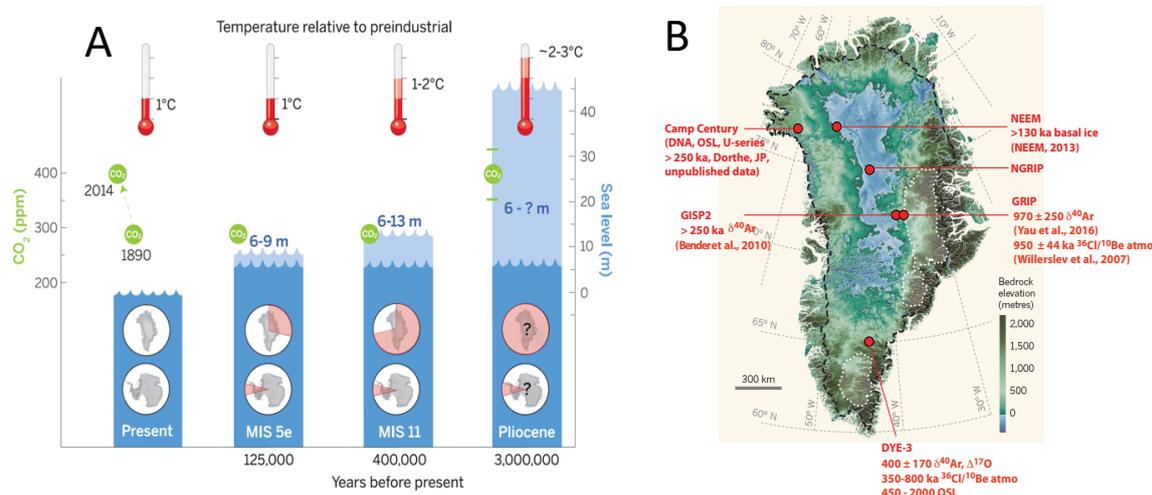
*Demandés* : Projet NSF international soumis en 2021 (PI P. Bierman), auquel je participe.

Projet ERC Synergy Grant in prep. 2022 avec 3 laboratoires (CRPG, ULB et NBI Copenhague)

### **Etat de l'art et objectifs**

Dans le contexte du réchauffement climatique anthropique, il est nécessaire d'anticiper quelles seront l'amplitude et la vitesse de la hausse du niveau marin global (IPCC et al. 2019). Pour améliorer nos capacités prédictives, il est important de bien comprendre les conditions de stabilité des calottes de glace couvrant le Groenland et l'Antarctique, car elles représentent respectivement 7 et 60 m de niveau marin. Même si elles ont engendré qu'1/3 de la hausse du niveau marin observée sur le dernier siècle, leur contribution relative ne cesse d'augmenter (IPCC et al. 2019). Alors que les paléotempératures des pôles sont maintenant bien connues pour les 500 000 dernières années (Masson-Delmotte et al. 2010), les contributions respectives du Groenland et de l'Antarctique aux variations du niveau marin global au cours du Pléistocène sont encore discutées (Dutton et al. 2015) (Fig. 4.11A). Il y a quelques années, une étude de (Schaefer et al. 2016) a identifié la présence de  $^{10}\text{Be}$  et d' $^{26}\text{Al}$  cosmogéniques dans le substratum rocheux qui est aujourd'hui recouvert par plus de 2 km de glace, au centre du Groenland (carotte GISP 2) (Fig. 4.11B). Le rapport  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  mesuré par ces auteurs est inférieur au rapport de production en surface, ce qui signifie que ces roches avaient été exposées à l'air libre avant d'avoir été enfouies sous

la glace, où l' $^{26}\text{Al}$  et le  $^{10}\text{Be}$  ont décréu par radioactivité depuis plusieurs centaines de milliers d'années (demi-vies :  $^{10}\text{Be}$ -1.4 Ma,  $^{26}\text{Al}$ -0.7 Ma). Ces données géochronologiques sont importantes : elles indiquent que la calotte groenlandaise a disparu au moins une fois au cours du dernier million d'années.



**Figure 4.11 - (A) Correspondance entre le niveau marin global et les paléotempératures au cours des interglaciaires (périodes chaudes) du Pléistocène, entre 2.6 Ma et aujourd'hui (Dutton et al., Science, 2015).**

**(B) Topographie sous glaciaire du Groenland (modifié, d'après Blard et al., Nature, 2016).** Les points rouges montrent les localisation des carottes actuelles sur le Groenland et les données actuellement disponibles qui contraignent l'âge maximum de la glace basale (Willerslev et al. 2007; Bender et al. 2010; NEEM community members 2013; Yau et al. 2016)

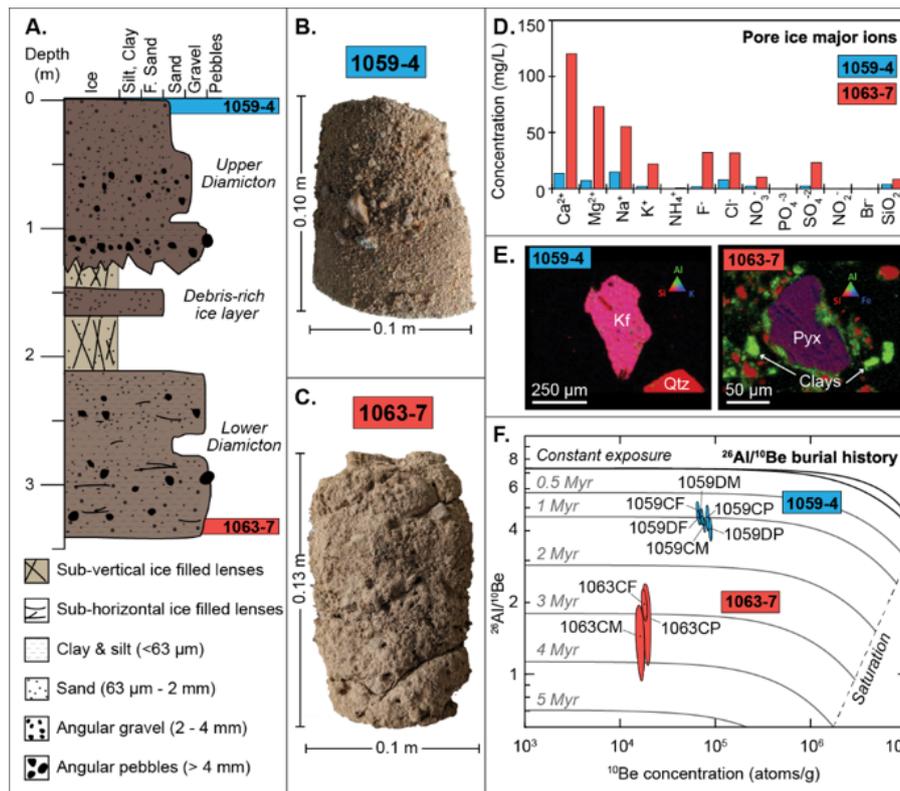
Cependant, l'article publié par (Schaefer et al. 2016) a suscité un certain scepticisme, car les auteurs ont interprété leurs données comme témoins d'une disparition totale de la calotte du Groenland lors des épisodes interglaciaires les plus chauds, notamment aux stades isotopiques 5e (125 ka) et 11 (400 ka), alors que la température était comparable aux conditions anthropiques actuelles (+1°C) (Blard et al., 2016). En outre, cette interprétation ne tenait pas compte des âges de ~1 Ma obtenus par datation  $\delta^{40}\text{Ar}$  de la glace basale du forage NGRIP tout proche de GISP2 (Yau et al. 2016) et d'autres scénarios, plus optimistes, semblent possibles.

## Travaux en cours et futurs

Un moyen de mieux documenter la sensibilité climatique du Groenland est d'obtenir de nouvelles données de  $^{10}\text{Be}$ , d' $^{26}\text{Al}$  et de  $^{21}\text{Ne}$  sur les rares forages qui ont permis d'échantillonner des sédiments sous glaciaires (NEEM, Camp Century, GISP2) et en datant la formation de la glace basale sus-jacente avec les nouvelles méthodes ( $\delta^{40}\text{Ar}$ ,  $^{81}\text{Kr}$ , OSL). La combinaison de ces datations de glace basale avec l'analyse des nucléides cosmogéniques dans les roches rend possible la détermination univoque du nombre et de la durée des épisodes de déglaciation, ainsi que l'âge du dernier englacement.

Afin de mettre en œuvre ce projet de longue haleine, j'ai depuis fin 2017 initié une étroite collaboration avec le professeur Jean-Louis Tison, spécialiste mondialement reconnu de la glace basale, qui travaille au Laboratoire de Glaciologie de l'Université Libre de Bruxelles (ULB). Depuis 2 ans j'ai le statut officiel de chercheur associé à l'ULB. Je passe environ 1/3 de mon temps au Laboratoire de Glaciologie de l'ULB et ce partenariat me permet d'apprendre beaucoup d'éléments conceptuels et méthodologiques sur la glace basale. Après avoir consacré nos premiers efforts à la caractérisation minéralogique et géochimique des sédiments de la base de la carotte européenne NEEM (Protin et al, in prep), notre collaboration a rapidement fait « boule de neige ». Désormais nous sommes J.-L. Tison et moi regroupés au sein d'un consortium international pour l'étude de la glace basale, dans lequel participent activement nos collègues danois J.P Steffensen et D. Dahl-Jensen (NBI Copenhague), ainsi qu'une équipe américaine regroupant plusieurs laboratoires (P. Bierman, Univ. Vermont ; J. Schaefer, Lamont).

Les premiers travaux de notre équipe internationale furent consacrés à l'étude pilote de deux échantillons issus de la carotte Camp Century (Fig. 4.11 et 4.12). Ce forage avait dans les années 60 échantillonné 3.5 m de sédiments sous 1.4 km de glace (<https://www.sciencemag.org/news/2019/10/ancient-soil-secret-greenland-base-suggests-earth-could-lose-lot-ice>). Cette carotte, longtemps oubliée, est le fruit de la base militaire que les Etats-Unis avaient secrètement installé au milieu du Groenland pendant la guerre froide. Ma contribution à cette étude fut de réaliser la description stratigraphique des sédiments, en la combinant avec une analyse texturale au MEB et d'interpréter par modélisation numérique les données de  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}/^{21}\text{Ne}$  cosmogéniques mesurés dans ces échantillons par les laboratoires du Vermont et du Lamont. Par rapport à GISP2 - situé au centre du Groenland - les positions distales des forages NEEM et Camp Century garantissent une sensibilité encore plus grande aux oscillations de la calotte et ces carottes apportent donc un éclairage complémentaire (Fig. 4.11A). Notre étude pilote, qui vient tout juste d'être acceptée dans *PNAS* (Christ et al., in press), révèle que la calotte du Groenland a très probablement partiellement fondu lors du stade isotopique 11, long interglaciaire installé il y a 400 ka, mais aussi lors du stade 31, il y a 1 Ma (Fig. 4.11 et 4.12).



**Figure 4.12 – Stratigraphie des sédiments basaux de la carotte Camp Century, observations MEB et concentrations mesurées en nucléides cosmogéniques <sup>26</sup>Al et <sup>10</sup>Be. Christ et al., *PNAS*, in press (A) Description des sédiments de la carotte Camp Century et position des 2 échantillons pilotes, (B) 1059-4 et (C) 1063-7. (D) Chimie ionique de la glace interstitielle, (E) Observations MEB des diamictons ; Kf – potassium Felspath, Qtz – quartz, Pyx – pyroxène. (F) Diagramme à 2 isotopes <sup>26</sup>Al et <sup>10</sup>Be montrant les isochrones d'enfouissement, fait avec le logiciel (Blard et al. 2019).**

Afin de poursuivre l'étude des autres échantillons de la carotte Camp Century, nous avons soumis en décembre 2020 une demande de financement à la NSF américaine (PI P. Bierman). Du côté européen, nous allons également soumettre en 2022 un projet ERC « *Synergy Grant* » piloté par trois laboratoires partenaires européens, projet dont je serai co-porteur. Ce projet associera le CRPG (France), l'ULB (Belgique) et le NBI (Danemark). L'objectif de ce projet européen ERC consacré à la stabilité pléistocène du Groenland sera d'obtenir de nouvelles données géochronologiques sur les carottes disponibles (Camp Century, NEEM, GRIP) à la fois par datation de la glace basale (par  $\delta^{40}\text{Ar}$ ,  $^{81}\text{Kr}$ , OSL), mais aussi par l'analyse des nucléides cosmogéniques ( $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^3\text{He}$ ) dans les sédiments sous glaciaires. Dans ce projet nous proposerons aussi de forer à nouveau les sites où seule la glace avait été prélevée (NGRIP, GRIP, Dye3), ceci dans le but d'y échantillonner des sédiments sous glaciaires, précieux témoins des disparitions passées de la calotte. J'ai un rôle important dans ces projets car j'ai la double compétence de « géologue-glaciologue » et de spécialiste des nucléides cosmogéniques.

En outre, je suis co-responsable, avec F. Fripiat (ULB) du consortium « Basal Ice », du grand projet européen financé H2020 Beyond Epica Oldest Ice (2019-2025, 11 M€), qui visera, lui, à récupérer

la plus vieille glace du monde (datée entre 1 et 1.5 Ma) à Little Dome C, au centre de la calotte de l'Antarctique de l'Est (vidéo de présentation : [https://youtu.be/ls\\_inIwtAZI](https://youtu.be/ls_inIwtAZI)). Là encore, si les conditions de forage permettent de remonter du matériel sédimentaire sous glaciaire, nous appliquerons la même approche couplant nucléides cosmogéniques et datation de la glace basale. Nous pourrions ainsi mieux contraindre la stabilité de cette calotte au cours du Cénozoïque. La calotte Est-Antarctique est en effet supposée apparaître il y a 34 Ma e.g. (Wilson et al. 2012), mais certains travaux proposent l'existence d'une proto-calotte dès le Mésozoïque e.g. (Ladant and Donnadieu 2016).

Ces projets sur la stabilité long terme du Groenland et l'Antarctique occuperont une part importante de mon activité de recherche au cours des 10 prochaines années.

**Résultats attendus :** Reconstruction des paléo-extensions de la calotte du Groenland (et de l'Antarctique) depuis 2 Ma (30 Ma), en particulier au cours des stades interglaciaires.



### 3 – Projet 3 : Les paléo-érosions au Cénozoïque en Afrique

Je réaliserai ce travail au CRPG en étroite collaboration avec mon collègue Julien Charreau, PI d'un projet que nous avons soumis à l'ANR en 2020/2021 (Projet PANTERA), en collaboration avec le CEREGE, l'Ifremer Brest et le GET (Toulouse). Notre projet aura pour objectif de poursuivre nos travaux sur les liens long terme entre paléoclimats et érosion, en étudiant cette fois une zone tropicale, non englacée, qui a l'avantage d'être tectoniquement peu active, l'Afrique (Fig. 4.13).

Nos résultats obtenus aux moyennes latitudes (Asie et Méditerranée, ANR EroMed, voir « Bilan des travaux ») ont révélé un impact limité et spatialement hétérogène des glaciers sur l'érosion, à la fois au cours du refroidissement du Cénozoïque, mais aussi à l'échelle temporelle des cycles glaciaires-interglaciaires du Quaternaire e.g. (Puchol et al. 2017; Lenard et al. 2020; Mariotti et al. 2021). Cependant, quand Peter Molnar a proposé son hypothèse suggérant une augmentation de l'érosion sous l'effet du refroidissement global de la fin du Cénozoïque, il avait mis en avant une augmentation des taux d'érosion dans les Tropiques. Comme les glaciers sont absents de la plupart des zones tropicales de basse altitude, il avait déduit de cette observation que ce ne sont pas les glaciers en tant que tels qui ont engendré la hausse de l'érosion observée. Il propose que, dans les Tropiques, les variabilités cycliques quaternaires de forte amplitude des précipitations et des températures ont induit une hausse de l'érosion entre 3 et 2 Ma (Molnar 2004). Les enregistrements disponibles des paléoérosions cénozoïques en Afrique donnent cependant des résultats contrastés (Lavier *et al.*, 2001).

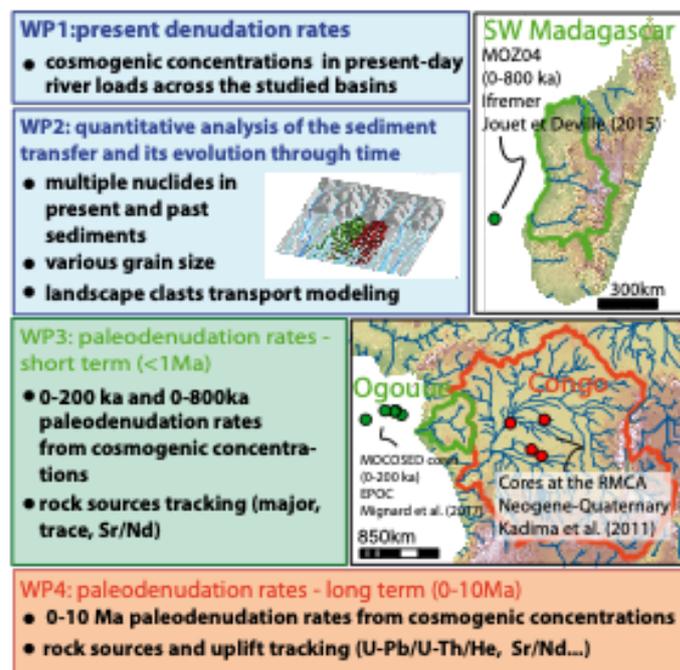


Figure 4.13 – Description du projet PANTERA (soumis à l'ANR, PI J. Charreau), qui vise à documenter l'évolution des paléo-taux d'érosion en Afrique depuis 10 Ma, à différentes échelles spatio-temporelles

En analysant la littérature et en travaillant avec nos collègues sédimentologues (Ifremer Brest, GET Toulouse), nous avons identifié plusieurs archives (carottes sédimentaires, coupes terrestres) qui sont favorables à l'enregistrement de l'érosion par les nucléides cosmogéniques ( $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$  et  $^{21}\text{Ne}$ ), à la fois sur les longues échelles de temps (0-10 Ma, bassin du Congo) et les cycles glaciaires-interglaciaires (< 1 Ma, Madagascar), dans des bassins où la mousson varie, dans l'espace et le temps. Nous mettrons en œuvre une stratégie pluridisciplinaire (Fig. 4.13) : 1) Mesure des taux d'érosion actuels par  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$  et  $^{21}\text{Ne}$  dans les sédiments modernes, 2) Modélisation du transport sédimentaire dans le bassin, 3 et 4) Détermination des paléo-érosions via les nucléides cosmogéniques mesurés dans les archives quaternaires, à haute résolution (< 1 Ma) et sur des sédiments tertiaires (0-10 Ma). Nous utiliserons des nucléides cosmogéniques à demi-vies variables ( $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{14}\text{C}$  in situ) car cette stratégie apporte un diagnostic sur le temps de transfert dans les grands bassins, comme celui du Congo. Par ailleurs, nous appliquerons les techniques géochimiques disponibles au CRPG pour caractériser la source des sédiments (Sr, Nd, U/Pb et (U-Th)/ $^4\text{He}$ ).

**Résultats attendus :** Impact des changements climatiques du Cénozoïque et du Quaternaire, sur les taux d'érosion. Analyse du rôle de la variabilité hydrologique - test de l'hypothèse de (Molnar 2004).

## 4 – Projet 4 : L'<sup>3</sup>He Extra-Terrestre, un nouvel outil pour mesurer les taux de sédimentation

### ... où comment injecter du temps dans l'espace...

Ce projet exploratoire est en rupture par rapport à mes thèmes de recherche habituels. Je compte ici développer l'analyse de l'<sup>3</sup>He Extra-Terrestre (<sup>3</sup>HeET) dans les sédiments marins et continentaux. Cet outil géochimique permettra de mesurer des taux de sédimentation terrigène, de mesurer la variabilité de productivité carbonatée ou d'établir des modèles d'âge dans des séries sédimentaires difficiles à dater.

Si l'<sup>3</sup>HeET a été à plusieurs reprises utilisé pour identifier des pluies de météorites atypiques dans les archives géologiques e.g. (Farley et al. 2006), je pense qu'il est aussi possible, à l'inverse, d'utiliser cet outil pour mesurer des taux de sédimentation, et ainsi, *d'injecter du temps dans l'espace* pour dater l'indatable, à condition de travailler sur des séquences stratigraphiques bien circonscrites, de l'ordre de 1 ka à 1 Ma.

#### Financement du projet :

*Acquis* : Crédits CNRS P.-H. Blard (3 k€), Projet INSU-Tellus 2021(5 k€) – porté par E. Mattioli. (Univ. Lyon)

#### Etat de l'art et principe

Le principe de la méthode est présenté dans la Figure 4.14. La surface de la Terre est bombardée en permanence par des objets extraterrestres (100 tonnes/jour), dont la majorité sont des particules de taille comprise entre 0.1 et 1 mm (mode à 200 µm) : ce sont les poussières interplanétaires (IDP) (Love and Brownlee 1993). Ces IDPs ont la particularité d'être très riches en <sup>3</sup>He par rapport aux minéraux terrestres, en raison de l'implantation d'<sup>3</sup>He par le vent solaire et la production d'<sup>3</sup>He par les particules cosmiques de haute énergie. En outre, l'hélium des IDPs a un rapport isotopique <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He (300 Ra ; avec Ra = 1.384 × 10<sup>-6</sup>) beaucoup plus élevé que celui des échantillons terrestres (0.01 à 0.1 Ra) (McGee and Mukhopadhyay 2013).

**L'hélium total mesuré dans un sédiment ou un sol à la surface de la Terre est donc un mélange à deux pôles, car ce sédiment contient à la fois des matériaux terrestres (silicates et carbonates) et des IDPs. La composition isotopique <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He d'un sédiment *bulk* peut donc être utilisée pour calculer la proportion relative de ce mélange.** Combinée avec la concentration mesurée en <sup>3</sup>He, cela permet de déduire la concentration totale en <sup>3</sup>HeET dans tout type de sédiment. Ainsi, si l'on travaille sur des durées inférieures à 1 Ma, pendant lesquelles le flux d'<sup>3</sup>HeET est, dans la plupart

des cas, considéré comme constant (McGee and Mukhopadhyay 2013), il est possible d'injecter dans l'équation le flux d' $^3\text{HeET}$  pour en déduire la vitesse de sédimentation totale  $S_T$  ( $S_T = S_{\text{car}} + S_{\text{sil}}$ , avec  $S_{\text{sil}}$  = sédimentation terrigène et  $S_{\text{car}}$  = sédimentation carbonatée ; Fig. 4.14). Notons que la mesure de la fraction carbonatée est facile, par attaque acide et pesée.

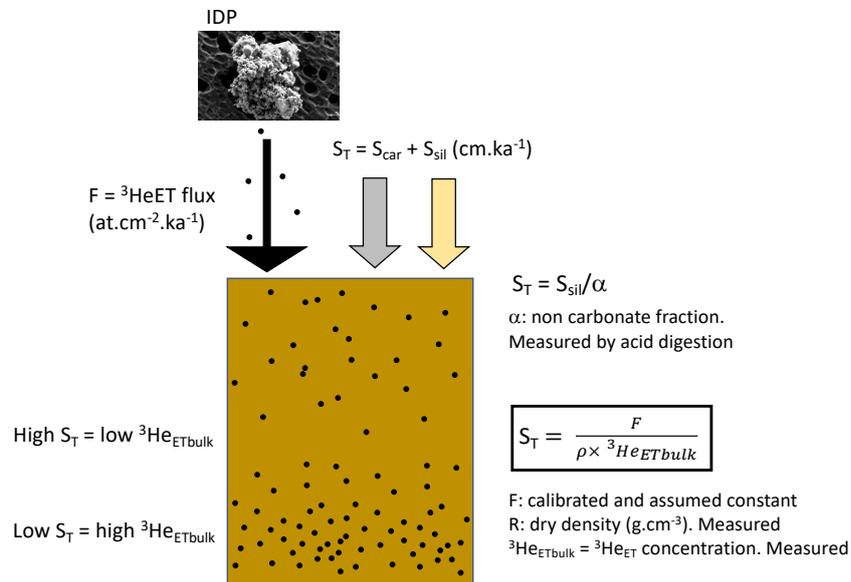


Figure 4.14 – Principe de l'utilisation de l' $^3\text{HeET}$  pour mesurer les taux de sédimentation

En d'autres termes, la normalisation par le flux d' $^3\text{HeET}$  mesuré dans les sédiments est une méthode qui permet de déterminer le taux de sédimentation total, mais aussi l'évolution temporelle des fractions carbonatées et silicatées.

### Développements et applications

L'analyse de l' $^3\text{HeET}$  est tout à fait possible avec les systèmes de la plateforme gaz rares du CRPG. Ce projet n'exige pas de développement majeur et il a un coût raisonnable. Il faut simplement décarbonater correctement l'échantillon dans HCl 10% et peser précisément la fraction non carbonatée résiduelle, après séchage en étuve. Même si je n'ai pas encore publié sur le sujet de l' $^3\text{HeET}$ , j'ai eu l'occasion d'analyser quelques échantillons d' $^3\text{HeET}$  dans la carotte sédimentaire ACEX (Océan Arctique) lorsque j'étais en Post Doc au Caltech, avec Ken Farley. J'ai donc l'expérience de ces analyses.

J'ai déjà réalisé des tests au CRPG, en analysant des séries marneuses jurassiques et crétaées du Sud de la France. Les premières données montrent que les conditions analytiques sont favorables. Avec seulement 0.5 g d'échantillon décarbonaté, l' $^3\text{HeET}$  est détectable, le blanc analytique représentant moins de 5% du signal. Les ratios  $^3\text{HeET}/^3\text{He}_{\text{silicates}}$  sont suffisamment élevés pour détecter un signal ET, avec des taux de sédimentation de l'ordre de 1 à 10 cm/ka. Je continuerai cependant à adapter le

protocole, en analysant plusieurs aliquots du même échantillon. Cela permettra d'évaluer l'hétérogénéité causée par l'effet pépité des IDPs (Loi de Poisson). Il faut être attentif à ce point pour les taux de sédimentation élevés ( $\gg 10$  cm/ka) qui engendrent une dilution des IDPs.

J'utiliserai  $^{13}\text{HeET}$  en priorité pour trois applications exploratoires différentes :

### **1) Analyse des processus contrôlant les cycles marno-calcaires**

Je mesurerai  $^{13}\text{HeET}$  à haute résolution dans une coupe de 3 m (30 échantillons dans 3 couples marno-calcaires couvrant environ 100 ka dans le Bajocien et le Valanginien du Sud de la France). Ces données d' $^{13}\text{HeET}$  permettront de déterminer laquelle de la fraction silicatée ou carbonatée, varie cycliquement et cause les oscillations marno-calcaires. Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer ces oscillations lithostratigraphiques, mais aucun chronomètre stratigraphique n'a jamais eu la résolution suffisante pour trancher. L' $^{13}\text{HeET}$  représente donc une piste prometteuse.

### **2) La crise hyperthermique de la transition Paléocène-Eocène (Paleocene-Eocene Thermal Maximum, PETM) il y a 56 Ma**, est un réchauffement brutal qui s'est accompagné d'un effondrement de la productivité biologique carbonatée. Les causes et la séquence des événements du PETM sont discutés, en particulier parce qu'il n'y pas encore de chronomètre adéquat pour mesurer les taux de sédimentation lors de cette crise géologique majeure. Là encore, $^{13}\text{HeET}$ apportera des informations utiles sur les mécanismes du PETM. J'ai initié une collaboration avec G. Suan et E. Mattioli (Univ. de Lyon) qui pilotent un projet INSU Syster Tellus (financé en 2021) et encadrent la thèse de Nicolas Pige sur le PETM (début 2020). Nicolas Pige viendra au CRPG pour réaliser les analyses d' $^{13}\text{HeET}$ sous ma supervision.

### **3) Datation des loess**

Les séries sédimentaires continentales, comme les loess, sont souvent difficiles à dater. Les chronomètres absolus sont discontinus ( $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}/^{21}\text{Ne}$ ,  $^{14}\text{C}$ , OSL, U/Th) et les méthodes relatives, telle la magnétostratigraphie, peuvent générer des modèles d'âge en « marche d'escaliers ». A nouveau,  $^{13}\text{HeET}$  offre une piste intéressante pour raffiner les modèles d'âge car il a le potentiel pour identifier des variations du taux de sédimentation ou des hiatus invisibles aux autres chronomètres. Charlotte Prud'homme est cette année candidate CR en section 18 au CRPG, avec un projet basé sur l'analyse et la datation de séries de loess en Asie. Si Charlotte est recrutée au CRPG, nous travaillerons ensemble sur ce projet. Nous analyserons  $^{13}\text{HeET}$  dans ces loess et combinerons ces données avec les autres chronomètres. Avec une approche statistique bayésienne, nous établirons le modèle d'âge le plus robuste.

Résultats attendus :

- Définition des conditions d'application de l' $^3\text{He}$ ET comme sédimentomètre
- Compréhension de l'origine de la cyclicité marno-calcaire et des mécanismes du PETM
- Datation des loess en Asie

## Annexe : Liste de publications

Pierre-Henri BLARD

Chargé de Recherche CNRS – Section 30  
- Mise à jour : janvier 2021 -

### Publications internationales

65 articles publiés, dont :

4 *Nature*

1 *Nature Geoscience*

1 *Science Advances*

h-index/citations :

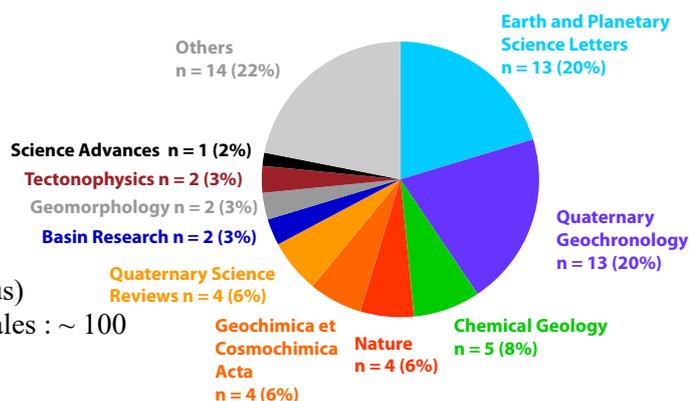
25/1900 (Google Scholar) - 23/1475 (Scopus)

Présentations à des conférences internationales : ~ 100

Invitations à des conférences : 8 - Brevet : 1

### Liste de publications à jour :

<https://scholar.google.fr/citations?user=uDWnqFgAAAAJ&hl=fr>



### PUBLICATIONS DE RANG A

\* Indique un article publié par un Post-Doc, un doctorant ou un master encadré.

# Contribution égale des deux premiers auteurs, comme mentionné dans l'article publié.

### En préparation

74 - **P.-H. Blard**, J.-L. Tison, J.P. Steffensen, D. Dahl-Jensen, A.J. Christ, P. R. Bierman, J. M. Schaefer. Geological description of the basal sediments of the Camp Century core (Greenland): an invaluable rediscovered material, 60 years after its drilling. In prep, for *The Cryosphere*.

73 - M. Protin\*, **P.-H. Blard**, J.-L. Tison, F. Fripiat, D. Dahl-Jensen, J.P. Steffensen, P.R. Bierman, A.J. Christ, L.B. Corbett, W. Mahaney, V. Debaille, T. Rigaudier, D. Verstraeten, ASTER Team. Geochemical and mineralogical characterization of the basal material of the NEEM ice core (Greenland). In prep, for *The Cryosphere*.

72 - S. Molliex\*, **P.-H. Blard**, G. Jouet, A. Mariotti, J. Charreau, ASTER Team – Limited variations of denudation rates during the Quaternary 100 kyrs climatic cycles. In prep., for *Nature Geoscience or Science Advances*.

71 - E. Legrain\*, **P.-H. Blard**, J. Charreau, G. Leduc - Amplification of high-altitude temperature cooling in the American Cordillera driven by precipitation during the Last Glacial Maximum. In prep. for *Nature Climate Change*.

70 – **P.-H. Blard** - Cosmogenic  $^3\text{He}$  in Earth samples: a review of methods, applications and new frontiers – Invited review article by the editors of *Chemical Geology* - In prep, submission scheduled in January 2021.

## Soumis ou en révision

69 - V. Jomelli, D. Swingedouw, M. Vuille, V. Favier<sup>e</sup>, J. Shakun, B. Goehring, R. Braucher, I. Schimmelpfennig, A. Rabatel, L.C.P. Martin, **P.-H. Blard**, T. Condom, M. Lupker, M. Christl, ASTER Team - AMOC drove millennial tropical Andean and north Atlantic glaciers during the Holocene. Under revisions, *Nature Communication*.

68 - C. Sanchez, V. Regard, S. Carretier, R. Riquelme, **P.-H. Blard**, E. Campos, S. Bricchau, M. Lupker, G. Hérail - Neogene basin infilling from cosmogenic nuclides (<sup>10</sup>Be and <sup>21</sup>Ne) in Atacama, Chile: implications for paleoclimate and copper supergene enrichment. Accepted pending revisions, *Basin Research*.

67 - R. Hemelsdaël, J. Charreau, M. Ford, M.S. Proborukmi, F. Malartre, B. Urban, **P.-H. Blard** - Tectono-climatic controls of the early rift alluvial successions: Plio-Pleistocene Corinth rift (Greece). Accepted pending revisions, *Paleo3*.

66 - E. Legrain\*, **P.-H. Blard**, J. Charreau. Temperature and precipitation controls on the mass balance of Sierra Nevada glaciers (California, USA). Resubmitted after moderate revisions, *Journal of Glaciology*.

## 2021

65 - A.J. Christ, P. R. Bierman, J. M. Schaefer, D. Dahl-Jensen, J. P. Steffensen, L.B. Corbett, D. M. Peteet, E.K. Thomas, E.J. Steig, T.M. Rittenour, J.-L. Tison, **P.-H. Blard**, N. Perdrial, D. Dethier, A.J. Hidy, M. Caffee, J. Southon - A multi-million-year-old record of Greenland vegetation and glacial history preserved in sediment beneath 1.4 km of ice at Camp Century. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 118 (13) e2021442118; <https://doi.org/10.1073/pnas.2021442118>

64 - A. Mariotti\*, **P.-H. Blard**, J. Charreau, S. Toucanne, S. J. Jorry, S. Molliex - Nonlinear forcing of climate on mountain denudation during glaciations. *Nature Geoscience*, <https://doi.org/10.1038/s41561-020-00672-2> (2021).

63 - S.I. Cappelle, M. Moreau, R. Karmali, L. Iconaru, F. Baleanu, V. Kinnard, M. Paesmans, S. Rozenberg, M. Rubinstein, M. Surquin, **P.-H. Blard**, R. Chapurlat, J.-J. Body, P. Bergmann - Discriminating value of HR-pQCT for fractures in women with similar FRAX scores: a substudy of the FRISBEE cohort. *Bone*, **143**, 115613, <https://doi.org/10.1016/j.bone.2020.115613> (2021).

62 - C. Litty\*, J. Charreau, **P.-H. Blard**, R. Pik, S. Nomade - Spatial variability of Quaternary denudation rates across a volcanic ocean island (Santo Antao, Cape Verde) from cosmogenic <sup>3</sup>He. *Geomorphology*, **375**, 107557, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107557> (2021).

61 - S. Molliex\*, G. Jouet, **P.-H. Blard**, J. Moreau, J. Demartini, J. E. A. Storms, C. Vella, ASTER Team - Quaternary evolution of the Golo River alluvial plain (NE Corsica, France). *Quaternary Geochronology*, **61**, 101115, <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2020.101115> (2021).

## 2020

60 - J. Charreau, J. Lavé, C. France-Lanord, N. Puchol, **P.-H. Blard**, R. Pik, A. P. Gajurel, ASTER Team - A 6 Ma record of paleodenudation in the central Himalayas from in situ cosmogenic <sup>10</sup>Be in the Surai section. *Basin Research*, <https://doi.org/10.1111/bre.12511> (2020).

59 - A. Sartégou\*, **P.-H. Blard**, R. Braucher, D. L. Bourlès, P. Sorriaux, L. Zimmermann, A. Laffitte, B. Tibari, L. Leanni, V. Guillou, ASTER Team, A. Bourdet - Late Cenozoic evolution of the Ariège River valley (Pyrenees) constrained by cosmogenic  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  and  $^{10}\text{Be}/^{21}\text{Ne}$  dating of cave sediments. *Geomorphology*, **371**, 107441, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107441> (2020).

58 - L.C.P. Martin\*, **P.-H. Blard**, J. Lavé, V. Jomelli, J. Charreau, T. Condom, M. Lupker, ASTER Team - Antarctic-like temperature changes in the Tropical Andes recorded by glacier and paleolakes during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, **247**, 106542, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106542> (2020).

57 - D. Palacios, C.R. Stokes, F.M. Phillips, J.J. Clague, J. Alcalá-Reygosa, N. Andres, I. Angel, **P.-H. Blard**, J.P. Briner, B. L. Hall, D. Dahms, A. S. Hein, V. Jomelli, B. G. Mark, M.A. Martini, P. Moreno, J. Riedel, E. Sagredo, N. D. Stansell, L. Vazquez-Selem, M. Vuille, D.J. Ward - The deglaciation of the Americas during the Last Glacial Termination. *Earth-Science Reviews*, **203**, 103113, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103113> (2020).

56 - J. Blahút, I. Mitrovic-Woodell, I. Baroň, M. René, M. Rowberry, **P.-H. Blard**, F. Hartvich, J. Balek, S. Meletlidis - Volcanic edifice slip events recorded on the fault plane of the San Andrés Landslide, El Hierro, Canary Islands. *Tectonophysics*, **776**, 228317, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228317> (2020).

55 - J. Charreau, A. Sartégou, D. Saint-Carlier, J. Lavé, **P.-H. Blard**, S. Dominguez, S.L. Wang, G. Rao, ASTER Team - Late Miocene to Quaternary slip history across the Qiulitag anticline in the southern Tianshan piedmont. *Terra Nova*, **32**, 1, 89-96, <https://doi.org/10.1111/ter.12439> (2020).

## 2019

54 - A. Mariotti\*, **P.-H. Blard**, J. Charreau, C. Petit, S. Molliex, and Team ASTER. Denudation systematics inferred from in situ cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  concentrations in fine (50–100  $\mu\text{m}$ ) and medium (100–250  $\mu\text{m}$ ) sediments of the Var River basin, southern French Alps. *Earth Surf. Dynam.*, <https://doi.org/10.5194/esurf-2019-37> (2019).

53 - J. Charreau, **P.-H. Blard**, J. Zumaque, L.C.P. Martin, T. Delobel, L. Szafran. BASINGA: a cell-by-cell GIS toolbox for computing BASIN averse scaling factors, cosmogenic production rates and denudation rates. *Earth Surface Processes and Landforms*, <https://doi.org/10.1002/esp.4649>, (2019).

52 - **P.-H. Blard**, M. Lupker, M. Rousseau, J. Tesson. Two MATLAB programs for computing paleoelevations and burial ages from paired-cosmogenic nuclides. *MethodsX*, **6**, 1547-1556, <https://doi.org/10.1016/j.mex.2019.05.017> (2019).

51 - **P.-H. Blard**, M. Lupker, M. Rousseau - Paired-cosmogenic nuclides paleoaltimetry. *Earth and Planetary Science Letters*, **515**, 271-282, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.03.005> (2019).

50 - G. Balco, **P.-H. Blard**, D.L. Shuster, J.O.H. Stone, L. Zimmermann - Cosmogenic and nucleogenic  $^{21}\text{Ne}$  in quartz in a 28-meter sandstone core from the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Quaternary Geochronology*, **52**, 63-76, <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2019.02.006> (2019).

## 2018

49 - L.C.P. Martin\*, **P.-H. Blard**, J. Lavé, T. Condom, M. Premallion, V. Jomelli, D. Brunstein, M. Lupker, J. Charreau, V. Mariotti, B. Tibari, ASTER Team, E. Davy - Lake Tauca highstand (Heinrich Stadial 1a) driven by a southward shift of the Bolivian High. *Science Advances*, **4**, eaar2514, <https://doi.org/10.1126/sciadv.aar2514> (2018).

48 - J. Charreau, D. Saint-Carlier, J. Lavé, S. Dominguez, **P.-H. Blard**, J.-P. Avouac, N.D. Brown, L.C. Malatesta, W. Shengli, E.J. Rhodes - Late Pleistocene acceleration of deformation across the northern Tianshan piedmont (China) evidenced from the morpho-tectonic evolution of the Dushanzi anticline. *Tectonophysics*, **730**, 4, 132-140 (2018).

47 - L. Zimmermann, G. Avice, **P.-H. Blard**, B. Marty and P. G. Burnard - A new full-metal induction furnace for noble gas extraction. *Chemical Geology*, **480**, 86-92 (2018).

46 - A. Sartégou\*, D. L. Bourlès, **P.-H. Blard**, R. Braucher, B. Tibari, L. Zimmermann, L. Leanni, and ASTER Team - Deciphering landscape evolution with karstic networks: A Pyrenean case study. *Quaternary Geochronology*, **43**, 12-29 (2018).

45 - A. Marechal, J.-F. Ritz, M. Ferry, S. Mazzotti, **P.-H. Blard**, R. Braucher, D. Saint-Carlier - Active tectonics around the Yakutat indentor: New geomorphological constraints on the eastern Denali, Totschunda and Duke River Faults. *Earth and Planetary Science Letters*, **482**, 71-80 (2018).

44 - L.C. Malatesta, J.-P. Avouac, N. D. Brown, S.F.M. Breitenbach, J. Pan, M.-L. Chevalier, E. Rhodes, D. Saint-Carlier, W. Zhang, J. Charreau, J. Lavé, **P.-H. Blard** - Lag and mixing during sediment transfer across the Tian Shan piedmont caused by climate-driven aggradation-incision cycles. *Basin Research*, **30**, 4, 613-635 (2018).

## 2017

43 - J. Charreau, D. Saint-Carlier, S. Dominguez, J. Lavé, **P.-H. Blard**, J.-P. Avouac, M. Jolivet, Y. Chen, S. Wang, N. D. Brown, L. C. Malatesta, E. Rhodes and ASTER Team - Denudation outpaced by crustal thickening in the eastern Tianshan. *Earth and Planetary Science Letters*, **479**, 179–191 (2017).

42 - S. Zerathe, **P.-H. Blard**, R. Braucher, D.L. Bourlès, L. Audin, J. Carcaillet, F. Delgado, C. Benavente, ASTER Team. Toward the feldspar alternative for cosmogenic <sup>10</sup>Be applications. *Quaternary Geochronology*, **41**, 83-96 (2017).

41 - V. Jomelli, L.C.P. Martin, **P.-H. Blard**, V. Favier, M. Vuille, J.-L. Ceballos. Revisiting the andean tropical glacier behavior during the Antarctic cold reversal. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, <http://dx.doi.org/10.18172/cig.3201> (2017).

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

39 - N. Puchol\*, **P.-H. Blard**, R. Pik, B. Tibari, J. Lavé - Variability of magmatic and cosmogenic <sup>3</sup>He in Ethiopian river sands of detrital pyroxenes: Impact on denudation rate determinations. *Chemical Geology*, **448**, 13-25 (2017).

38 - N. Puchol\*, J. Charreau, **P.-H. Blard**, J. Lavé, S. Dominguez, R. Pik, D. Saint-Carlier, ASTER Team - Limited impact of Quaternary glaciations on denudation rates in central Asia. *GSA Bulletin*, doi: 10.1130/B31475.1 (2017).

## 2016

37 - **P.-H. Blard**, G. Leduc, N. Glasser - Climate science: The history of Greenland's ice. *Nature*, **540** (7632), 202-203 (2016).

**36** - S. Medynski\*, R. Pik, P. Burnard, S. Dumont, R. Grandin, A. Williams, **P.-H. Blard**, I. Schimmelpfennig, C. Vye-Brown, L. France, D. Ayelew, L. Benedetti, G. Yirgu - Magmatic cycles pace tectonic and morphological expression of rifting (Afar depression, Ethiopia). *Earth and Planetary Science Letters*, **446**, 77-88 (2016).

**35** - R. Delunel, **P.-H. Blard**, L.C.P. Martin, S. Nomade, F. Schlunegger - Long term low latitude and high elevation cosmogenic  $^3\text{He}$  production rate inferred from a 107 ka-old lava flow in Northern Chile; 22°S-3400 m a.s.l. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **184**, 71-87 (2016).

**34** - M. Protin\*, **P.-H. Blard**, Y. Marrocchi, F. Mathon - Irreversible adsorption of atmospheric helium on olivine: a lobster pot analogy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **179**, 76-88 (2016).

**33** - J-F. Ritz, A. Avagyan, M. Mkrtychyan, H. Nazari, **P.-H. Blard**, A. Karakhanian, H. Philip, S. Balescu, S. Mahan, S. Huot, P. Münch - Active tectonics within the NW and SE extensions of the Pampak-Sevan-Syunik fault: Implications for the present geodynamics of Armenia. *Quaternary International*, **395**, 61-78 (2016).

**32** - D. Saint-Carlier\*, J. Charreau, J. Lavé, **P.-H. Blard**, S. Dominguez, J.-P. Avouac, W. Shengli, ASTER Team - Major temporal variations in shortening rate absorbed along a large active fold of the southeastern Tianshan piedmont (China). *Earth and Planetary Science Letters*, **434**, 333–348 (2016).

**31** - J.M. Schaefer, G. Winckler, **P.-H. Blard**, G. Balco, D.L. Shuster, R. Friedrich, A.J.T. Jull, R. Wieler, C. Schluechter - Performance of CRONUS-P – a pyroxene reference material for helium isotope analysis. *Quaternary Geochronology*, **31**, 237-239 (2016).

## 2015

**30** - L. C. P. Martin\*, **P.-H. Blard**, J. Lavé, R. Braucher, M. Lupker, T. Condom, J. Charreau, V. Mariotti, ASTER Team, E. Davy - In situ cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  production rate in the High Tropical Andes. *Quaternary Geochronology*, **30**, 54-68 (2015).

**29** - B. Quesada, F. Sylvestre, F. Vimeux, J. Black, C. Paillès, C. Sonzogni, A. Alexandre, **P.-H. Blard**, A. Tonetto, J.-C. Mazur, H. Bruneton - Impact of Bolivian paleolake evaporation on the  $\delta^{18}\text{O}$  of the Andean glaciers during the last deglaciation (18.5–11.7 ka): diatom-inferred  $\delta^{18}\text{O}$  values and hydro-isotopic modeling. *Quaternary Science Reviews*, **120**, 93-106 (2015).

**28** - **P.-H. Blard**, G. Balco, P.G. Burnard, K.A. Farley, C.R. Fenton, R. Friedrich, A.J.T. Jull, S. Niedermann, R. Pik, J.M. Schaefer, E.M. Scott, D.L. Shuster, F.M. Stuart, M. Stute, B. Tibari, G. Winckler, L. Zimmermann - An inter-laboratory comparison of cosmogenic  $^3\text{He}$  and radiogenic  $^4\text{He}$  in the CRONUS-P pyroxene standard. *Quaternary Geochronology*, **26**, 11-19 (2015).

**27** - P. Vermeesch, G. Balco, **P.-H. Blard**, T.J. Dunai, F. Kober, S. Niedermann, D. L. Shuster, S. Strasky, F.M. Stuart, R. Wieler, L. Zimmermann - Interlaboratory comparison of cosmogenic  $^{21}\text{Ne}$  in quartz. *Quaternary Geochronology*, **26**, 20-28 (2015).

## 2014

**26** - V. Jomelli, V. Favier, M. Vuille, R. Braucher, L.C.P. Martin, **P.-H. Blard**, C. Colose, D. Brunstein, F. He, M. Khodri, D. L. Bourlès, L. Leanni, V. Rinterknecht, D. Grancher, B. Francou, J. L. Ceballos, H. Fonseca, Z. Liu, B. L. Otto-Bliesner - A major advance of tropical Andean glaciers during the Antarctic cold reversal. *Nature*, **513**, 224-228 (2014).

**25** - N. Puchol\*, J. Lavé, M. Lupker, F. Gallo, **P.-H. Blard**, C. France-Lanord, ASTER Team - Cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  size-dependent concentration in sediments of a landslide dominated Himalayan watershed. *Geomorphology*, **224**, 55-68 (2014).

**24** - **P.-H. Blard**, J. Lavé, K. Farley, L.C.P. Martin, V. Ramirez, B. Tibari, J. Charreau, N. Jimenez - Progressive glacial retreat in the Southern Altiplano (Uturuncu volcano, 22°S) between 55 and 13 ka constrained by cosmogenic  $^3\text{He}$  dating. *Quaternary Research*, **82**, 209-221 (2014).

**23** - A. Poujol\*, J.-F. Ritz, A. Tahayt, P. Vernant, M. Condomines, **P.-H. Blard**, J. Billant, L. Vacher, B. Tibari, L. Hni, A. Koulali-Idrissi - Active tectonics of the Northern Rif (Morocco) from geomorphic and geochronological data. *Journal of Geodynamics*, **77**, 70-88 (2014).

## 2013

**22** - **P.-H. Blard**, R. Braucher, J. Lavé, D. Bourlès - Cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  production rate calibrated against  $^3\text{He}$  in the high Tropical Andes (3800-4900 m, 20-22°S). *Earth and Planetary Science Letters*, **382**, 140-149 (2013).

**21** - **P.-H. Blard**, J. Lavé, F. Sylvestre, C. Placzek, C. Claude, V. Galy, T. Condom, B. Tibari - Cosmogenic  $^3\text{He}$  production rate in the high tropical Andes (3800 m, 20°S): implications for the local last glacial maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, **377-378**, 260-275 (2013).

**20** - S. Medynski\*, A. Williams, R. Pik, P.G. Burnard, C. Vye-Brown, D. Ferguson, **P.-H. Blard**, G. Yirgu, J. Ibrahim Seid, D. Ayalew, A. Calvert - Controls on magmatic cycles and development of rift topography of the Manda Hararo segment (Afar, Ethiopia): insights from cosmogenic  $^3\text{He}$  investigation of landscape evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, **367**, 133-145 (2013).

## 2012

**19** - J. Mabry, P. Burnard, **P.-H. Blard** and L. Zimmermann - Mapping changes in helium sensitivity and peak shape for varying parameters of a Nier-type noble gas ion source. *J. Anal. At. Spectrom.*, **27**, 1012-1017 (2012).

**18** - M. Lupker\*, **P.-H. Blard**, J. Lavé, C. France-Lanord, L. Leanni, N. Puchol, J. Charreau, D. Bourlès -  $^{10}\text{Be}$ -derived Himalayan denudation rates and sediment budgets in the Ganga basin. *Earth and Planetary Science Letters*, **333**, 146-156 (2012).

**17** - L. Zimmermann, **P.-H. Blard**, P. Burnard, S. Medynski, R. Pik, N. Puchol - A new single vacuum furnace design for cosmogenic  $^3\text{He}$  dating. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **36**, 121-129 (2012).

## 2011

**16** - **P.-H. Blard**, P. Wagon, J. Lavé, A. Soruco, J.-E. Sicart, B. Francou - Degree-day melt models for paleoclimate reconstruction from tropical glaciers: calibration from mass balance and meteorological data of the Zongo glacier (Bolivia, 16°S). *Climate of the Past - Discussions*, **7**, 2119-2158 (2011).

**15** - **P.-H. Blard**, F. Sylvestre, A. Tripathi, C. Claude, C. Causse, F. Vimeux, A. Coudrain, T. Condom, C. Moreau, J.-P. Dumoulin, J. Lavé - Lake highstands on the Altiplano (Tropical Andes) contemporaneous with Heinrich 1 and the Younger Dryas: new insights from  $^{14}\text{C}$ , U-Th dating and  $\delta^{18}\text{O}$  of carbonates. *Quaternary Science Reviews*, **30**, 3973-3989 (2011).

**14** - V. Jomelli, M. Khodri, V. Favier, D. Brunstein, M.-P. Ledru, P. Wagon, **P.-H. Blard**, J.-E. Sicart, R. Braucher, D. Grancher, D. Bourlès, P. Braconnot, M. Vuille - Irregular tropical glacier retreat over the Holocene epoch driven by progressive warming. *Nature*, **474**, 196-199 (2011).

**13** - I. Schimmelpfennig, L. Benedetti, V. Garreta, R. Pik, **P.-H. Blard**, P.G. Burnard, D. Bourlès, R. Finkel, K. Ammond, T. Dunai – Calibration of cosmogenic  $^{36}\text{Cl}$  production rates by spallation of Ca and K on in lava flows samples from Mt. Etna (38°N, Italy) and Payun Matru (36°S, Argentina). *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **75**, 2611-2632 (2011).

**12** - J. Charreau<sup>#</sup>, **P.-H. Blard**<sup>#</sup>, N. Puchol, J.-P. Avouac, E. Lallier-Vergès, D. Bourlès, R. Braucher, A. Gallaud, R. Finkel, M. Jolivet, Y. Chen and P. Roy - Paleo-erosion rates in Central Asia since 9 Ma: a transient increase at the onset of Quaternary glaciations? *Earth and Planetary Science Letters*, **304**, 85-92 (2011). # Indicates equal contribution.  
**2009**

**11** - **P.-H. Blard**, J. Lavé, K.A. Farley, M. Fornari, N. Jimenez, V. Ramirez – Late local glacial maximum in the Central Altiplano triggered by cold and locally-wet conditions during the paleolake Tauca episode (17-15 ka, Heinrich 1). *Quaternary Science Reviews*, **28**, 3414-3427 (2009).

**10** - I. Schimmelpfennig, L. Benedetti, R. Finkel, R. Pik, **P.-H. Blard**, D. Bourles, P.G. Burnard, A. Williams - Sources of in-situ  $^{36}\text{Cl}$  in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. *Quaternary Geochronology*, **4**, 441-461 (2009).

## **2008**

**9** - **P.-H. Blard** and K.A. Farley – The influence of radiogenic  $^4\text{He}$  on cosmogenic  $^3\text{He}$  determinations in volcanic olivine and pyroxene. *Earth and Planetary Science Letters*, **276**, 20-29 (2008).

**8** - **P.-H. Blard**, N. Puchol and K.A. Farley – Constraints on the loss of matrix-sited helium during vacuum crushing of mafic phenocrysts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**, 3788-3803 (2008).

**7** - **P.-H. Blard** and R. Pik – An alternative isochron method for measuring cosmogenic  $^3\text{He}$  in lava flows. *Chemical Geology*, **251**, 20-32 (2008).

**6** - **P.-H. Blard**, D. Bourlès, R. Pik and J. Lavé – In situ cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  in olivines and pyroxenes. *Quaternary Geochronology*, **3**, 196-205 (2008).

## **2007**

**5** - **P.-H. Blard**, J. Lavé, R. Pik, P. Wagnon and D. Bourlès – Persistence of full glacial conditions in the central Pacific until 15,000 years ago. *Nature*, **449**, 591-594 (2007).

## **2006**

**4** - **P.-H. Blard**, D. Bourlès, J. Lavé and R. Pik – Applications of ancient cosmic-ray exposures: theory, techniques and limitations. *Quaternary Geochronology*, **1**, 59-73 (2006).

**3** - **P.-H. Blard**, R. Pik, J. Lavé, D. Bourlès, P.G. Burnard, R. Yokochi, B. Marty and F. Trusdell – Cosmogenic  $^3\text{He}$  production rates revisited from evidences of grain size dependent release of matrix sited helium. *Earth and Planetary Science Letters*, **247**, 222-234 (2006).

**2** - R. Braucher, **P.-H. Blard**, L. Benedetti, and D.L. Bourlès – Extending  $^{10}\text{Be}$  applications to carbonate-rich and mafic environments, in L. Siame, D.L. Bourlès and E.T. Brown, eds., Application of cosmogenic nuclides to the study of Earth surface processes: The practice and the potential: *Geological Society of America Special Paper* **415**, 17-28, doi: 10.1130/2006.2415(02) (2006).

2005

1 - **P.-H. Blard**, J. Lavé, R. Pik, X. Quidelleur, D. Bourlès and G. Kieffer – Fossil cosmogenic  $^3\text{He}$  record from K-Ar dated basaltic flows of Mount Etna volcano (Sicily, 38°N): Evaluation of a new paleoaltimeter. *Earth and Planetary Science Letters*, **236**, 613-631 (2005).

<b>CHAPITRES DE LIVRES - PUBLICATIONS DE RANG B</b>
---

M.K. Mkrtychyan, J.-F. Ritz, A.V. Avagyan, H. Nazari, A.S. Karakhanian, **P.-H. Blard**, M.P. Martirosyan - New paleoseismological insights along the South Eastern part of the Pambak-Sevan-Sunik active fault. National Academy of Sciences of RA Electronic Journal of Natural Sciences, **2**, 23 (2014).

**P.-H. Blard**, P. Wagnon, A. Rabatel - Les fluctuations des glaciers de montagne, archives des paléoclimats continentaux, in, C. Jeandel et R. Mosseri (eds), "Le climat à découvert, outils et méthodes en recherche climatique", CNRS Editions, Paris (2011).

N. Puchol, **P.-H. Blard**, J. Charreau, R. Pik - Les nucléides cosmogéniques : traceurs à haute résolution des taux d'érosion au cours du temps. *Géochronique* (2011).

## Références

- Amidon, William H., Kenneth A. Farley, Douglas W. Burbank, and Beth Pratt-Sitaula. 2008. "Anomalous Cosmogenic  $^3\text{He}$  Production and Elevation Scaling in the High Himalaya." *Earth and Planetary Science Letters* 265 (1–2): 287–301. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.10.022>.
- Andrews, J. N., and R. L. F. Kay. 1982. "Natural Production of Tritium in Permeable Rocks." *Nature* 298 (5872): 361–63. <https://doi.org/10.1038/298361a0>.
- Argento, David C., John O. Stone, Robert C. Reedy, and Keran O'Brien. 2015. "Physics-Based Modeling of Cosmogenic Nuclides Part II – Key Aspects of in-Situ Cosmogenic Nuclide Production." *Quaternary Geochronology* 26 (February): 44–55. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2014.09.005>.
- Augustin, Laurent, Carlo Barbante, Piers R F Barnes, Jean Marc Barnola, Matthias Bigler, Emiliano Castellano, Olivier Cattani, et al. 2004. "Eight Glacial Cycles from an Antarctic Ice Core." *Nature* 429 (6992): 623–28.
- Balco, Greg. 2011. "Contributions and Unrealized Potential Contributions of Cosmogenic-Nuclide Exposure Dating to Glacier Chronology, 1990–2010." *Quaternary Science Reviews* 30 (1–2): 3–27. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.11.003>.
- . 2017. "Production Rate Calculations for Cosmic-Ray-Muon-Produced  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  Benchmarked against Geological Calibration Data." *Quaternary Geochronology* 39 (April): 150–73. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.02.001>.
- Balco, Greg, Pierre-Henri Blard, David L. Shuster, John O.H. Stone, and Laurent Zimmermann. 2019. "Cosmogenic and Nucleogenic  $^{21}\text{Ne}$  in Quartz in a 28-Meter Sandstone Core from the McMurdo Dry Valleys, Antarctica." *Quaternary Geochronology* 52 (June): 63–76. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2019.02.006>.
- Balco, Greg, John O. Stone, Nathaniel A. Lifton, and Tibor J. Dunai. 2008. "A Complete and Easily Accessible Means of Calculating Surface Exposure Ages or Erosion Rates from  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  Measurements." *Quaternary Geochronology* 3 (3): 174–95. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.12.001>.
- Bartlein, P. J., S. P. Harrison, S. Brewer, S. Connor, B. A. S. Davis, K. Gajewski, J. Guiot, et al. 2011. "Pollen-Based Continental Climate Reconstructions at 6 and 21 Ka: A Global Synthesis." *Climate Dynamics* 37 (3–4): 775–802. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0904-1>.
- Beaumont, C, H Kooi, and S Willett. 2000. "Coupled Tectonic-Surface Process Models with Applications to Rifted Margins and Collisional Orogens." In *Geomorphology and Global Tectonics*, Summerfield M. Wiley.
- Bender, Michael L., Edward Burgess, Richard B. Alley, Bruce Barnett, and Gary D. Clow. 2010. "On the Nature of the Dirty Ice at the Bottom of the GISP2 Ice Core." *Earth and Planetary Science Letters* 299 (3–4): 466–73. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.033>.
- Bierman, Paul, and Eric J. Steig. 1996. "Estimating Rates of Denudation Using Cosmogenic Isotope Abundances in Sediment." *Earth Surface Processes and Landforms* 21 (2): 125–39. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199602\)21:2<125::AID-ESP511>3.0.CO;2-8](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199602)21:2<125::AID-ESP511>3.0.CO;2-8).
- Blanckenburg, Friedhelm von. 2005. "The Control Mechanisms of Erosion and Weathering at Basin Scale from Cosmogenic Nuclides in River Sediment." *Earth and Planetary Science Letters* 237 (3–4): 462–79. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.030>.
- Blard, P. H., J. Lavé, K. A. Farley, M. Fornari, N. Jiménez, and V. Ramirez. 2009. "Late Local Glacial Maximum in the Central Altiplano Triggered by Cold and Locally-Wet Conditions during the Paleolake Tauca Episode (17–15 Ka, Heinrich 1)." *Quaternary Science Reviews* 28 (27–28): 3414–27. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.09.025>.
- Blard, P.-H., D. Bourlès, J. Lavé, and R. Pik. 2006. "Applications of Ancient Cosmic-Ray Exposures: Theory, Techniques and Limitations." *Quaternary Geochronology* 1 (1): 59–73. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.06.003>.
- Blard, P.-H., D Bourles, R Pik, and J Lave. 2008. "In Situ Cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  in Olivines and Pyroxenes." *Quaternary Geochronology* 3 (3): 196–205. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.11.006>.
- Blard, P.-H., R. Braucher, J. Lavé, and D. Bourlès. 2013. "Cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  Production Rate Calibrated against  $^3\text{He}$  in the High Tropical Andes (3800–4900 m, 20–22° S)." *Earth and Planetary Science Letters* 382 (November): 140–49. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.010>.
- Blard, P.-H., and K Farley. 2008. "The Influence of Radiogenic  $^4\text{He}$  on Cosmogenic  $^3\text{He}$  Determinations in Volcanic Olivine and Pyroxene." *Earth and Planetary Science Letters* 276 (1–2): 20–29. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.003>.
- Blard, P.-H., J. Lave, R. Pik, X. Quidelleur, D.L. Bourles, and G. Kieffer. 2005. "Fossil Cosmogenic  $^3\text{He}$  Record from K–Ar Dated Basaltic Flows of Mount Etna Volcano (Sicily, 38°N): Evaluation of a New Paleoaltimeter." *Earth and Planetary Science Letters* 236 (3–4): 613–31. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.05.028>.
- Blard, P.-H., J. Lavé, R. Pik, P. Wagnon, and D. Bourlès. 2007. "Persistence of Full Glacial Conditions in the Central Pacific until 15,000 Years Ago." *Nature* 449 (7162): 591–94. <https://doi.org/10.1038/nature06142>.
- Blard, PH, J Lavé, F Sylvestre, CJ Placzek, C Claude, V Galy, T Condom, and B Tibari. 2013. "Cosmogenic  $^3\text{He}$  Production Rate in the High Tropical Andes (3800 m, 20 S): Implications for the Local Last Glacial Maximum." *Earth and Planetary Science Letters* 377: 260–75.
- Blard, P.-H., M. Lupker, and M. Rousseau. 2019. "Paired-Cosmogenic Nuclide Paleoaltimetry." *Earth and Planetary Science Letters* 515 (June): 271–82. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.03.005>.
- Blard, P.-H., Maarten Lupker, Moïse Rousseau, and Jim Tesson. 2019. "Two MATLAB Programs for Computing Paleo-Elevations and Burial Ages from Paired-Cosmogenic Nuclides." *MethodsX* 6: 1547–56. <https://doi.org/10.1016/j.mex.2019.05.017>.
- Blard, P.-H., and R. Pik. 2008. "An Alternative Isochron Method for Measuring Cosmogenic  $^3\text{He}$  in Lava Flows." *Chemical Geology* 251 (1–4): 20–32. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.02.004>.
- Blard, P.-H., R. Pik, J. Lave, D. Bourles, P.G. Burnard, R. Yokochi, B. Marty, and F. Trusdell. 2006. "Cosmogenic  $^3\text{He}$

- Production Rates Revisited from Evidences of Grain Size Dependent Release of Matrix-Sited Helium.” *Earth and Planetary Science Letters* 247 (3–4): 222–34. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.012>.
- Blard, P.-H., N. Puchol, and K.A. Farley. 2008. “Constraints on the Loss of Matrix-Sited Helium during Vacuum Crushing of Mafic Phenocrysts.” *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72 (15): 3788–3803. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.05.044>.
- Blard, P.-H., F. Sylvestre, A. K. Tripathi, C. Claude, C. Causse, A. Coudrain, T. Condom, et al. 2011. “Lake Highstands on the Altiplano (Tropical Andes) Contemporaneous with Heinrich 1 and the Younger Dryas: New Insights from C-14, U-Th Dating and Delta O-18 of Carbonates.” *Quaternary Science Reviews* 30 (27–28): 3973–89. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.11.001>.
- Blard, Pierre-Henri, Jérôme Lave, Kenneth A. Farley, Victor Ramirez, Nestor Jimenez, Léo C P Martin, Julien Charreau, Bouchaïb Tibari, and Michel Fornari. 2014. “Progressive Glacial Retreat in the Southern Altiplano (Uturuncu Volcano, 22°S) between 65 and 14ka Constrained by Cosmogenic <sup>3</sup>He Dating.” *Quaternary Research (United States)* 82 (1): 209–21. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.02.002>.
- Blard, Pierre-Henri, Guillaume Leduc, and Neil Glasser. 2016. “The History of Greenland’s Ice.” *Nature* 540 (7632): 202–3. <https://doi.org/10.1038/540202a>.
- Bonneau, Lucile, Stéphan J. Jorry, Samuel Toucanne, Ricardo Silva Jacinto, and Laurent Emmanuel. 2014. “Millennial-Scale Response of a Western Mediterranean River to Late Quaternary Climate Changes: A View from the Deep Sea.” *The Journal of Geology* 122 (6): 687–703. <https://doi.org/10.1086/677844>.
- Bonneau, Lucile, Samuel Toucanne, Germain Bayon, Stéphan J. Jorry, Laurent Emmanuel, and Ricardo Silva Jacinto. 2017. “Glacial Erosion Dynamics in a Small Mountainous Watershed (Southern French Alps): A Source-to-Sink Approach.” *Earth and Planetary Science Letters* 458 (January): 366–79. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.11.004>.
- Borchers, Brian, Shasta Marrero, Greg Balco, Marc Caffee, Brent Goehring, Nathaniel Lifton, Kunihiko Nishiizumi, Fred Phillips, Joerg Schaefer, and John Stone. 2016. “Geological Calibration of Spallation Production Rates in the CRONUS-Earth Project.” *Quaternary Geochronology* 31: 188–98. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.01.009>.
- Bothe, W., and W. Kolhörster. 1929. “Das Wesen Des H<sup>+</sup> ohenstrahlung (The Nature of the Cosmic Radiation).” *Zeit. Phys.* 56: 751–77.
- Bradley, R. S. 2006. “CLIMATE CHANGE: Threats to Water Supplies in the Tropical Andes.” *Science* 312 (5781): 1755–56. <https://doi.org/10.1126/science.1128087>.
- Braucher, R., D. Bourlès, S. Merchel, J. Vidal Romani, D. Fernandez-Mosquera, K. Marti, L. Léanni, et al. 2013. “Determination of Muon Attenuation Lengths in Depth Profiles from in Situ Produced Cosmogenic Nuclides.” *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 294: 484–90. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2012.05.023>.
- Braucher, R., E. T. Brown, D. L. Bourlès, and F. Colin. 2003. “In Situ Produced <sup>10</sup>Be Measurements at Great Depths: Implications for Production Rates by Fast Muons.” *Earth and Planetary Science Letters* 211 (3–4): 251–58. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00205-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00205-X).
- Braucher, R., S. Merchel, J. Borgomano, and D. L. Bourlès. 2011. “Production of Cosmogenic Radionuclides at Great Depth: A Multi Element Approach.” *Earth and Planetary Science Letters* 309 (1–2): 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.036>.
- Broecker, W. S., and A. E. Putnam. 2013. “Hydrologic Impacts of Past Shifts of Earth’s Thermal Equator Offer Insight into Those to Be Produced by Fossil Fuel CO<sub>2</sub>.” *Proceedings of the National Academy of Sciences* 110 (42): 16710–15. <https://doi.org/10.1073/pnas.1301855110>.
- Broecker, Wally. 2018. “CO<sub>2</sub>: Earth’s Climate Driver.” *Geochemical Perspectives*, October, 117–96. <https://doi.org/10.7185/geochempersp.7.2>.
- Bromley, Gordon R.M., Gisela Winckler, Joerg M. Schaefer, Michael R. Kaplan, Kathy J. Licht, and Brenda L. Hall. 2014. “Pyroxene Separation by HF Leaching and Its Impact on Helium Surface-Exposure Dating.” *Quaternary Geochronology* 23 (October): 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2014.04.003>.
- Brown, E. T., J. M. Edmond, G. M. Raisbeck, F. Yiou, M. D. Kurz, and E. J. Brook. 1991. “Examination of Surface Exposure Ages of Antarctic Moraines Using in Situ Produced <sup>10</sup>Be and <sup>26</sup>Al.” *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55 (8): 2269–83.
- Brown, E. T., R. F. Stallard, M. C. Larsen, G. M. Raisbeck, and F. Yiou. 1995. “Denudation Rates Determined from the Accumulation of in Situ Produced <sup>10</sup>Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto-Rico.” *Earth and Planetary Science Letters* 129 (1–4): 193–202.
- Carlson, Per, and Alessandro De Angelis. 2011. “Nationalism and Internationalism in Science: The Case of the Discovery of Cosmic Rays.” *The European Physical Journal H* 35 (4): 309–29. <https://doi.org/10.1140/epjh/e2011-10033-6>.
- Charreau, J., P.-H. Blard, N. Puchol, J.-P. Avouac, E. Lallier-Vergès, D. Bourlès, R. Braucher, et al. 2011. “Paleo-Erosion Rates in Central Asia since 9Ma: A Transient Increase at the Onset of Quaternary Glaciations?” *Earth and Planetary Science Letters* 304 (1–2): 85–92. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.01.018>.
- Charreau, Julien, Pierre-Henri Blard, Jéna Zumaque, Léo C.P. Martin, Tony Delobel, and Lucas Szafran. 2019. “Basinga: A Cell-by-cell GIS Toolbox for Computing Basin Average Scaling Factors, Cosmogenic Production Rates and Denudation Rates.” *Earth Surface Processes and Landforms* 44 (12): 2349–65. <https://doi.org/10.1002/esp.4649>.
- Charreau, Julien, Jérôme Lavé, Christian France-Lanord, Nicolas Puchol, Pierre-Henri Blard, Raphaël Pik, Ananta Prasad Gajurel, and ASTER Team. 2020. “A 6 Ma Record of Palaeodenudation in the Central Himalayas from in Situ Cosmogenic <sup>10</sup>Be in the Surai Section.” *Basin Research*, October. <https://doi.org/10.1111/bre.12511>.
- Cheng, Hai, R. Lawrence Edwards, Ashish Sinha, Christoph Spötl, Liang Yi, Shitao Chen, Megan Kelly, et al. 2016. “The Asian Monsoon over the Past 640,000 Years and Ice Age Terminations.” *Nature* 534 (7609): 640–46. <https://doi.org/10.1038/nature18591>.
- Chiang, John C.H., Shih Yu Lee, Aaron E. Putnam, and Xianfeng Wang. 2014. “South Pacific Split Jet, ITCZ Shifts, and

- Atmospheric North-South Linkages during Abrupt Climate Changes of the Last Glacial Period.” *Earth and Planetary Science Letters* 406: 233–46. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.09.012>.
- Clapp, Erik M, Paul R Bierman, and Marc Caffee. 2002. “Using  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  to Determine Sediment Generation Rates and Identify Sediment Source Areas in an Arid Region Drainage Basin.” *Geomorphology* 45 (1–2): 89–104. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00191-X](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00191-X).
- Clark, Peter U, Arthur S Dyke, Jeremy D Shakun, Anders E Carlson, Jorie Clark, Barbara Wohlfarth, Jerry X Mitrovica, Steven W Hostetler, and A Marshall McCabe. 2009. “The Last Glacial Maximum” 710. <https://doi.org/10.1126/science.1172873>.
- Clay, J. 1927. “Penetrating Radiation.” *Acad. Amsterdam Proc.* 30: 1115–27.
- Codilean, Alexandru T, Henry Munack, Timothy J Cohen, Wanchese M Saktura, Andrew Gray, and Simon M Mudd. 2018. “OCTOPUS: An Open Cosmogenic Isotope and Luminescence Database,” 17.
- Compton, A.H. 1932. “Progress of Cosmic-Rays Survey.” *Phys. Rev.* 41: 681–82.
- Condom, Thomas, Anne Coudrain, Jean Emmanuel Sicart, and Sylvain Théry. 2007. “Computation of the Space and Time Evolution of Equilibrium-Line Altitudes on Andean Glaciers ( $10^{\circ}\text{N}$ – $55^{\circ}\text{S}$ ).” *Global and Planetary Change* 59 (1–4): 189–202. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.021>.
- Cruz, Francisco W., Mathias Vuille, Stephen J. Burns, Xianfeng Wang, Hai Cheng, Martin Werner, R. Lawrence Edwards, Ivo Karmann, Augusto S. Auler, and Hanh Nguyen. 2009. “Orbitally Driven East–West Antiphasing of South American Precipitation.” *Nature Geoscience* 2 (3): 210–14. <https://doi.org/10.1038/ngeo444>.
- Davis, R.J., and O.A. Schaeffer. 1955. “Chlorine-36 in Nature.” *Annals New York Academy of Science* 62: 105–22.
- Delunel, Romain, Pierre-Henri Blard, Léo C.P. Martin, Sébastien Nomade, and Fritz Schlunegger. 2016. “Long Term Low Latitude and High Elevation Cosmogenic  $^3\text{He}$  Production Rate Inferred from a 107ka-Old Lava Flow in Northern Chile;  $22^{\circ}\text{S}$ – $3400\text{m.a.s.l.}$ ” *Geochimica et Cosmochimica Acta* 184: 71–87. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.04.023>.
- Delunel, Romain, Didier L. Bourlès, Peter A. van der Beek, Fritz Schlunegger, Ingo Leya, Jozef Masarik, and Emmanuel Paquet. 2014. “Snow Shielding Factors for Cosmogenic Nuclide Dating Inferred from Long-Term Neutron Detector Monitoring.” *Quaternary Geochronology* 24 (December): 16–26. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2014.07.003>.
- Denton, G H, R F Anderson, J R Toggweiler, R L Edwards, J M Schaefer, and A E Putnam. 2010. “The Last Glacial Termination” 328 (June): 1652–57.
- Desilets, D, M Zreda, and T Prabu. 2006. “Extended Scaling Factors for in Situ Cosmogenic Nuclides: New Measurements at Low Latitude.” *Earth and Planetary Science Letters* 246 (3–4): 265–76. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.051>.
- Dorman, L. I., J. F. Valdés-Galicia, and I. V. Dorman. 1999. “Numerical Simulation and Analytical Description of Solar Neutron Transport in the Earth’s Atmosphere.” *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 104 (A10): 22417–26. <https://doi.org/10.1029/1999JA900182>.
- Dunai, Tibor J. 2000. “Scaling Factors for Production Rates of in Situ Produced Cosmogenic Nuclides: A Critical Reevaluation.” *Earth and Planetary Science Letters* 176 (1): 157–69. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00310-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00310-6).
- . 2010. *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511804519>.
- Dunai, Tibor J., Gabriel A. González López, and Joaquim Juez-Larré. 2005. “Oligocene–Miocene Age of Aridity in the Atacama Desert Revealed by Exposure Dating of Erosion-Sensitive Landforms.” *Geology* 33 (4): 321. <https://doi.org/10.1130/G21184.1>.
- Dunai, Tibor J., Finlay M. Stuart, Raphaël Pik, Pete Burnard, and Eric Gayer. 2007. “Production of  $^3\text{He}$  in Crustal Rocks by Cosmogenic Thermal Neutrons.” *Earth and Planetary Science Letters* 258 (1–2): 228–36. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.031>.
- Dunai, T.J., S.A. Binnie, A.S. Hein, and S.M. Paling. 2014. “The Effects of a Hydrogen-Rich Ground Cover on Cosmogenic Thermal Neutrons: Implications for Exposure Dating.” *Quaternary Geochronology* 22 (August): 183–91. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2013.01.001>.
- Dutton, A., A. E. Carlson, A. J. Long, G. A. Milne, P. U. Clark, R. DeConto, B. P. Horton, S. Rahmstorf, and M. E. Raymo. 2015. “Sea-Level Rise Due to Polar Ice-Sheet Mass Loss during Past Warm Periods.” *Science* 349 (6244): aaa4019–aaa4019. <https://doi.org/10.1126/science.aaa4019>.
- Farley, Kenneth A., David Vokrouhlický, William F. Bottke, and David Nesvorný. 2006. “A Late Miocene Dust Shower from the Break-up of an Asteroid in the Main Belt.” *Nature* 439 (7074): 295–97. <https://doi.org/10.1038/nature04391>.
- Farrera, I., S. P. Harrison, I. C. Prentice, G. Ramstein, J. Guiot, P. J. Bartlein, R. Bonnefille, et al. 1999. “Tropical Climates at the Last Glacial Maximum: A New Synthesis of Terrestrial Palaeoclimate Data. I. Vegetation, Lake-Levels and Geochemistry.” *Climate Dynamics* 15 (11): 823–56. <https://doi.org/10.1007/s003820050317>.
- Fasullo, John T., and Kevin E. Trenberth. 2008. “The Annual Cycle of the Energy Budget. Part II: Meridional Structures and Poleward Transports.” *Journal of Climate* 21 (10): 2313–25. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1936.1>.
- Fernandez, Rodrigo A., John B. Anderson, Julia S. Wellner, Rebecca L. Minzoni, Bernard Hallet, and R. Tyler Smith. 2016. “Latitudinal Variation in Glacial Erosion Rates from Patagonia and the Antarctic Peninsula ( $46^{\circ}\text{S}$ – $65^{\circ}\text{S}$ ).” *Geological Society of America Bulletin* 128 (5–6): 1000–1023. <https://doi.org/10.1130/B31321.1>.
- Ferrier, K. L., J. T. Perron, S. Mukhopadhyay, M. Rosener, J. D. Stock, K. L. Huppert, and M. Slosberg. 2013. “Covariation of Climate and Long-Term Erosion Rates across a Steep Rainfall Gradient on the Hawaiian Island of Kaua’i.” *Geological Society of America Bulletin* 125 (7–8): 1146–63. <https://doi.org/10.1130/B30726.1>.
- Friedrich, Tobias, Axel Timmermann, Michelle Tigchelaar, Oliver Elison Timm, and Andrey Ganopolski. 2016. “Nonlinear Climate Sensitivity and Its Implications for Future Greenhouse Warming.” *Science Advances* 2 (11): e1501923. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1501923>.
- Friedrich, Tobias, Axel Timmermann, Michelle Tigchelaar, Oliver Elison Timm, and Andrey Ganopolski. 2016. “Nonlinear Climate Sensitivity and Its Implications for Future Greenhouse Warming.” *Science Advances* 2 (November):

e1501923.

- Garreaud, René, Mathias Vuille, and Amy C. Clement. 2003. "The Climate of the Altiplano: Observed Current Conditions and Mechanisms of Past Changes." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194 (1–3): 5–22. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00269-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00269-4).
- Gayer, E., R. Pik, J. Lavé, C. France-Lanord, D. Bourlès, and B. Marty. 2004. "Cosmogenic  $^3\text{He}$  in Himalayan Garnets Indicating an Altitude Dependence of the  $^3\text{He}/^{10}\text{Be}$  Production Ratio." *Earth and Planetary Science Letters* 229 (1–2): 91–104. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.10.009>.
- Goldhagen, P., M. Reginatto, T. Kniss, J.W. Wilson, R.C. Singleterry, I.W. Jones, and W. Van Steveninck. 2002. "Measurement of the Energy Spectrum of Cosmic-Ray Induced Neutrons Aboard an ER-2 High-Altitude Airplane." *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment* 476 (1–2): 42–51. [https://doi.org/10.1016/S0168-9002\(01\)01386-9](https://doi.org/10.1016/S0168-9002(01)01386-9).
- Gosse, John C., and Fred M. Phillips. 2001. "Terrestrial in Situ Cosmogenic Nuclides: Theory and Application." *Quaternary Science Reviews* 20 (14): 1475–1560. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00171-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00171-2).
- Granger, D. E., and M. Schaller. 2014. "Cosmogenic Nuclides and Erosion at the Watershed Scale." *Elements* 10 (5): 369–73. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.5.369>.
- Harper, Joel T., and Neil F. Humphrey. 2003. "High Altitude Himalayan Climate Inferred from Glacial Ice Flux: HIGH ALTITUDE HIMALAYAN CLIMATE." *Geophysical Research Letters* 30 (14). <https://doi.org/10.1029/2003GL017329>.
- Hein, Andrew S., Nicholas R.J. Hulton, Tibor J. Dunai, David E. Sugden, Michael R. Kaplan, and Sheng Xu. 2010. "The Chronology of the Last Glacial Maximum and Deglacial Events in Central Argentine Patagonia." *Quaternary Science Reviews* 29 (9–10): 1212–27. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.01.020>.
- Heisinger, B., D. Lal, A.J.T. Jull, P. Kubik, S. Ivy-Ochs, K. Knie, and E. Nolte. 2002. "Production of Selected Cosmogenic Radionuclides by Muons: 2. Capture of Negative Muons." *Earth and Planetary Science Letters* 200: 357–69.
- Heisinger, B., D. Lal, A.J.T. Jull, P. Kubik, S. Ivy-Ochs, S. Neumaier, K. Knie, V. Lazarev, and E. Nolte. 2002. "Production of Selected Cosmogenic Radionuclides by Muons; 1. Fast Muons." *Earth and Planetary Science Letters* 200: 345–55.
- Herman, F., O. Beyssac, M. Brughelli, S. N. Lane, S. Leprince, T. Adatte, J. Y. Y. Lin, J.-P. Avouac, and S. C. Cox. 2015. "Erosion by an Alpine Glacier." *Science* 350 (6257): 193–95. <https://doi.org/10.1126/science.aab2386>.
- Herman, Frédéric, and Jean Daniel Champagnac. 2016. "Plio-Pleistocene Increase of Erosion Rates in Mountain Belts in Response to Climate Change." *Terra Nova* 28 (1): 2–10. <https://doi.org/10.1111/ter.12186>.
- Herman, Frédéric, Diane Seward, Pierre G. Valla, Andrew Carter, Barry Kohn, Sean D. Willett, and Todd A. Ehlers. 2013. "Worldwide Acceleration of Mountain Erosion under a Cooling Climate." *Nature* 504 (7480): 423–26. <https://doi.org/10.1038/nature12877>.
- Hess, V.F. 1912. "Observations of Penetrating Radiation during Seven Free Balloon Flights." *Phys. Zeit.* 13: 1084–91.
- Heyman, Jakob, Patrick J. Applegate, Robin Blomdin, Natacha Gribenski, Jonathan M. Harbor, and Arjen P. Stroeven. 2016. "Boulder Height – Exposure Age Relationships from a Global Glacial  $^{10}\text{Be}$  Compilation." *Quaternary Geochronology* 34 (August): 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.03.002>.
- Hilton, D.R., K. Hammerschmidt, S. Teufel, and H. Friedrichsen. 1993. "Helium Isotope Characteristics of Andean Geothermal Fluids and Lavas." *Earth and Planetary Science Letters* 120 (3–4): 265–82. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90244-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90244-4).
- Hock, Regine. 2003. "Temperature Index Melt Modelling in Mountain Areas." *Journal of Hydrology* 282 (1–4): 104–15. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00257-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00257-9).
- Hughes, Philip D., Philip L. Gibbard, and Jürgen Ehlers. 2013. "Timing of Glaciation during the Last Glacial Cycle: Evaluating the Concept of a Global 'Last Glacial Maximum' (LGM)." *Earth-Science Reviews* 125 (October): 171–98. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.07.003>.
- Huss, Matthias, and Regine Hock. 2018. "Global-Scale Hydrological Response to Future Glacier Mass Loss." *Nature Climate Change* 8 (2): 135–40. <https://doi.org/10.1038/s41558-017-0049-x>.
- Huybrechts, Philippe. 2002. "Sea-Level Changes at the LGM from Ice-Dynamic Reconstructions of the Greenland and Antarctic Ice Sheets during the Glacial Cycles." *Quaternary Science Reviews* 21 (1–3): 203–31. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00082-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00082-8).
- IPCC. 2014. "IPCC AR5 Information from Paleoclimate Archives."
- . 2018. "IPCC Special Report: Global Warming of 1.5°C Summary." <https://www.ipcc.ch/sr15/>.
- IPCC, H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, et al. 2019. "IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate."
- Jomelli, V., V. Favier, M. Vuille, R. Braucher, L. Martin, P.-H. Blard, C. Colose, et al. 2014. "A Major Advance of Tropical Andean Glaciers during the Antarctic Cold Reversal." *Nature* 513 (7517): 224–28. <https://doi.org/10.1038/nature13546>.
- Kageyama, Masa, Sandy P. Harrison, and Ayako Abe-Ouchi. 2005. "The Depression of Tropical Snowlines at the Last Glacial Maximum: What Can We Learn from Climate Model Experiments?" *Quaternary International* 138–139 (September): 202–19. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.02.013>.
- Kageyama, Masa, Sandy P. Harrison, Marie-L. Kapsch, Marcus Löffverström, Juan M. Lora, Sam Sherriff-Tadano, Tristan Vadsaria, et al. 2020. "The PMIP4-CMIP6 Last Glacial Maximum Experiments: Preliminary Results and Comparison with the PMIP3-CMIP5 Simulations," 37.
- Kapnick, Sarah B., Thomas L. Delworth, Moetasim Ashfaq, Sergey Malyshev, and P. C. D. Milly. 2014. "Snowfall Less Sensitive to Warming in Karakoram than in Himalayas Due to a Unique Seasonal Cycle." *Nature Geoscience* 7 (11): 834–40. <https://doi.org/10.1038/ngeo2269>.
- Kelley, Samuel E., Michael R. Kaplan, Joerg M. Schaefer, Bjørn G. Andersen, David J.A. Barrell, Aaron E. Putnam, George

- H. Denton, Roseanne Schwartz, Robert C. Finkel, and Alice M. Doughty. 2014. "High-Precision  $^{10}\text{Be}$  Chronology of Moraines in the Southern Alps Indicates Synchronous Cooling in Antarctica and New Zealand 42,000 Years Ago." *Earth and Planetary Science Letters* 405 (November): 194–206. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.031>.
- Klein, Jeffrey, Robert Giegengack, Roy Middleton, Pankaj Sharma, J R Underwood, and R A Weeks. 1986. "Revealing Histories of Exposure Using *In Situ* Produced  $^{26}\text{Al}$  and  $^{10}\text{Be}$  in Libyan Desert Glass." *Radiocarbon* 28 (2A): 547–55. <https://doi.org/10.1017/S0033822200007700>.
- Kober, F., V. Alfimov, S. Ivy-Ochs, P. W. Kubik, and R. Wieler. 2011. "The Cosmogenic  $^{21}\text{Ne}$  Production Rate in Quartz Evaluated on a Large Set of Existing  $^{21}\text{Ne}$ - $^{10}\text{Be}$  Data." *Earth and Planetary Science Letters* 302 (1–2): 163–71. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.008>.
- Kober, F., K. Hippe, B. Salcher, S. Ivy-Ochs, P.W. Kubik, L. Wacker, and N. Hählen. 2012. "Debris-Flow-Dependent Variation of Cosmogenically Derived Catchment-Wide Denudation Rates." *Geology* 40 (10): 935–38. <https://doi.org/10.1130/G33406.1>.
- Kohl, C.P., and K Nishiizumi. 1992. "Chemical Isolation of Quartz for Measurement of In-Situ -Produced Cosmogenic Nuclides." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56 (9): 3583–87. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90401-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90401-4).
- Kuhlemann, J., E. J. Rohling, I. Krumrei, P. Kubik, S. Ivy-Ochs, and M. Kucera. 2008. "Regional Synthesis of Mediterranean Atmospheric Circulation During the Last Glacial Maximum." *Science* 321 (5894): 1338–40. <https://doi.org/10.1126/science.1157638>.
- Kurz, Mark D. 1986a. "In-Situ Production of Cosmogenic Terrestrial Helium and Some Applications to Geochronology." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50 (12): 2855–62.
- . 1986b. "Cosmogenic Helium in a Terrestrial Igneous Rock." *Nature* 320 (6061): 435–39. <https://doi.org/10.1038/320435a0>.
- Ladant, Jean-Baptiste, and Yannick Donnadieu. 2016. "Palaeogeographic Regulation of Glacial Events during the Cretaceous Supergreenhouse." *Nature Communications* 7 (1). <https://doi.org/10.1038/ncomms12771>.
- Lal, D. 1991. "Cosmic Ray Labeling of Erosion Surfaces: In Situ Nuclide Production Rates and Erosion Models." *Earth and Planetary Science Letters* 104 (2–4): 424–39. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90220-C](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90220-C).
- Lal, D., and B. Peters. 1967. "Cosmic Ray Produced Radioactivity on the Earth." In *Handbuch Der Physik*, Sitte, K., 551-612. Berlin: Springer.
- Lavier, Luc L, Michael S Steckler, and Frédéric Brigaud. 2001. "Climatic and Tectonic Control on the Cenozoic Evolution of the West African Margin." *Marine Geology* 178 (1–4): 63–80. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00175-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00175-X).
- Leduc, Guillaume, Laurence Vidal, Kazuyo Tachikawa, and Edouard Bard. 2009. "ITCZ Rather than ENSO Signature for Abrupt Climate Changes across the Tropical Pacific?" *Quaternary Research* 72 (1): 123–31. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2009.03.006>.
- Lenard, Sebastien J. P., Jérôme Lavé, Christian France-Lanord, Georges Aumaître, Didier L. Boulès, and Karim Keddadouche. 2020. "Steady Erosion Rates in the Himalayas through Late Cenozoic Climatic Changes." *Nature Geoscience* 13 (6): 448–52. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0585-2>.
- Lifton, Nathaniel A., John W. Bieber, John M. Clem, Marc L. Duldig, Paul Evenson, John E. Humble, and Roger Pyle. 2005. "Addressing Solar Modulation and Long-Term Uncertainties in Scaling Secondary Cosmic Rays for in Situ Cosmogenic Nuclide Applications." *Earth and Planetary Science Letters* 239 (1–2): 140–61. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.07.001>.
- Lifton, Nathaniel, Tatsuhiro Sato, and Tibor J. Dunai. 2014. "Scaling in Situ Cosmogenic Nuclide Production Rates Using Analytical Approximations to Atmospheric Cosmic-Ray Fluxes." *Earth and Planetary Science Letters* 386 (January): 149–60. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.052>.
- Lifton, Nathaniel, D.F. Smart, and M.A. Shea. 2008. "Scaling Time-Integrated in Situ Cosmogenic Nuclide Production Rates Using a Continuous Geomagnetic Model." *Earth and Planetary Science Letters* 268: 190–201.
- Lisiecki, Lorraine E., and Maureen E. Raymo. 2005. "A Pliocene-Pleistocene Stack of 57 Globally Distributed Benthic  $\delta^{18}\text{O}$  Records: PLIOCENE-PLEISTOCENE BENTHIC STACK." *Paleoceanography* 20 (1): n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>.
- Litty, Camille, Julien Charreau, Pierre-Henri Blard, Raphael Pik, and Sébastien Nomade. 2021. "Spatial Variability of Quaternary Denudation Rates across a Volcanic Ocean Island (Santo Antão, Cape Verde) from Cosmogenic  $^3\text{He}$ ." *Geomorphology* 375 (February): 107557. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107557>.
- Loomis, Shannon E, James M Russell, Dirk Verschuren, Carrie Morrill, Gijs De Cort, Jaap S Sinninghe Damsté, Daniel Olago, Hilde Eggermont, F Alayne Street-perrott, and Meredith A Kelly. 2017. "The Tropical Lapse Rate Steepened during the Last Glacial Maximum," 1–8.
- Loomis, Shannon E., James M. Russell, Dirk Verschuren, Carrie Morrill, Gijs De Cort, Jaap S. Sinninghe Damsté, Daniel Olago, Hilde Eggermont, F. Alayne Street-Perrott, and Meredith A. Kelly. 2017. "The Tropical Lapse Rate Steepened during the Last Glacial Maximum." *Science Advances* 3 (1): e1600815. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1600815>.
- Love, S. G., and D. E. Brownlee. 1993. "A Direct Measurement of the Terrestrial Mass Accretion Rate of Cosmic Dust." *Science* 262 (5133): 550–53. <https://doi.org/10.1126/science.262.5133.550>.
- Lupker, M., K. Hippe, L. Wacker, F. Kober, C. Maden, R. Braucher, D. Boulès, J.R. Vidal Romani, and R. Wieler. 2015. "Depth-Dependence of the Production Rate of in Situ  $^{14}\text{C}$  in Quartz from the Leymon High Core, Spain." *Quaternary Geochronology* 28 (June): 80–87. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.04.004>.
- Lupker, Maarten, Pierre Henri Blard, Jérôme Lavé, Christian France-Lanord, Laetitia Leanni, Nicolas Puchol, Julien Charreau, and Didier Boulès. 2012. " $^{10}\text{Be}$ -Derived Himalayan Denudation Rates and Sediment Budgets in the Ganga Basin." *Earth and Planetary Science Letters* 333–334: 146–56. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.04.020>.
- Mackintosh, Andrew N., Brian M. Anderson, and Raymond T. Pierrehumbert. 2017. "Reconstructing Climate from Glaciers." *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 45 (1): 649–80. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-063016-020643>.



- Geochronology* 61 (February): 101115. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2020.101115>.
- Molnar, Peter. 2004. "LATE CENOZOIC INCREASE IN ACCUMULATION RATES OF TERRESTRIAL SEDIMENT: How Might Climate Change Have Affected Erosion Rates?" *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32 (1): 67–89. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.091003.143456>.
- Morishima, Kunihiko, Mitsuaki Kuno, Akira Nishio, Nobuko Kitagawa, Yuta Manabe, Masaki Moto, Fumihiko Takasaki, et al. 2017. "Discovery of a Big Void in Khufu's Pyramid by Observation of Cosmic-Ray Muons." *Nature* 552 (7685): 386–90. <https://doi.org/10.1038/nature24647>.
- Mountain Research Initiative EDW Working Group, N. Pepin, R. S. Bradley, H. F. Diaz, M. Baraer, E. B. Caceres, N. Forsythe, et al. 2015. "Elevation-Dependent Warming in Mountain Regions of the World." *Nature Climate Change* 5 (April): 424.
- Muscheler, Raimund, Jürg Beer, Peter W. Kubik, and H.-A. Synal. 2005. "Geomagnetic Field Intensity during the Last 60,000 Years Based on  $^{10}\text{Be}$  and  $^{36}\text{Cl}$  from the Summit Ice Cores and  $^{14}\text{C}$ ." *Quaternary Science Reviews* 24 (16–17): 1849–60. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.01.012>.
- Muzikar, Paul. 2020. "Exposure-Age and Erosion Rate Determination Using the in-Situ Nuclide Pair  $^{10}\text{Be}$ – $^{14}\text{C}$ ." *Quaternary Geochronology* 58 (June): 101076. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2020.101076>.
- NEEM community members. 2013. "Eemian Interglacial Reconstructed from a Greenland Folded Ice Core." *Nature* 493 (7433): 489–94. <https://doi.org/10.1038/nature11789>.
- Niedermann, S., and O. Eugster. 1992. "Noble Gases in Lunar Anorthositic Rocks 60018 and 65315: Acquisition of Terrestrial Krypton and Xenon Indicating an Irreversible Adsorption Process." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56 (1): 493–509. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90147-B](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90147-B).
- Nishiizumi, K., E. L. Winterer, C. P. Kohl, J. Klein, R. Middleton, D. Lal, and J. R. Arnold. 1989. "Cosmic Ray Production Rates of  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  in Quartz from Glacially Polished Rocks." *Journal of Geophysical Research* 94 (B12): 17907. <https://doi.org/10.1029/JB094iB12p17907>.
- Oerlemans, J. 2005. "Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records." *Science* 308 (5722): 675–77. <https://doi.org/10.1126/science.1107046>.
- Oerlemans, Johannes. 2012. "Linear Modelling of Glacier Length Fluctuations." *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 94 (2): 183–94. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2012.00469.x>.
- Ohmura, Atsumu, Peter Kasser, and Martin Funk. 1992. "Climate at the Equilibrium Line of Glaciers." *Journal of Glaciology* 38 (130): 397–411. <https://doi.org/10.3189/S0022143000002276>.
- Owen, Lewis A., Robert C. Finkel, Patrick L. Barnard, Ma Haizhou, Katsuhiko Asahi, Marc W. Caffee, and Edward Derbyshire. 2005. "Climatic and Topographic Controls on the Style and Timing of Late Quaternary Glaciation throughout Tibet and the Himalaya Defined by  $^{10}\text{Be}$  Cosmogenic Radionuclide Surface Exposure Dating." *Quaternary Science Reviews* 24 (12–13): 1391–1411. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.10.014>.
- Pacini, Domenico, translated, commented by Michela De Maria, and Alessandro De Angelis. 1911. "Penetrating Radiation on the Sea." *ArXiv:1101.3015 [Astro-Ph, Physics:Physics]*. <http://arxiv.org/abs/1101.3015>.
- Parrenin, F., V. Masson-Delmotte, P. Kohler, D. Raynaud, D. Paillard, J. Schwander, C. Barbante, A. Landais, A. Wegner, and J. Jouzel. 2013. "Synchronous Change of Atmospheric  $\text{CO}_2$  and Antarctic Temperature During the Last Deglacial Warming." *Science* 339 (6123): 1060–63. <https://doi.org/10.1126/science.1226368>.
- Pattyn, Frank, Catherine Ritz, Edward Hanna, Xylar Asay-Davis, Rob DeConto, Gaël Durand, Lionel Favier, et al. 2018. "The Greenland and Antarctic Ice Sheets under 1.5 °C Global Warming." *Nature Climate Change*. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0305-8>.
- Pedro, J B, S O Rasmussen, and T D Van Ommen. 2012. "Tightened Constraints on the Time-Lag between Antarctic Temperature and  $\text{CO}_2$  during the Last Deglaciation." *Climate of the Past*, 1213–21. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1213-2012>.
- Peizhen, Zhang, Peter Molnar, and William R Downs. 2001. "Increased Sedimentation Rates and Grain Sizes  $2\pm 4$  Myr Ago Due to the Influence of Climate Change on Erosion Rates" 410: 7.
- Pellicciotti, Francesca, Ben Brock, Ulrich Strasser, Paolo Burlando, Martin Funk, and Javier Corripio. 2005. "An Enhanced Temperature-Index Glacier Melt Model Including the Shortwave Radiation Balance: Development and Testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland." *Journal of Glaciology* 51 (175): 573–87. <https://doi.org/10.3189/172756505781829124>.
- Placzek, C., J. Quade, and P. J. Patchett. 2006. "Geochronology and Stratigraphy of Late Pleistocene Lake Cycles on the Southern Bolivian Altiplano: Implications for Causes of Tropical Climate Change." *Geological Society of America Bulletin* 118 (5–6): 515–32. <https://doi.org/10.1130/B25770.1>.
- Porter, S. C. 2001. "Snowline Depression in the Tropics during the Last Glaciation." *Quaternary Science Reviews* 20 (10): 1067–91.
- Protin, Marie, Pierre Henri Blard, Yves Marrocchi, and François Mathon. 2016. "Irreversible Adsorption of Atmospheric Helium on Olivine: A Lobster Pot Analogy." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 179: 76–88. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.01.032>.
- Puchol, Nicolas, Pierre Henri Blard, Raphaël Pik, Bouchaïb Tibari, and Jérôme Lavé. 2017. "Variability of Magmatic and Cosmogenic  $^3\text{He}$  in Ethiopian River Sands of Detrital Pyroxenes: Impact on Denudation Rate Determinations." *Chemical Geology* 448: 13–25. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.10.033>.
- Puchol, Nicolas, Julien Charreau, Pierre Henri Blard, Jérôme Lavé, Stéphane Dominguez, Raphaël Pik, Dimitri Saint-Carlier, and Aster Team. 2017. "Limited Impact of Quaternary Glaciations on Denudation Rates in Central Asia." *Bulletin of the Geological Society of America* 129 (3–4): 479–99. <https://doi.org/10.1130/B31475.1>.
- Puchol, Nicolas, Jérôme Lavé, Maarten Lupker, Pierre-Henri Blard, Florian Gallo, and Christian France-Lanord. 2014. "Grain-Size Dependent Concentration of Cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  and Erosion Dynamics in a Landslide-Dominated Himalayan Watershed." *Geomorphology* 224 (November): 55–68. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.06.019>.

- Rabatel, A., B. Francou, A. Soruco, J. Gomez, B. Caceres, J. L. Ceballos, R. Basantes, et al. 2013. "Current State of Glaciers in the Tropical Andes: A Multi-Century Perspective on Glacier Evolution and Climate Change." *Cryosphere* 7 (1): 81–102. <https://doi.org/10.5194/tc-7-81-2013>.
- Raisbeck, G.M., F. Yiou, D. Bourlès, J. Lestringuez, and D. Deboffle. 1987. "Measurements of  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  with a Tandem AMS Facility." *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 29 (1–2): 22–26. [https://doi.org/10.1016/0168-583X\(87\)90196-0](https://doi.org/10.1016/0168-583X(87)90196-0).
- Roe, Gerard. 2006. "In Defense of Milankovitch." *Geophysical Research Letters* 33 (24): L24703. <https://doi.org/10.1029/2006GL027817>.
- Roe, Gerard H., Marcia B. Baker, and Florian Herla. 2016. "Centennial Glacier Retreat as Categorical Evidence of Regional Climate Change." *Nature Geoscience* 10 (December): 95.
- Rottler, Erwin, Christoph Kormann, Till Francke, and Axel Bronstert. 2018. "Elevation-dependent Warming in the Swiss Alps 1981–2017: Features, Forcings and Feedbacks." *International Journal of Climatology*, December. <https://doi.org/10.1002/joc.5970>.
- Safran, Elizabeth B., Paul R. Bierman, Rolf Aalto, Thomas Dunne, Kelin X. Whipple, and Marc Caffee. 2005. "Erosion Rates Driven by Channel Network Incision in the Bolivian Andes." *Earth Surface Processes and Landforms* 30 (8): 1007–24. <https://doi.org/10.1002/esp.1259>.
- Sagredo, Esteban A., Summer Rupper, and Thomas V. Lowell. 2014. "Sensitivities of the Equilibrium Line Altitude to Temperature and Precipitation Changes along the Andes." *Quaternary Research (United States)* 81 (2): 355–66. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.01.008>.
- Saint-Carlier, Dimitri, Julien Charreau, Jérôme Lavé, Pierre Henri Blard, Stéphane Dominguez, Jean Philippe Avouac, Shengli Wang, et al. 2016. "Major Temporal Variations in Shortening Rate Absorbed along a Large Active Fold of the Southeastern Tianshan Piedmont (China)." *Earth and Planetary Science Letters* 434: 333–48. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.11.041>.
- Sartégou, Amandine, Pierre-Henri Blard, Régis Braucher, Didier L. Bourlès, Patrick Sorriaux, Laurent Zimmermann, Alexis Laffitte, et al. 2020. "Late Cenozoic Evolution of the Ariège River Valley (Pyrenees) Constrained by Cosmogenic  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  and  $^{10}\text{Be}/^{21}\text{Ne}$  Dating of Cave Sediments." *Geomorphology* 371 (December): 107441. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107441>.
- Sartégou, Amandine, Didier L. Bourlès, Pierre Henri Blard, Régis Braucher, Bouchaib Tibari, Laurent Zimmermann, Laëtitia Leanni, Georges Aumaitre, and Karim Keddadouche. 2018. "Deciphering Landscape Evolution with Karstic Networks: A Pyrenean Case Study." *Quaternary Geochronology* 43 (October 2017): 12–29. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.09.005>.
- Sato, Tatsuhiro, Hiroshi Yasuda, Koji Niita, Akira Endo, and Lembit Sihver. 2008. "Development of PARMA: PHITS-Based Analytical Radiation Model in the Atmosphere." *Radiation Research* 170 (2): 244–59. <https://doi.org/10.1667/RR1094.1>.
- Schaefer, J. M. 2006. "Near-Synchronous Interhemispheric Termination of the Last Glacial Maximum in Mid-Latitudes." *Science* 312 (5779): 1510–13. <https://doi.org/10.1126/science.1122872>.
- Schaefer, Joerg M., Robert C. Finkel, Greg Balco, Richard B. Alley, Marc W. Caffee, Jason P. Briner, Nicolas E. Young, Anthony J. Gow, and Roseanne Schwartz. 2016. "Greenland Was Nearly Ice-Free for Extended Periods during the Pleistocene." *Nature* 540 (7632): 252–55. <https://doi.org/10.1038/nature20146>.
- Schäfer, Jörg M., Susan Ivy-Ochs, Rainer Wieler, Ingo Leya, Heinrich Baur, George H. Denton, and Christian Schlüchter. 1999. "Cosmogenic Noble Gas Studies in the Oldest Landscape on Earth: Surface Exposure Ages of the Dry Valleys, Antarctica." *Earth and Planetary Science Letters* 167 (3–4): 215–26. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00029-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00029-1).
- Schein, M., W.P. Jesse, and E.O. Wollan. 1941. "The Nature of the Primary Cosmic Radiation and the Origin of the Mesotron." *Phys. Rev.* 59: 615–33.
- Schildgen, Taylor F., Pieter A. van der Beek, Hugh D. Sinclair, and Rasmus C. Thiede. 2018. "Spatial Correlation Bias in Late-Cenozoic Erosion Histories Derived from Thermochronology." *Nature* 559 (7712): 89–93. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0260-6>.
- Schimmelpfennig, Irene, Lucilla Benedetti, Robert Finkel, Raphaël Pik, Pierre Henri Blard, Didier Bourlès, Pete Burnard, and Alice Williams. 2009. "Sources of In-Situ  $^{36}\text{Cl}$  in Basaltic Rocks. Implications for Calibration of Production Rates." *Quaternary Geochronology* 4 (6): 441–61. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.06.003>.
- Schimmelpfennig, Irene, Alice Williams, Raphaël Pik, Pete Burnard, Samuel Niedermann, Robert Finkel, Björn Schneider, and Lucilla Benedetti. 2011. "Inter-Comparison of Cosmogenic in-Situ  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  and  $^{36}\text{Cl}$  at Low Latitude along an Altitude Transect on the SE Slope of Kilimanjaro Volcano ( $3^\circ\text{S}$ , Tanzania)." *Quaternary Geochronology* 6 (5): 425–36. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2011.05.002>.
- Shakun, Jeremy D., Peter U. Clark, Feng He, Nathaniel A. Lifton, Zhengyu Liu, and Bette L. Otto-Bliesner. 2015. "Regional and Global Forcing of Glacier Retreat during the Last Deglaciation." *Nature Communications* 6 (1): 8059. <https://doi.org/10.1038/ncomms9059>.
- Shakun, Jeremy D., Peter U. Clark, Feng He, Shaun A. Marcott, Alan C. Mix, Zhengyu Liu, Bette Otto-Bliesner, Andreas Schmittner, and Edouard Bard. 2012. "Global Warming Preceded by Increasing Carbon Dioxide Concentrations during the Last Deglaciation." *Nature* 484 (7392): 49–54. <https://doi.org/10.1038/nature10915>.
- Shuster, David L., Kenneth A. Farley, Janet M. Siston, and Donald S. Burnett. 2004. "Quantifying the Diffusion Kinetics and Spatial Distributions of Radiogenic  $^4\text{He}$  in Minerals Containing Proton-Induced  $^3\text{He}$ ." *Earth and Planetary Science Letters* 217 (1–2): 19–32. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00594-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00594-6).
- Sicart, Jean Emmanuel, Regine Hock, and Delphine Six. 2008. "Glacier Melt, Air Temperature, and Energy Balance in Different Climates: The Bolivian Tropics, the French Alps, and Northern Sweden." *Journal of Geophysical Research* 113 (D24). <https://doi.org/10.1029/2008JD010406>.

- Simon, Quentin, Nicolas Thouveny, Didier L. Bourlès, Jean-Pierre Valet, and Franck Bassinot. 2020. "Cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  Production Records Reveal Dynamics of Geomagnetic Dipole Moment (GDM) over the Laschamp Excursion (20–60 Ka)." *Earth and Planetary Science Letters* 550 (November): 116547. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116547>.
- Simon, Quentin, Nicolas Thouveny, Didier L. Bourlès, Jean-Pierre Valet, Franck Bassinot, Lucie Ménabréaz, Valéry Guillou, Sandrine Choy, and Luc Beaufort. 2016. "Authigenic  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  Ratio Signatures of the Cosmogenic Nuclide Production Linked to Geomagnetic Dipole Moment Variation since the Brunhes/Matuyama Boundary." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121 (11): 7716–41. <https://doi.org/10.1002/2016JB013335>.
- Solomina, Olga N., Raymond S. Bradley, Dominic A. Hodgson, Susan Ivy-Ochs, Vincent Jomelli, Andrew N. Mackintosh, Atle Nesje, et al. 2015. "Holocene Glacier Fluctuations." *Quaternary Science Reviews* 111 (March): 9–34. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.11.018>.
- Stone, J. O. 2000. "Air Pressure and Cosmogenic Isotope Production." *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 105 (B10): 23753–59. <https://doi.org/10.1029/2000JB900181>.
- Stott, L., A. Timmermann, and R. Thunell. 2007. "Southern Hemisphere and Deep-Sea Warming Led Deglacial Atmospheric  $\text{CO}_2$  Rise and Tropical Warming." *Science* 318 (5849): 435–38. <https://doi.org/10.1126/science.1143791>.
- Stroeven, Arjen P., Jakob Heyman, Derek Fabel, Svante Björck, Marc W. Caffee, Ola Fredin, and Jonathan M. Harbor. 2015. "A New Scandinavian Reference  $^{10}\text{Be}$  Production Rate." *Quaternary Geochronology* 29 (August): 104–15. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.06.011>.
- Sweet, Michael L., Gwladys T. Gaillot, Gwenaél Jouet, Tammy M. Rittenour, Samuel Toucanne, Tania Marsset, and Michael D. Blum. 2020. "Sediment Routing from Shelf to Basin Floor in the Quaternary Golo System of Eastern Corsica, France, Western Mediterranean Sea." *GSA Bulletin* 132 (5–6): 1217–34. <https://doi.org/10.1130/B35181.1>.
- Sylvestre, F., M. Servant, S. Servant-Vildary, C. Causse, M. Fournier, and J. P. Ybert. 1999. "Lake-Level Chronology on the Southern Bolivian Altiplano (18 Degrees-23 Degrees S) during Late-Glacial Time and the Early Holocene." *Quaternary Research* 51 (1): 54–66. <https://doi.org/10.1006/qres.1998.2017>.
- the PAGES 2k Consortium, Nerilie J. Abram, Helen V. McGregor, Jessica E. Tierney, Michael N. Evans, Nicholas P. McKay, and Darrell S. Kaufman. 2016. "Early Onset of Industrial-Era Warming across the Oceans and Continents." *Nature* 536 (7617): 411–18. <https://doi.org/10.1038/nature19082>.
- Thomson, Stuart N., Mark T. Brandon, Jonathan H. Tomkin, Peter W. Reiners, Cristián Vásquez, and Nathaniel J. Wilson. 2010. "Glaciation as a Destructive and Constructive Control on Mountain Building." *Nature* 467 (7313): 313–17. <https://doi.org/10.1038/nature09365>.
- Tierney, Jessica E., Jiang Zhu, Jonathan King, Steven B. Malevich, Gregory J. Hakim, and Christopher J. Poulsen. 2020. "Glacial Cooling and Climate Sensitivity Revisited." *Nature* 584 (7822): 569–73. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2617-x>.
- Toucanne, Samuel, Charlie Morelle Angue Minto'o, Christophe Fontanier, Maria Angela Bassetti, Stephan J. Jorry, and Gwenaél Jouet. 2015. "Tracking Rainfall in the Northern Mediterranean Borderlands during Sapropel Deposition." *Quaternary Science Reviews* 129: 178–95. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.016>.
- Tripathi, Aradhna K., Sandeep Sahany, Dustin Pittman, Robert A. Eagle, J. David Neelin, Jonathan L. Mitchell, and Luc Beaufort. 2014. "Modern and Glacial Tropical Snowlines Controlled by Sea Surface Temperature and Atmospheric Mixing." *Nature Geoscience* 7: DOI: 10.1038/NGEO2082.
- Trull, T.W., M.D. Kurz, and W.J. Jenkins. 1991. "Diffusion of Cosmogenic  $^3\text{He}$  in Olivine and Quartz: Implications for Surface Exposure Dating." *Earth and Planetary Science Letters* 103 (1–4): 241–56. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90164-D](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90164-D).
- Valla, Pierre G., David L. Shuster, and Peter A. van der Beek. 2011. "Significant Increase in Relief of the European Alps during Mid-Pleistocene Glaciations." *Nature Geoscience* 4 (10): 688–92. <https://doi.org/10.1038/ngeo1242>.
- Vandenbroucke, J., S. BenZvi, S. Bravo, K. Jensen, P. Karn, M. Meehan, J. Peacock, et al. 2016. "Measurement of Cosmic-Ray Muons with the Distributed Electronic Cosmic-Ray Observatory, a Network of Smartphones." *Journal of Instrumentation* 11 (04): P04019–P04019. <https://doi.org/10.1088/1748-0221/11/04/P04019>.
- Vermeesch, Pieter. 2015. "Revised Error Propagation of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Data, Including Covariances." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 171: 325–37. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.09.008>.
- Voosen, Paul. 2017. "Deep Pacific Cooled by 'Little Ice Age' Waters." *Science* 358 (6370): 1515–16. <https://doi.org/10.1126/science.358.6370.1515>.
- Wang, Yiming V., Guillaume Leduc, Marcus Regenberg, Nils Andersen, Thomas Larsen, Thomas Blanz, and Ralph R. Schneider. 2013. "Northern and Southern Hemisphere Controls on Seasonal Sea Surface Temperatures in the Indian Ocean during the Last Deglaciation." *Paleoceanography* 28 (4): 619–32. <https://doi.org/10.1002/palo.20053>.
- Willenbring, Jane K., and Friedhelm von Blanckenburg. 2010. "Long-Term Stability of Global Erosion Rates and Weathering during Late-Cenozoic Cooling." *Nature* 465 (7295): 211–14. <https://doi.org/10.1038/nature09044>.
- Willenbring, Jane K., and Douglas J. Jerolmack. 2016. "The Null Hypothesis: Globally Steady Rates of Erosion, Weathering Fluxes and Shelf Sediment Accumulation during Late Cenozoic Mountain Uplift and Glaciation." *Terra Nova* 28 (1): 11–18. <https://doi.org/10.1111/ter.12185>.
- Willerslev, E., E. Cappellini, W. Boomsma, R. Nielsen, M. B. Hebsgaard, T. B. Brand, M. Hofreiter, et al. 2007. "Ancient Biomolecules from Deep Ice Cores Reveal a Forested Southern Greenland." *Science* 317 (5834): 111–14. <https://doi.org/10.1126/science.1141758>.
- Wilson, Douglas S., Stewart S.R. Jamieson, Peter J. Barrett, German Leitchenkov, Karsten Gohl, and Robert D. Larter. 2012. "Antarctic Topography at the Eocene–Oligocene Boundary." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 335–336 (June): 24–34. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.05.028>.
- Wulf, T. 1909. "On the Radiation of High Penetrating Power That Exists in the Atmosphere." *Physikalische Zeitschrift* 10: 152–57.
- Wunsch, Carl. 2006. "Abrupt Climate Change: An Alternative View." *Quaternary Research* 65 (2): 191–203.

- <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2005.10.006>.
- Yau, Audrey M., Michael L. Bender, Thomas Blunier, and Jean Jouzel. 2016. "Setting a Chronology for the Basal Ice at Dye-3 and GRIP: Implications for the Long-Term Stability of the Greenland Ice Sheet." *Earth and Planetary Science Letters* 451 (October): 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.053>.
- Yokochi, Reika, Bernard Marty, Raphaël Pik, and Pete Burnard. 2005. "High  $^3\text{He}/^4\text{He}$  Ratios in Peridotite Xenoliths from SW Japan Revisited: Evidence for Cosmogenic  $^3\text{He}$  Released by Vacuum Crushing." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6 (1): n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004GC000836>.
- Zemp, Michael, Holger Frey, Isabelle Gärtner-Roer, Samuel U. Nussbaumer, Martin Hoelzle, Frank Paul, Wilfried Haerberli, et al. 2015. "Historically Unprecedented Global Glacier Decline in the Early 21st Century." *Journal of Glaciology* 61 (228): 745–62. <https://doi.org/10.3189/2015JoG15J017>.
- Zerathe, Swann, Pierre-Henri Blard, Régis Braucher, Didier Bourlès, Laurence Audin, Julien Carcaillet, Fabrizio Delgado, Carlos Benavente, Georges Aumaître, and Karim Keddadouche. 2017. "Toward the Feldspar Alternative for Cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  Applications." *Quaternary Geochronology* 41 (August): 83–96. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.06.004>.
- Zimmermann, Laurent, Guillaume Avice, Pierre-Henri Blard, Bernard Marty, Evelyn Füre, and Peter G. Burnard. 2018. "A New All-Metal Induction Furnace for Noble Gas Extraction." *Chemical Geology* 480 (March): 86–92. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.09.018>.



**Massif du Huayna Potosi (6088 m) en Bolivie (photo P.-H. Blard).**

**Au premier plan : moraine déposée lors  
du dernier maximum glaciaire, il y a 20 000 ans.**