AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

UNIVERSITÉ DE LORRAINE

École doctorale SIReNA

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques

THESE DE DOCTORAT

présentée et soutenue publiquement le 21 janvier 2020 pour l'obtention du titre de Docteur de l'Université de Lorraine (mention Géosciences)

par Apolline Mariotti

Impact du dernier cycle glaciaire interglaciaire sur la dénudation dans les Alpes Maritimes Françaises

Impact of the last glacial interglacial cycle on denudation in the French Maritime Alps

---

Composition du jury

Directeurs de thèse

Dr. Pierre-Henri Blard - Chargé de recherches - CRPG / CNRS

Dr. Julien Charreau - Maître de conférences - CRPG / Université de Lorraine

Rapporteurs

Prof. Peter van der Beek - Professeur - ISTerre / Université Grenoble Alpes

Dr. Marina Rabineau - Directrice de recherches - LGO Brest / CNRS

Examinateurs

Dr. Maarten Lupker - Chargé d'enseignement - ETH Zürich

Prof. Carole Petit - Professeure - Geoazur / Université de Nice

Dr. Jane Willenbring - Professeure adjoint - UC San Diego

Invité

Dr. Samuel Toucanne - Cadre de recherche - IFREMER Brest

Yes, and how many years can a mountain exist
Before it's washed to the sea?

The answer, my friend, is blowin' in the wind
The answer is blowin' in the wind

~

Bob Dylan

Remerciements

Je tiens à remercier avant tout mes deux directeurs de thèse, P.-H. et Julien. Merci de m'avoir proposé un si beau projet de recherche et de m'avoir fait confiance pour mener à bien ce travail alors que j'étais novice en géologie. Vous m'avez ouvert la porte du monde des cosmo avec enthousiasme et bienveillance. Merci aussi d'avoir permis une ambiance de travail stimulante et dans la bonne humeur. J'aurais pu difficilement imaginer des meilleurs collaborateurs du point de vue scientifique et humain. Merci de m'avoir challengée et de m'avoir poussée aussi bien sur le fond que sur la forme (j'ai bien fini par me mettre à Matlab…). Merci également pour vos nombreux encouragements, toujours arrivés au bon moment et de vous être rendu disponibles pendant ces trois années. Ce fut une collaboration extrêmement enrichissante et pour cela je vous en suis très reconnaissante.

Je souhaite ensuite remercier les membres du jury. Merci à Peter Van Der Beek et Marina Rabineau pour avoir accepté d'être rapporteurs pendant les vacances de Noël et pour leurs retours constructifs. Merci à mes examinateurs Maarten Lupker, Carole Petit et Jane Willenbring d'avoir accepté de faire partie de ma soutenance ainsi que du temps qu'ils ont accordés à mon travail.

Je tiens aussi à remercier les nombreuses personnes avec qui j'ai collaboré au cours de cette thèse. En premier lieu, Samuel Toucanne et Stephan Jorry de l'IFREMER pour avoir accepté de soumettre les carottes du Var à un échantillonnage (gourmant) en vue des analyses ^{10}Be. Merci pour les discussions de sédimentologie toujours très enrichissantes et d'avoir suivi ma thèse avec enthousiasme. Merci de m'avoir accueillie à Brest pour deux semaines intensives d'échantillonnage/chimie/analyses. Je remercie aussi Germain Bayon de m'avoir guidée pendant la chimie du Nd et à Anne Trinquier pour les analyses sur le Neptune.

Je remercie aussi chaleureusement Carole Petit. Merci de m'avoir accompagnée pendant les deux campagnes de terrain (et d'avoir amené des bottes). Merci aussi de m'avoir envoyé par la poste plusieurs kilos de sable mouillé. J'ai énormément apprécié nos discussions à l'EGU et sur le terrain.

Merci à Didier de m'avoir accueillie les bras ouverts au CEREGE, merci à Régis et Laëtitia de m'avoir formée à la chimie du Be, ainsi que Georges et Karim pour les analyses toujours au top. Merci à Vincent d'avoir accepté de faire partie de mon comité de suivi et pour les discussions productives et bienveillantes tout au long de ma thèse. Merci à Amandine et Marie pour l'hébergement sur Aix pendant deux étés consécutifs ainsi que pour les discussions diverses et variées.

Merci à Stéphane, collègue d'étude de ^{10}Be dans les carottes méditerranéennes aux conseils avisés.

Au CRPG, merci à Manu et Abdellah de m'avoir fait découvrir les joies (?) du tamisage et du Frantz. Merci à l'ensemble du Service administratif : Isabelle, Aurélie, Cathy, Joëlle, Corine pour leur réactivité. Merci à Bruno pour son aide précieuse lors de la soutenance. Merci à Larry pour le soutien informatique. Merci à Julien pour les réparations de l'évapoclean. Un grand merci au SARM et particulièrement à PYM et Perrine pour le pH-mètre, ainsi que Delphine pour les analyses de spike. Je remercie aussi les chercheurs du CRPG avec qui j'ai pu interagir, notamment pendant les cafés TEER et CYCLA ou à la cafèt'. Mention spéciale à Yves (qui ne m'a pas aidé scientifiquement mais qui a le bon goût de suivre aussi le baseball, go Dodgers !).

À mes co-bureaux, ce fut une véritable joie de découvrir (les bars de) Nancy, les Vosges et surtout de venir bosser tous les matins à vos côtés, un grand merci. Guigui, compagnon inégalable de délires plus ou moins sérieux (RIP aux Jean-Bob lâchement abandonnés sur la Lune), merci pour ton entrain, les apéros inopinés, les discussions de chimie et tout le reste. Marine, guide officiel des sorties dans les Vosges avec la bichemobile, ma gratitude infinie pour ta présence et ton amitié qui ont notamment été salutaires pendant la période de rédaction (mais pas seulement). David, merci pour ta bonne humeur constante et les découvertes musicales, bon vent aux USA et à bientôt à l'EGU !

Aux "anciens", merci à Gaëlle + Rémi (sale punk des Vosges) + Papache (meilleure chienne) pour les soirées JDR et les élans révolutionnaires. Merci à Yumi (toujours zen), Paul (attention aux miettes), Petit Seb pour les nombreuses discussions et l'aide précieuse au labo ^{10}Be, Big Seb (non, je ne suis pas du matin), Nina, Lionel, Imène et Mathis (même si tu n'es pas un ancien, tu n'es pas un nouveau non plus !). Merci aux post-docs que j'ai croisés, Michael, Carlotta (merci pour l'hébergement à l'EGU), Camille, Marie (le retour !). Aux "nouveaux", Valentin (Vincent ?), Jazote, Delphine, Marion, Antoine, Cécile, Arbia,

Jatlab/Jircon/Jyrénées, Matthieu, Nicolas, Maxime, Aswin, Marius, Carolina, bon courage et *and you got this*.

À tous mes potes de Paris qui m'ont vue par intermittence pendant cette thèse mais qui ont toujours répondu présents et qui se sont pliés à mes emplois du temps tarabiscotés. Un grand merci à Mathieu, Pauline et Tom d'avoir fait le déplacement pour ma soutenance, ça m'a fait grand plaisir de partager ce moment avec vous.

À ma famille, qui m'a soutenue et encouragée depuis le début. Merci à ma mère, mon frère (bon courage à Edinburgh :)), ma tante et ma grand-mère, je pense à vous depuis la Lorraine.

À Marlène, merci pour ton soutien inconditionnel, ta patience à toute épreuve (surtout pendant les dernières semaines de rédaction) et l'intérêt que tu portes mon travail. Merci du fond du cœur.

À mon père, mon grand-père et ma grand-mère.

À 7972 Mariotti, pour toujours dans le ciel.

Introduction 5

PREMIÈRE PARTIE

Chapitre I 13

1. Les mécanismes de la dénudation 13

1.1. L'altération 14

1.2. L'érosion 14

2. Les techniques de mesures 15

2.1. Les flux sédimentaires 15

2.2. Les isotopes cosmogéniques 15

2.3. La thermochronologie 15

3. Les variations spatiales des taux de dénudation 16

3.1. Compilation globale 16

3.2. Les facteurs de contrôle de la dénudation 19

3.3. Notion de temps d'intégration 23

4. Les variations temporelles des taux de dénudation 24

4.1. Évolution climatique 24

4.2. Les variations des taux de dénudation au long terme (> 100 ka) 27

4.3. Les variations des taux de dénudation au court terme (< 100 ka) 35

5. La question de l'efficacité de la dénudation glaciaire 37

5.1. Modes de fonctionnement 37

5.2. Zones soumises à la dénudation glaciaire 39

5.3. Mesures de la dénudation glaciaire 39

5.4. La variabilité temporelle 41

Chapitre II 43

1. Le système sédimentaire du Var 43

1.1. Notion de système sédimentaire 43

1.2. Contexte général du système du Var 45

2. Le bassin versant du Var 46

2.1. Hydrologie 46

2.2. Géologie 46

2.3. Contexte climatique du bassin du Var 48

2.4. Le climat varois depuis 20 ka et la dernière déglaciation 50

2.5. Estimation de la dénudation actuelle dans le bassin versant du Var 52

2.6. Incision des rivières 53

2.7. Traçage des sources sédimentaires du Var 54

3. Le système sédimentaire immergé du Var 56

3.1. Le contexte sous-marin 56
3.2. Les processus de transports des sédiments dans le système sous-marin du Var 58
3.3. La dynamique du transport sédimentaire au cours des derniers 75 ka 59
4. Enregistrements sédimentaire 60
4.1. Description des carottes 60
4.2. Modèle d'âge 61
4.3. Fréquences turbidites 62
4.4. Évolution des sources sédimentaires 63

Chapitre III 65
1. Introduction sur les isotopes cosmogéniques et le ^{10}Be in situ 65
1.1. Le rayonnement cosmique 66
1.2. Production du ^{10}Be cosmogénique in situ 68
1.3. Spatialisation et calcul des taux de production 71
2. Mesures des taux de dénudation 73
2.1. Théorie 73
2.2. A l'échelle du bassin versant 75
2.3. Conditions d'application 76
3. Application aux paléo-taux de dénudation 78
4. Échantillons pour analyse ^{10}Be 78
4.1. Échantillons actuels 78
4.2. Échantillons de carottes pour analyse ^{10}Be 80
5. Protocole du ^{10}Be 82
5.1. Influence du pH de précipitation sur la récupération du Be 82
6. Utilisation du εNd pour le traçage de sources sédimentaires 85
6.1. Théorie du traçage de source 85
6.2. Échantillons pour analyse Nd 85
6.3. Protocole de traitement des échantillons Nd 86

DEUXIÈME PARTIE

Chapitre IV 91
1. Résumé de l'article en français 91
2. Article paru à Earth Surface Dynamics (2019) 92
3. Supplementary materials 109

Chapitre V 113
1. Résumé de l'article en français 113
2. Impact of the last glaciation on denudation rates in the Alps 115

2.1. Abstract 115
2.2. Main text 116
3. Methods 125
3.1. Cores and samples 125
3.2. Computation of ^{10}Be-derived denudation rates 125
3.3. Integration time 126
3.4. Impact of grain-size on *in-situ* ^{10}Be concentration measurements 126
3.5. Sediment provenance 127
4. Supplementary materials 127
4.1. Sample preparation for ^{10}Be measurements 127
4.2. Negligible impact of grain size on measured *in-situ* ^{10}Be concentrations 128
4.3. Models for computing the impact of glaciers on ^{10}Be production 128
4.4. Incorporation of ^{10}Be-poor material during the LGM glacial advance 130
4.5. Mass balance model and computation of glacial denudation 132

Chapitre VI 135
1. Résumé français 135
2. Article en préparation 135
2.1. Introduction 135
2.2. Methods 136
2.3. Results 141
2.4. Discussion 143
2.5. Conclusion 145

Conclusions 149
1. Rappel des objectifs de la thèse 149
2. Synthèse des résultats 149
3. Conclusion majeures 151
4. Perspectives 152

Références 155
Annexes ..... Erreur ! Signet non défini.

-

Introduction

La dénudation fait partie des processus qui façonnent les paysages de manière conjointe avec la dynamique tectonique et le climat. Ces processus interagissent et sont responsables de l'évolution de la surface terrestre à l'échelle des temps géologiques. Certaines de ces interactions sont décrites ci-dessous :

- La tectonique des plaques construit les reliefs, et maintient un flux crustal et les pentes des versants, qui ont un impact positif les taux de dénudation *(Milliman and Syvitski, 1992; Portenga and Bierman, 2011; Roering et al., 2007)*. En parallèle, la tectonique affecte le climat par le biais de la construction de barrières orogéniques qui modifient la circulation atmosphérique et la répartition des précipitations *(Raymo and Ruddiman, 1992)*.
- Le climat est considéré comme un contrôle majeur des mécanismes de dénudation, avec probablement des modalités différentes en contexte fluviatile et glaciaire *(Kirkbride and Matthews, 1997)*. Le climat joue aussi sur la tectonique via le rebond isostatique ayant lieu après libération des contraintes sur la lithosphère due à la fonte des inlandsis *(Mey et al., 2016)*.
- A l'inverse, la dénudation influence aussi le climat via son rôle de double pompe à CO_2 atmosphérique dans le cycle géologique du carbone : (i) l'altération des silicates calciques et magnésiens consomme du CO_2 et (ii) l'érosion physique permet la séquestration du carbone organique photosynthétique *(Berner and Raiswell, 1983; Liu et al., 2011)* Par ailleurs la répartition et l'intensité des flux de dénudation jouent aussi un rôle important sur la structure des chaînes de montagne également à travers son impact sur l'isostasie *(Willett, 1999)*.

La dénudation agit aussi à des échelles de temps plus courtes et à l'échelle humaine, que ce soit sur les processus de pédogenèse *(Heimsath et al., 1997; Stockmann et al., 2014)* qui impactent les ressources agricoles *(Montgomery, 2007)*, ou par le biais d'aléas naturels comme les glissements de terrains *(Hovius and Stark, 2007; Yu et al., 2019)* qui sont des phénomènes à fort pouvoir destructeur *(Kirschbaum et al., 2010)*.

La dénudation est donc un paramètre clé du système terrestre, qui joue à des échelles temporelles et spatiales différentes.

Cependant, l'impact des changements climatiques sur les processus de dénudation reste largement débattu et controversé. Une des études phares de ce débat est celle de Molnar et England parue en 1990 dans la revue Nature et intitulée *"Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?"*. Dans cet article, les auteurs postulent que le refroidissement global de la fin du Cénozoïque (~2.5 Ma) seraient à l'origine d'une augmentation des taux de dénudation qui ont eu pour conséquence la surrection des chaînes de montagnes. Ils proposent l'existence d'une boucle de rétroaction positive entre le refroidissement climatique de la fin du Cénozoïque et le soulèvement des reliefs alpins, dans lequel la dénudation et le rebond isostatique induit seraient les courroies de transmission. Cette hypothèse a été partiellement disputée par Raymo et Ruddiman en 1992 avec l'article *"Tectonic forcing of Late Cenozoic climate"* paru aussi dans la revue Nature. . Les auteurs ne sont pas contre l'idée de la rétroaction positive, mais ils insistent sur la nécessité d'une primauté temporelle de la surrection des chaines de montagnes. Ensuite seulement le climat a été modifié, et a entrainé une hausse des taux de dénudation, amplifiant le soulèvement initial.

La question centrale des interactions réciproques entre fluctuations du climat, tectonique et taux de dénudation a été reprise et déclinée en plusieurs thématiques : sur l'impact de la dénudation glaciaire sur les reliefs *(Egholm et al., 2009; Herman et al., 2013; Koppes and Montgomery, 2009)*, des variations de l'altération chimique au cours du temps *(von Blanckenburg et al., 2015; Misra and Froelich, 2012; Willenbring and von Blanckenburg, 2010)*, ou encore du rôle des oscillations climatiques Quaternaires sur les taux de dénudation globaux *(Molnar, 2004)*. Certaines de ces études ont produits des résultats en apparence contradictoires et des discussions intenses, notamment sur la fiabilité des données et la manière de les interpréter *(Herman et al., 2013; Herman and Champagnac, 2016; Norton and Schlunegger, 2017; Sadler, 1999; Schildgen et al., 2018; Willenbring and von Blanckenburg, 2010)*.

Ces thèmes de recherche ont aussi motivé le développement de nouvelles méthodes de quantification des processus de dénudation, appliquées soit aux archives sédimentaires (isotopes cosmogéniques et thermochronologie) soit aux roches en place (thermochronologie). Néanmoins, la question des modalités de l'impact des varaitions climatiques sur la dynamique de dénudation reste entière *(Herman and Champagnac, 2016 vs Norton and Schlunegger, 2017 vs Willenbring and Jerolmack, 2016)*. Ce manque de consensus scientifique est la conséquence de plusieurs facteurs :

- Les hypothèses géologiques et géomorphologiques intrinsèques à chaque méthode de quantification employée, qui peuvent générer des biais et rendent la comparaison inter méthode compliquée.
- La difficulté en zone de tectonique active de discriminer le signal tectonique du signal climatique *(France-lanord, 1997; Puchol et al., 2017a)*.
- La difficulté de trouver des archives sédimentaires continues capables de préserver le signal de dénudation *(Romans et al., 2016)*.

Cette thèse s'inscrit donc dans ce grand débat et vise également à mieux appréhender l'impact des variations climatiques au court terme (75 ka) sur les taux de dénudation dans le contexte d'un système sédimentaire « d'école » (Le Var, Alpes Maritimes – France).

La justification de l'étude à court terme (75 ka) est multiple. Premièrement, la qualité des enregistrements sédimentaires se dégrade avec le temps, si bien que les enregistrements jeunes permettent de maximiser les chances de préservation du signal climatique et de dénudation associée. Deuxièmement, cette échelle de temps courte de quelques ka permet de s'affranchir des variations du flux tectonique géodynamique. Troisièmement, la période étudiée couvre la transition d'un cycle glaciaire (fin du Pléistocène) vers un cycle interglaciaire (Holocène), et permet donc d'appréhender deux dynamiques de dénudation distinctes : une dynamique de période glaciaire caractérisée par la présence de glaciers, et une dynamique interglaciaire caractérisée la prépondérance des processus fluviatiles. En effet, ces 75 ka couvrent à la fois des oscillations rapides millénaires en conditions glaciaires et péri-glaciaires (entre 75 et 26.5 ka) mais aussi, et surtout, la transition climatique glaciaire-interglaciaire de grande amplitude, qui s'est produite depuis le dernier maximum glaciaire (26.5 et 19 ka), la déglaciation (19 – 11.5 ka) jusqu'à l'Holocène (11.5 ka – actuel).

Le choix du bassin versant du Var comme zone d'étude est justifié par la capacité du système sédimentaire à réagir aux changements de conditions climatiques *(Petit et al., 2017; Rolland et al., 2017; Saillard et al., 2014)* et à enregistrer avec une haute résolution et de manière

continue des traces de ces changements dans un dépôt sous-marin *(Bonneau et al., 2014, 2017; Jorry et al., 2011; Mulder et al., 1998).*
Cette reconstruction des taux de dénudation s'appuiera sur les isotopes cosmogéniques. L'utilisation des isotopes cosmogéniques comme traceur de la dénudation est particulièrement pertinente ici en raison de l'intégration du taux de dénudation sur l'ensemble du bassin versant *(von Blanckenburg, 2005; Brown et al., 1995)* et de la capacité de la méthode à enregistrer des variations hautes fréquences/fortes amplitudes du taux de dénudation *(Schaller and Ehlers, 2006).*

La bourse de thèse a été financée conjointement par la Région Lorraine/Grand Est et par le CNRS. Le financement de son fonctionnement a été assuré par le projet ANR EroMed *Impact of glacial-interglacial cycles on denudation rates in Western Mediterranean (PI : P.-H. Blard, 2017-2021).*

Le manuscrit est organisé en deux parties et six chapitres. La première partie est constituée d'un état de l'art de la question scientifique (chapitre 1), d'une présentation du système sédimentaire continental et sous-marin du Var (chapitre 2) et enfin d'un exposé des méthodes et outils utilisés (chapitre 3). La seconde partie du manuscrit regroupe les résultats et interprétations acquis au cours de cette thèse. Plus précisément, le chapitre 4 détaille la dynamique de la dénudation actuelle du Var présenté sous forme d'un article publié en 2019 à *Earth Surface Dynamics*. Le chapitre 5 est consacré à l'étude des enregistrements sédimentaires du Var et vise à déterminer l'évolution des taux de dénudation et des sources sédimentaires au cours des derniers 75 ka. Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article, actuellement en review à *Nature Geoscience*. Enfin, le chapitre 6 présente les résultats d'un modèle de mélange sédimentaire appliqué à l'échelle des Alpes dans le but afin de déconvoluer la contribution de la dénudation glaciaire de celle de la dénudation fluviale dans les bassins versants partiellement englacés.

Première partie

État de l'art et problématique

Chapitre I

Contexte : facteurs de contrôle et évolution des taux de dénudation au cours du temps

Chapitre I..... 13
1. Les mécanismes de la dénudation 13
2. Les techniques de mesures 15
3. Les variations spatiales des taux de dénudation 16
4. Les variations temporelles des taux de dénudation..... 24
5. La question de l'efficacité de la dénudation glaciaire 37

1. Les mécanismes de la dénudation

Les reliefs terrestres et leurs évolutions sont contrôlés par le couplage complexe des processus endogènes (telle la dynamique tectonique) et exogènes (telle la dénudation) du globe terrestre. La dénudation est une force destructive dont l'action première consiste à redistribuer de la matière à la surface terrestre. Les conséquences de cette action sont multiples; la dénudation façonne les paysages *(Mudd and Furbish, 2004; Turkington et al., 2005)*, modifie les contraintes internes de la lithosphère *(Gilchrist and Summerfield, 1990)*, participe à la genèse des sols *(Montgomery, 2007; Stockmann et al., 2014)* et joue un rôle majeur dans le cycle du CO_2 *(West, 2012)*. Le processus global de dénudation regroupe en réalité deux agents distincts, l'altération et l'érosion. La somme de ces agents, responsable de l'abaissement de la surface topographique, est définie par le terme dénudation, si bien que:

Dénudation = altération + érosion

1.1. L'altération

L'altération constitue la première étape du processus de dénudation et regroupe les différents mécanismes de désintégration in-situ des roches, le tout sans mouvement de matière. L'altération implique une modification des propriétés physiques, chimiques et minéralogiques de la roche en fonction des conditions environnementales dans lesquelles elle se trouve. Les processus d'altération peuvent être divisés en trois catégories : l'altération physique, l'altération chimique et l'altération biologique; bien qu'il soit difficile dans la nature de les distinguer l'une de l'autre car ils agissent généralement simultanément *(Fairbridge, 1968)*.

L'altération physique entraîne un changement des propriétés physiques de la roche, en la désagrégeant en fragments plus petits. Les principaux processus d'altération physique sont les variations de contraintes liées à l'action du gel, les changements de températures, ou des phases successives de séchages et mouillages *(Huggett, 2016)*.

L'altération chimique produit des modifications dans la composition chimique des minéraux, entraînant le fractionnement des roches. À la différence de l'altération physique, qui conduit à la rupture des matériaux exposés, l'altération chimique agit directement sur le réseau cristallin et déstructure les minéraux. L'altération chimique résulte de l'interaction entre une solution d'attaque (en général l'eau) et la roche cible *(Daniel et al., 1997)*. Les principaux mécanismes de l'altération chimique sont la dissolution, l'hydratation, l'hydrolyse, l'oxydation et la corrosion *(Goudie, 2013)*.

L'altération biologique est causée par l'action des plantes et animaux sur la roche, qui peut être de nature physique ou chimique. Par exemple, les racines des arbres, poussant dans les fissures de la roche ont un effet biomécanique : à mesure qu'elles grandissent, la pression croissante peut entraîner la fracture de la roche *(Huggett, 2016)*. Les plantes contribuent aussi de manière significative à l'altération chimique des roches et des minéraux, principalement en raison du fait qu'elles produisent des quantités abondantes d'acides organiques *(Goudie, 2013)*.

1.2. L'érosion

L'érosion est la somme de tous les processus par lesquels les produits de l'altération sont mis en mouvement *(Huggett, 2016)*. Au sens le plus large, l'érosion consiste à transporter les sédiments depuis l'amont vers une zone de stockage en aval. Les principaux agents de l'érosion sont l'eau, la glace, le vent et la gravité sous formes de processus de versants (éboulements, glissements de terrain, fluages).

2. Les techniques de mesures

2.1. Les flux sédimentaires

Historiquement, les premiers taux de dénudation ont été calculés en mesurant le flux sédimentaire exporté par les rivières *(Menard, 1961)*. Le principe est la suivant; le flux sédimentaire contient trois composantes distinctes: le flux suspendu, le flux dissous et la charge de fond. Si les trois composantes sont connues, alors un taux de dénudation peut être calculé pour le bassin versant que la rivière draine *(Burbank and Anderson, 2011)*. Plusieurs limites méthodologiques sont cependant à prendre en compte. Premièrement, il est important de distinguer la différence entre la production et l'export des sédiments par les rivières. C'est particulièrement important dans le cas de dépôt temporaire de sédiments dans la plaine alluviale, le flux sédimentaire mesuré sera inférieur au taux de dénudation réel. Deuxièmement, des mesures fiables de chacune des trois composantes sont difficiles à obtenir et sont souvent extrapolées à partir de lois théoriques ou de mesures limitées dans le temps et dans l'espace qui ne sont pas forcément représentatives de la dynamique sédimentaire au long terme *(Burbank and Anderson, 2011)*.

2.2. Les isotopes cosmogéniques

Les mesures de concentrations des isotopes cosmogéniques dans des grains quartz provenant de sédiments de rivière peuvent être utilisées pour estimer des taux de dénudation moyennés sur l'ensemble d'un bassin versant *(von Blanckenburg, 2005; Gosse and Phillips, 2001; Granger and Riebe, 2013)*. Les bassins à dénudation lente génèrent des sédiments avec une forte concentration de nucléides cosmogéniques car la particule de quartz réside près de la surface terrestre là où sont produits les isotopes cosmogéniques pendant des milliers, voire des dizaines de milliers d'années. A l'inverse, des sédiments produits dans des bassins avec un fort taux de dénudation vont avoir une faible concentration en isotopes cosmogéniques, reflétant son court temps de résidence près de la surface terrestre. Cette méthode est applicable en routine sur des lithologies contenant du quartz mais peut aussi être utilisée sur des lithologies carbonatées *(Fleming et al., 1999)* ainsi que sur des roches volcaniques *(Gayer et al., 2008; Puchol et al., 2017b)*. Cette méthode de détermination des taux de dénudation est développée plus en détail dans le chapitre 3 de ce manuscrit.

2.3. La thermochronologie

La thermochronologie permet la quantification des vitesses d'exhumation des roches *(Hodges, 2014; Reiners et al., 2005; Reiners and Brandon, 2006)*. Cette méthode repose sur les mesures isotopiques de certains gaz rares et/ou de traces de fissions (dommages dans le réseau

cristallin lié à la radioactivité naturelle) piégés/formés dans des minéraux uranifères en dessous d'une plage de température *(Dodson, 1973)*. Cette plage de température, appelée "plage de fermeture" est reliée à une profondeur via le gradient thermique terrestre. En conséquence, un échantillon à la surface ayant peu de traces de fission et une faible concentration en gaz rares cibles aura passé la plage de fermeture récemment et donc mis peu de temps pour être exhumé et atteindre la surface. Inversement, les échantillons ayant une forte concentration en gaz rares cibles traduisent une vitesse d'exhumation faible. Des taux de dénudation peuvent être déduits en considérant que l'exhumation survient en réponse à un épisode de dénudation en surface *(Ring et al., 1999)*. Il existe cependant plusieurs incertitudes liées à ces interprétations, notamment le fait que les gradients thermiques passés soient difficiles à estimer et que les plages de fermetures sont dépendantes du taux de refroidissement *(Burbank and Anderson, 2011)*.

3. Les variations spatiales des taux de dénudation

Les taux de dénudation varient d'au moins de six ordres de grandeurs à la surface du globe, allant de moins d'un micromètre par an sur les roches dans le désert plat et extrêmement aride de l'Atacama en Amérique du Sud, à >10 $mm.a^{-1}$ sur l'ile de Taïwan *(Bierman and Montgomery, 2014)*. Cette variabilité spatiale des taux de dénudation est expliquée par la variabilité des facteurs de contrôle sur la dénudation.

3.1. Compilation globale

A l'échelle mondiale, une comparaison des trois méthodes de mesures présentées plus haut peut être faite. Les valeurs de flux sédimentaire sont tirées de la base de données *M&S92+ (Syvitski and Milliman, 2007)* et reprise par Burbank and Anderson *(2011)*. Les valeurs de dénudation par isotopes cosmogéniques proviennent de la base de données en ligne *OCTOPUS* (https://earth.uow.edu.au/) (données à jour en juillet 2019) *(Codilean et al., 2018a)*. Les valeurs de dénudation par thermochronologie proviennent de la compilation de Herman et al., *(2013)*. Plusieurs observations sont possibles à partir de la Figure 1-1. Premièrement, il y a un biais spatial dans la répartition des données entre les trois méthodes. Les données de thermochronologie sont disponible in-situ pour les chaînes de montagnes, alors que les valeurs de flux sédimentaires et d'isotopes cosmogéniques sont moyennées sur un bassin versant. Il y a aussi une concentration des données en Europe, Amérique du Sud et Asie Centrale alors que certains continents comme l'Afrique sont très peu étudiés. Deuxièmement, il semblerait que les valeurs de taux de dénudation mesurés reflètent principalement la méthode utilisée. Par exemple, dans les Alpes, les trois méthodes peuvent être comparées mais les résultats divergent.

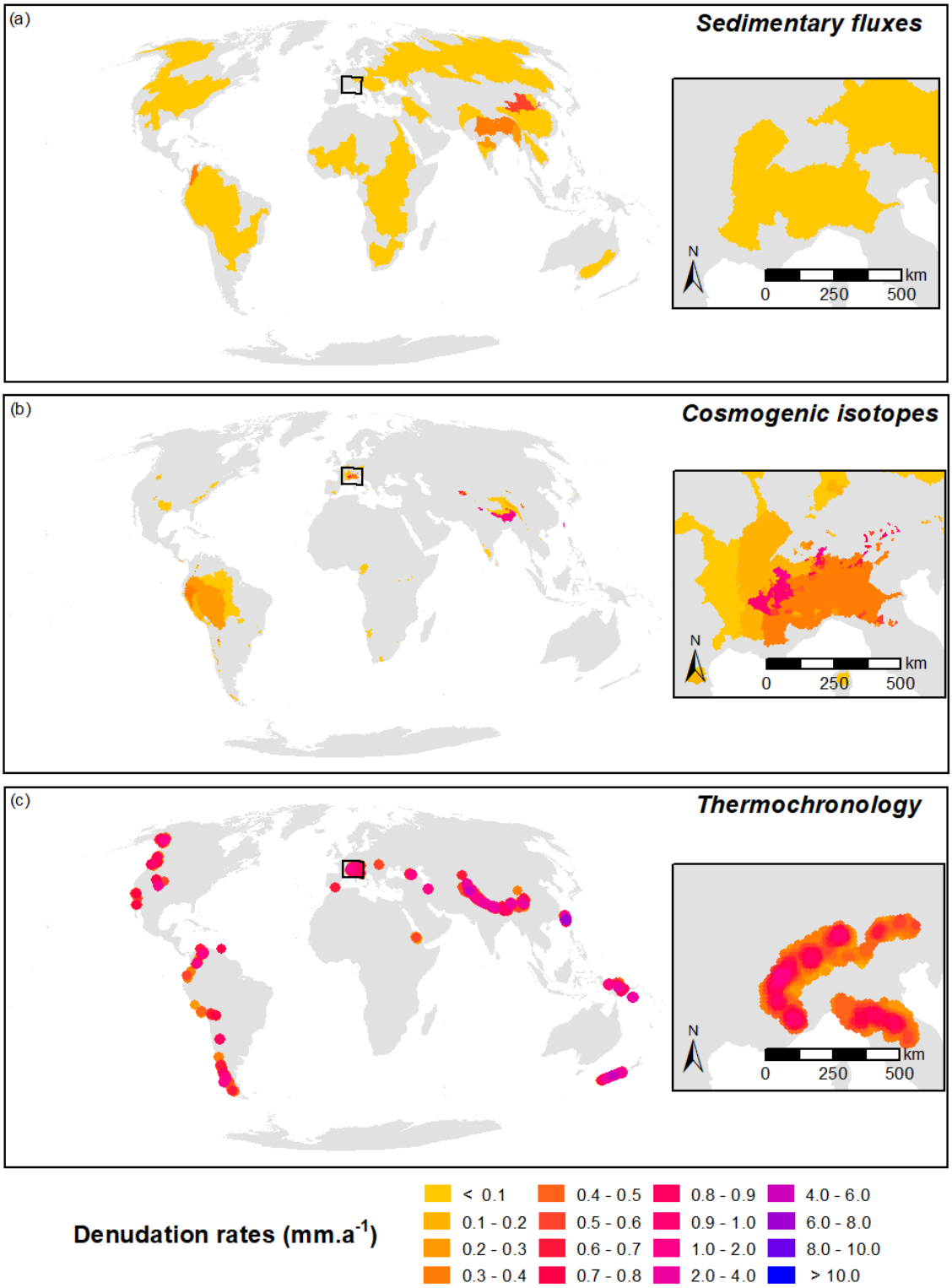


Figure 1-1 : Taux de dénudation à l'échelle mondiale suivant trois méthodes de détermination. (a) Flux sédimentaires tirés de Syvitski and Milliman *(2007)*. (b) Taux de dénudation par isotopes cosmogéniques extraits de la base de données OCTOPUS *(Godard et al., 2012)*. (c) Taux de dénudation mesurés par thermochronologie extraits de la compilation de *(Codilean et al., 2018b)*. Seuls les taux mesurés sur 0-2 Ma sont considérés.

Cette disparité est principalement due aux limites méthodologiques intrinsèques à chaque méthode. Il a notamment été démontré que les valeurs de flux sédimentaires sont dépendantes de l'échelle spatiale de l'étude. Les mesures de flux sédimentaires de manière générale diminuent avec l'augmentation de la superficie du bassin versant en raison du piégeage et du stockage des sédiments en aval dans des zones de plaines alluviales ou des terrasses et du déclin général de la pente moyenne du bassin versant lorsque la superficie augmente (Figure 1-2) *(Bierman and Montgomery, 2014)*. En revanche les taux de dénudation mesurés à l'échelle du bassin versant par isotopes cosmogéniques ne sont pas affectés par la taille du bassin versant (Figure 1-2) *(Bierman and Montgomery, 2014)*.

Les valeurs de dénudation par thermochronologie présentées dans la Figure 1-1 sont des interpolations de données discrètes *(Herman et al., 2013)*, qui sont d'autant plus restreintes à

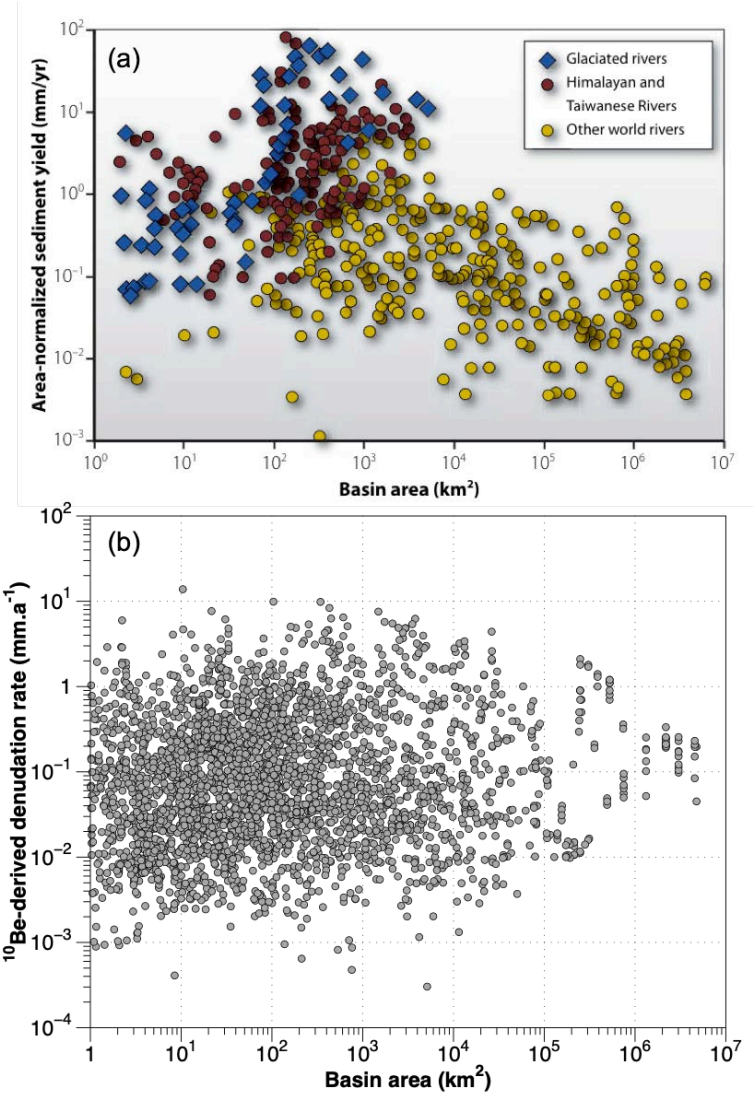


Figure 1-2 : Taux de dénudation en fonction de l'aire drainée. (a) Taux de dénudation par mesure de flux sédimentaires, tirée de *(Codilean et al., 2018b)*. (b) Taux de dénudation par isotopes cosmogéniques, données extraites de la base de données *OCTOPUS* (*Codilean et al., 2018b*).

des zones montagnardes. L'emprise spatiale de la thermochronologie est donc très réduite, ce qui limite la comparaison directe avec les flux sédimentaires ou isotopes cosmogéniques.

La notion d'échelle spatiale est donc importante à considérer dans l'étude des taux de dénudation. La méthode par isotope cosmogénique intègre de manière continue les taux de dénudation sur une surface (contrairement à la thermochronologie) et n'est pas dépendante de l'échelle d'analyse (contrairement aux flux sédimentaires), ce qui en fait la méthode préférentielle.

3.2. Les facteurs de contrôle de la dénudation

3.2.1. Les paramètres morphologiques

Plusieurs études sur les taux de dénudation dans divers contextes topographiques, climatiques et tectoniques ont identifié le relief (différence entre l'altitude minimale et maximale, indicateur indirect de la pente moyenne) comme étant le facteur principal de contrôle des taux de dénudation *(Ahnert, 1970; Montgomery and Brandon, 2002; Summerfield and Hulton, 1994)*. Dans une étude novatrice, Ahnert *(1970)* propose une relation linéaire entre le relief (< 3 000 m) et les taux de dénudation (< 0.45 mm.a^{-1}) pour des bassins versants aux latitudes moyennes. Cette relation linéaire est confirmée par d'autres auteurs, notamment Summerfield et Hulton *(1994)* qui élargissent le champ d'étude à une échelle spatiale plus grande, incluant des bassins versants des latitudes basses (Figure 1-3).

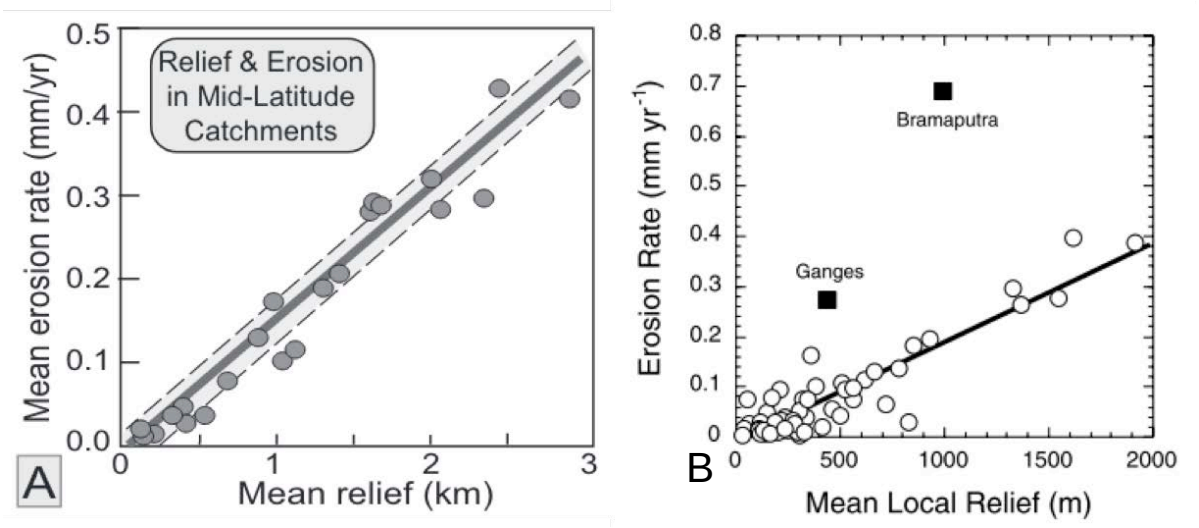


Figure 1-3 : Taux de dénudation en fonction du relief topographique. Il existe une relation linéaire pour les bassins des latitudes moyennes et pour des taux de dénudation modestes. (a) Données de Ahnert *(1970)*, reprises par *(Codilean et al., 2018b)*. (b) Données de Summerfield et Hulton *(1994)*, reprises par Montgomery and Brandon *(2002)*.

En parallèle, d'autres études localisées dans des zones pentues observent l'existence d'un seuil critique de pente à partir duquel les taux de dénudation sont découplés de cette relation linéaire *(Binnie et al., 2007; Montgomery and Brandon, 2002)* (Figure 1-4). Ce seuil morphologique a été interprété comme marquant la transition de processus de dénudation de nature diffusifs vers des processus de détachement (comme des éboulis ou glissements de terrains). Le passage de ce seuil induit que de faibles changements dans l'angle de pente produiront de grandes variations de taux de dénudation *(Roering et al., 1999, 2007)*.

Le seuil de pente critique n'est pas universel et dépend d'une variété de facteurs climatiques, lithologiques et environnementaux *(Hurst et al., 2013; Roering et al., 2007)*. Les valeurs reportées dans le littérature varient de 22° à 33.5 ° *(Binnie et al., 2007; Montgomery and Brandon, 2002; Ouimet et al., 2009; Wittmann et al., 2007)*. Des compilations à l'échelle mondiale pointent aussi la pente comme facteur principal de contrôle des taux de dénudation *(Portenga and Bierman, 2011; Willenbring et al., 2013)*. En utilisant la base de données *OCTOPUS (Codilean et al., 2018b)*, on observe bien une relation non-linéaire entre la pente moyenne d'un bassin versant et le taux de dénudation calculé (Figure 1-4). Ceci confirme la double dynamique séparant les zones en dessous du seuil de pente, de celles au dessus du seuil de pente.

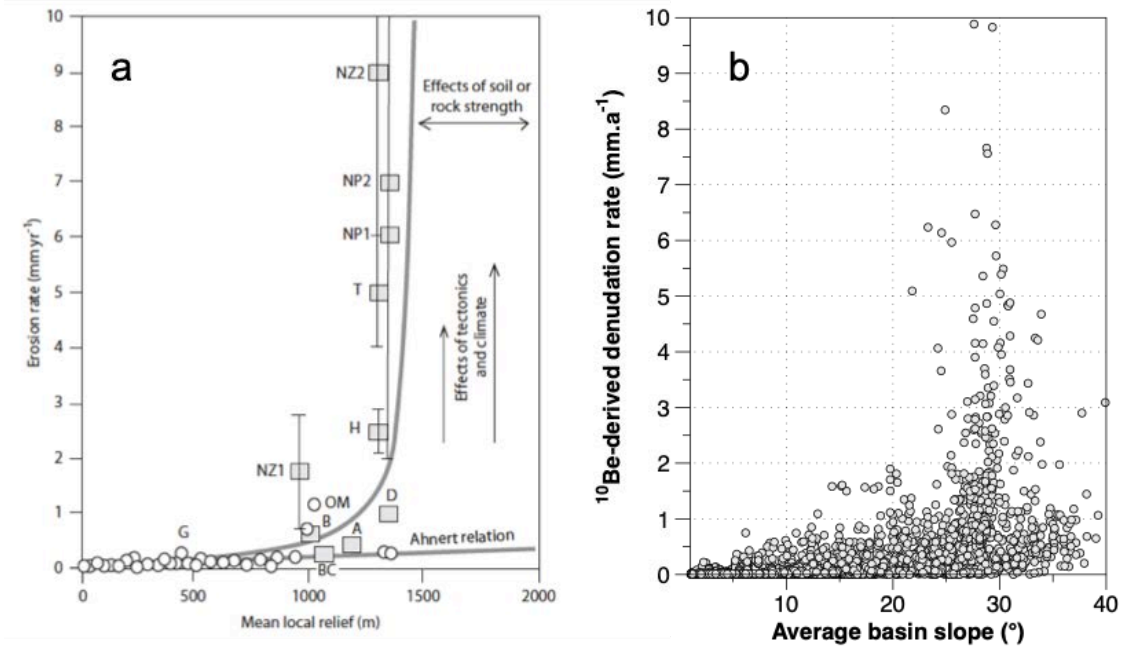


Figure 1-4 : Relation non linéaire entre la pente moyenne d'un bassin versant et les taux de dénudation. (a) Compilation de données tirée de Allen *(2017)* : NZ = Nouvelle Zélande, H = Himalaya, T = Taiwan, BC = Colombie Britannique, OM = Montagnes Olympiques, D = Denali, A = Alpes, G = Ganges, B = Brahmaputra. (b) Taux de dénudation de la base de données *OCTOPUS* (*Codilean et al., 2018b*).

3.2.2. La dynamique tectonique

Le soulèvement tectonique joue également un rôle important dans le contrôle des taux de dénudation. Le soulèvement et la dénudation, sont les composants fondamentaux des systèmes géomorphodynamiques et sont fonctionnellement liés les uns aux autres dans un processus de rétroaction négative *(Gregory and Goudie, 2011)*. Lorsque le soulèvement prédomine, le relief augmente et, par conséquent, le taux de dénudation est plus rapide, notamment au dessus du seuil critique de pente. L'augmentation du taux de dénudation peut éventuellement équilibrer les processus orogéniques; dans ce cas, les reliefs ne changent pas d'altitude. Lorsque la dénudation surpasse les effets orogéniques, alors les élévations commencent à baisser et, par conséquent, le taux de dénudation ralentit jusqu'à la fin du processus *(Goudie, 2013)*.

L'influence de la dynamique tectonique sur la dénudation a été observée dans plusieurs contextes. Au Chili, Starke et al., *(2017)* observent sur 33 bassins versants une claire corrélation entre les taux de dénudation et la dynamique tectonique locale de soulèvement. Des conclusions similaires ont été tirées dans l'Himalaya *(Scherler et al., 2014)* et dans les Andes Boliviennes *(Safran et al., 2005)*. Dans le Yosemite National Park dans l'État de Californie (USA), c'est un autre aspect de l'activité tectonique qui conditionne la variabilité spatiale de la dénudation *(Dühnforth et al., 2010)*. Dans ce cas-ci, c'est l'impact des failles qui fracture la roche et la fragilise, résultant en une augmentation localisée des taux de dénudation.

3.2.3. La lithologie

Les lithologies des roches exercent un contrôle important sur les dynamiques de dénudation via la notion d'érodalibilité des roches. Dans cette perspective, les roches sont souvent qualifiées de «dures» ou «résistantes» et «faibles» ou «non résistantes» aux processus de dénudation *(Goudie, 2013)*. Des différences lithologiques peuvent ainsi être à l'origine de variations spatiales des taux de dénudation comme en Bolivie *(Aalto et al., 2006; Kober et al., 2015)*, en Corse *(Molliex et al., 2017)* ou au Tibet *(Palumbo et al., 2010)*.

3.2.4. Les paramètres climatiques

Le climat exerce un contrôle sur les processus de dénudation agissant à la surface terrestre. Ce contrôle est lié aux éléments climatiques (température, précipitation, vent) qui agissent sur le type et l'intensité de l'altération.

Les facteurs environnementaux relatifs à l'intensité de l'altération physique et à l'altération chimique varient principalement en fonction de la température et de la quantité d'humidité

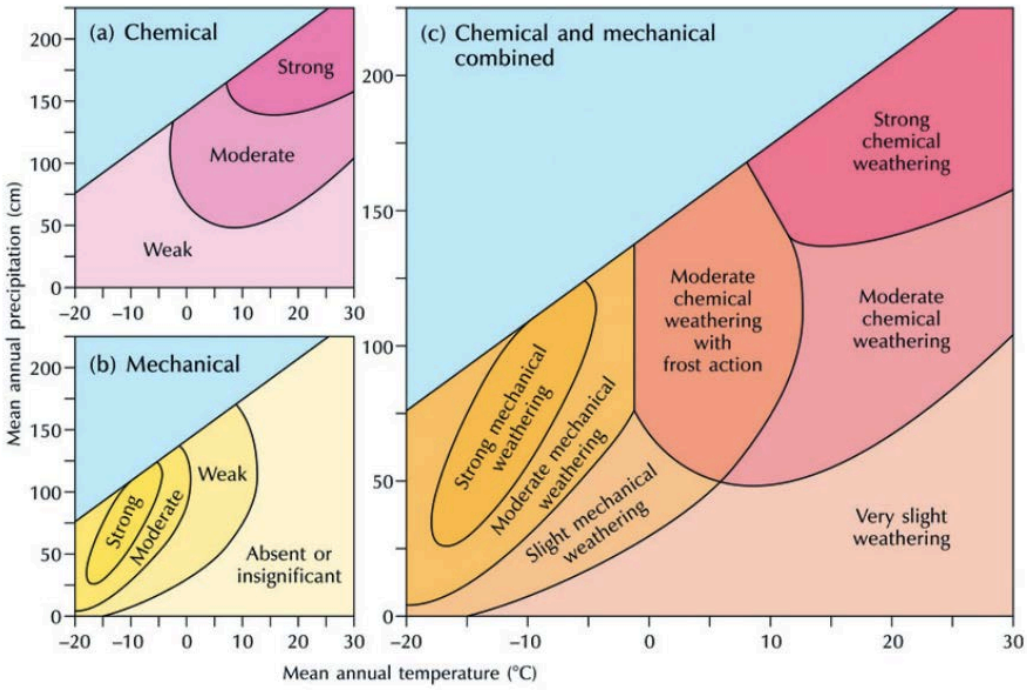


Figure 1-5 : Impact des paramètres climatiques sur le type d'altération. Tirée de *Huggett (2016)*.

(Figure 1-5). L'altération chimique domine dans les climats chauds et humides, tandis que l'altération physique prévaut dans les climats froids et secs, où l'altération chimique progresse lentement. L'altération chimique a tendance à diminuer avec l'altitude et aux hautes latitudes, tandis que l'altération physique a tendance à augmenter avec l'altitude et aux hautes latitudes *(Bierman and Montgomery, 2014)*. En outre, les conditions climatiques, favorisent l'action d'un agent érosif par rapport à un autre : les processus d'érosion fluviale deviennent dominants dans les zones où la quantité de pluie est suffisante pour garantir l'écoulement pérenne des eaux. L'érosion éolienne est particulièrement efficace lorsque l'humidité est faible et les glaciers ne peuvent exister que lorsque les basses températures et les précipitations le permettent *(Goudie, 2013; Huggett, 2016)*.

À une échelle plus locale, le climat peut aussi être un facteur prédominant. C'est notamment le cas dans les Alpes où les basses températures sont associées au phénomène de frost-cracking qui intensifie la dénudation *(Delunel et al., 2010)*. Dans la cordillère des Andes, ce sont les variations des précipitations à l'échelle orogénique qui contrôlent les taux de dénudation *(Kober et al., 2007)*. Sur le long terme, les taux de dénudation ont été aussi corrélés avec les précipitations, comme dans la chaîne des Cascades dans l'État de Washington (USA) *(Reiners et al., 2003)* et au Kenya *(Garcin et al., 2017)*.

3.2.5. La végétation

L'impact de la végétation sur la dénudation dépend principalement du type de végétation en place *(Schmid et al., 2018)*. Un couvert végétal épais limite l'écoulement des eaux et l'impact du vent. Néanmoins, la présence de la végétation peut dans certains cas favoriser les processus de dénudation comme dans le cas de racines qui peuvent provoquer des ruptures dans le substratum rocheux, facilitant ainsi la dénudation. Cependant, dans la majorité des cas, la présence de végétation limite plus que favorise la dénudation *(Goudie, 2013)*. Ce rôle protecteur de la végétation a été observé dans divers contextes comme au Chili *(Schaller et al., 2018)*, au Kenya *(Acosta et al., 2015)* et en Himalaya *(Olen et al., 2016)*.

Les facteurs de contrôle des taux de dénudation sont donc multiples et de nature variable. En conséquence, la variabilité spatiale des taux de dénudation à l'échelle mondiale n'est pas explicable par un unique facteur mais par la combinaison de plusieurs paramètres.

3.3. Notion de temps d'intégration

La comparaison entre les trois méthodes présentée en début de chapitre demande aussi de s'intéresser à la notion de temps d'intégration. Le temps d'intégration est propre à chaque méthode et désigne la période sur laquelle le taux de dénudation mesuré est moyenné (Figure 1-6). Pour les flux sédimentaires, le temps d'intégration des mesures dépend directement des périodes de jaugeage disponibles, si bien que cette méthode a essentiellement une portée maximale de 100 ans. Pour les isotopes cosmogéniques, le temps d'intégration correspond typiquement au pas de temps nécessaire pour dénuder 60 cm de roche *(von Blanckenburg, 2005)*. Pour les bassins connaissant des taux de dénudation rapides, la méthode de mesure de concentration en isotopes cosmogéniques enregistre le taux de dénudation moyen pendant

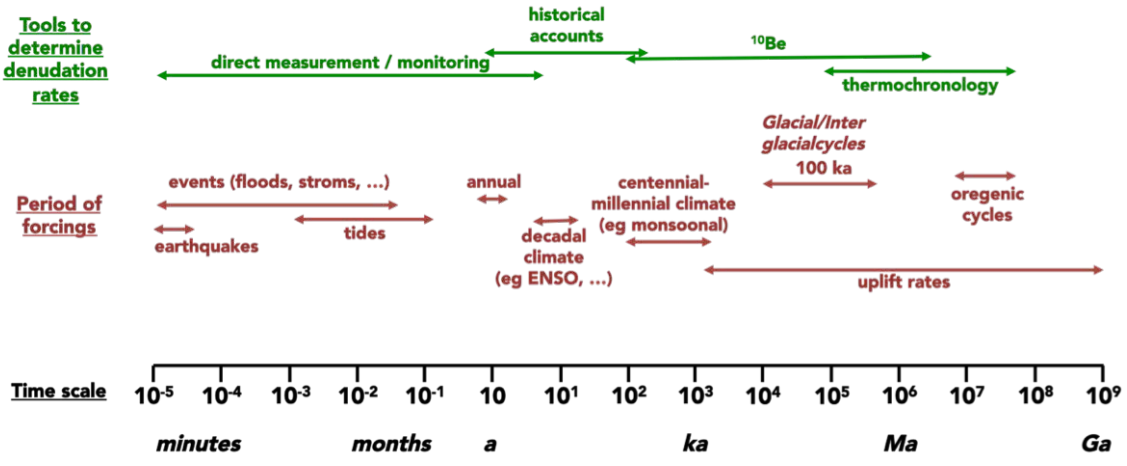


Figure 1-6 : Temps d'intégration et périodes de perturbations. Adaptée de Romans et al., *(2016)*

l'Holocène récent (par exemple, l'Himalaya a un taux de dénudation moyen actuel mesuré par ^{10}Be de 1.3 mm.a^{-1} *(Lupker et al., 2012)*, ce qui induit un temps d'intégration inférieur à 500 ans). Pour les bassins dans des zones cratoniques à érosion lente, cette méthode permet d'enregistrer des taux de dénudation sur 100 000 ans ou plus *(von Blanckenburg, 2005)*. C'est notamment le cas en Namibie où des taux de dénudation par ^{10}Be de 0.005 mm.a^{-1} ont été mesurés sur des inselbergs *(Cockburn et al., 1999)*, ce qui correspond a un temps d'intégration de 120 000 ans. La thermochronologie quand à elle, est applicable pour l'interprétation des taux de dénudation à long terme, à l'échelle orogénique (10^5 - 10^7 ans) *(Reiners and Brandon, 2006)*. Les temps d'intégration sont donc différents suivant les méthodes. Ces dernières ne permettent donc pas d'étudier tous les facteurs de contrôle qui possèdent eux aussi des temps caractéristiques différents. Il est donc essentiel d'envisager la nature et la périodicité des forçages potentiels sur les taux de dénudation et choisir en conséquence une méthode sensible au forçage que l'on cherche à observer. Inversement, il est aussi possible de choisir une méthode insensible au forçage que l'on cherche à négliger.

4. Les variations temporelles des taux de dénudation

Au cours des trente dernières années, de nombreux articles ont étudié les variations temporelles des taux de dénudation. L'accent a été mis sur les possibles liens de causalité entre les variations climatiques à l'échelle des temps géologiques et les processus de dénudation. Plus particulièrement, les conséquences du refroidissement global pendant le Cénozoïque tardif *(Lisiecki and Raymo, 2005)* (marqué par l'apparition des glaciation dans l'hémisphère Nord il y a 2.6 Ma *(Raymo, 1994)*) sur les taux de dénudation restent floues *(Herman and Champagnac, 2016; Norton and Schlunegger, 2017; Willenbring and Jerolmack, 2016)*. L'incertitude provient principalement d'un manque de consensus lié aux limites inhérentes à chacune des méthodes utilisées pour reconstruire les taux de dénudation passés et à la difficulté d'isoler les contributions respectives de la tectonique et du climat. Les mécanismes et archives des variations passées du climat sont détaillés ci-dessous.

4.1. Évolution climatique

Sur les derniers 2.6 Ma le climat terrestre global a évolué de manière cyclique, avec des cycles de 40 ka entre 2.6 et 1 Ma, et des cycles de 100 ka depuis 1 Ma *(Berger, 1988; Lisiecki and Raymo, 2005)*. La cause de ces changements sont les variations des paramètres orbitaux de la Terre (obliquité, précession, excentricité), qui modifient la quantité et la répartition de l'énergie solaire estivale reçue dans les hautes latitudes de l'Hémisphère Nord *(Cohen and Gibbard, 2019; Imbrie and Imbrie, 1980; Milankovitch, 1941; Roe, 2006)*. Si le forçage initial est astronomique, la rythmicité et l'amplitude des cycles climatiques de 100 ka depuis 1 Ma

sont imposées par la dynamique interne de la Terre, notamment par le couplage entre la ventilation océanique et la taille des calottes de glace. L'interaction dynamique entre ces enveloppes fluides contrôle en effet la variabilité de l'albédo, du CO_2, et des poussières, et donc le bilan radiatif global, ce qui amplifie les variations d'insolation et permet d'expliquer les variations observées de la température moyenne mondiale - de l'ordre de 6°C entre les périodes interglaciaires et les périodes glaciaires *(Friedrich et al., 2016; Roe, 2006).* (Il est probable que ce soit l'inertie propre au cycle de croissance-fonte des calottes de l'Hémisphère Nord, notamment de la calotte Laurentide, qui impose la rythmicité de 100 ka *(Clark et al., 2006).*

Ces alternances de glaciations et de déglaciations depuis 1 Ma sont non seulement attestées dans les archives marines *(Lisiecki and Raymo, 2005)* mais aussi dans les carottes de glaces *(EPICA community members, 2004).* Elles sont suffisamment harmonieuses, répétitives et ubiquistes pour avoir justifié une subdivision climato-stratigraphique. Cette classification est basée sur les fluctuations temporelles de la composition isotopique de l'oxygène définis à partir du $\delta^{18}O$ de l'eau des océans et appelée les stades isotopiques marins (*Marine Isotopic Stage - MIS*). Les derniers 75 ka couvrent deux époques climatiques distinctes : l'Holocène (11.7 ka - présent, MIS 1) qui est l'époque interglaciaire actuelle et le Pléistocène Supérieur, entre 75 et 11.7 ka, qui regroupent les MIS 2-3-4, correspondant à la dernière période glaciaire du Quaternaire (« Würm », selon la terminologie des géographes) *(Walker et al., 2009).*

La variabilité du climat global est reconstituée à partir d'analyses du $\delta^{18}O$ enregistré dans les foraminifères *(Lisiecki and Raymo, 2005)* ou dans les carottes glaciaires *(Andersen et al., 2004).* Le $\delta^{18}O$ est utilisé comme indicateur de la température de l'eau de mer (et du volume de la glace continentale) au moment de la formation des foraminifères ou comme proxy de la température de l'air au moment de la formation des flocons de neige (Figure 1-7).

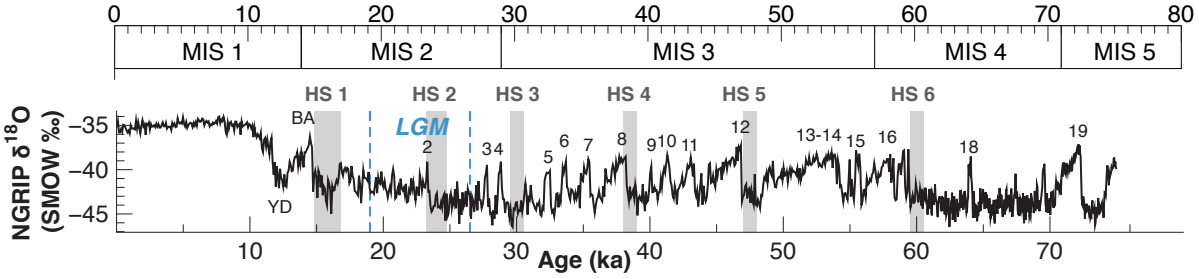


Figure 1-7 : Courbe $\delta^{18}O$ du forage NGRIP au Groenland *(Codilean et al., 2018b).* Les évènements de Heinrich sont marqués en gris et numérotés de HS 1 à HS 6 (*Hemming, 2004*). Les cycles de Dansgaard-Oeschger sont numérotés de 2 à 19. LGM = *Last Glacial Maximum (Andersen et al., 2004)*, BA = Bølling-Allerød. YD = *Younger Dryas.*

Ces enregistrements indiquent que l'Hémisphère Nord, pendant la période comprise entre 75 et 11.7 ka (MIS 2-3-4, fin du Pléistocène) était caractérisé par des conditions glaciaires partiellement instables. En effet, les températures du Groenland et de l'Atlantique Nord ont présenté pendant cette période une variabilité climatique interne avec une alternance de stades (périodes froides) et d'interstades (périodes plus chaudes) qui se succèdent périodiquement avec une fréquence de 1000 ans environ (*Andersen et al., 2004)*. Les interstades sont alors marqués par un $\delta^{18}O$ plus élevé dans les glaces et plus léger dans l'eau de mer. A l'inverse, les stades sont marqués par une baisse du $\delta^{18}O$ dans les glaces et une augmentation dans l'eau de mer *(Johnsen et al., 1997)*. Si les interstades correspondent à de courtes périodes de réchauffement abrupts, ils n'ont cependant pas été suffisants pour sortir des conditions glaciaires.

Dans le détail, cette cyclicité climatique déduite du $\delta^{18}O$ de la glace du forage NGRIP est très nette pendant le stade isotopique 3 (Figure 1-7). *(Andersen et al., 2004)*. Elle met en évidence trois phénomènes : les évènements de Heinrich, les cycles de Dansgaard-Oeschger et les cycles de Bond. Les évènements de Heinrich, numérotés de H1 à H6 correspondent à des débâcles massives d'icebergs se produisant tous les 7 000 à 15 000 ans et qui sont enregistrées dans les sédiments marins *(Hemming, 2004)*. Entre chaque évènement de Heinrich, des oscillations rapides avec des fortes amplitudes sont visibles. Il s'agit des cycles de Dansgaard-Oeschger qui ont une périodicité d'environ 1 470 ans *(Schulz, 2002)* et qui se traduisent par une augmentation rapide des températures en quelques décennies suivie par un refroidissement graduel sur une période plus longue *(Bond et al., 1993)*. Les cycles de Dansgaard-Oeschger sont regroupés par 3 ou 4 pour former un cycle de Bond caractérisé par un refroidissement progressif jusqu'à un évènement de Heinrich, suivi *in fine* par un réchauffement brusque juste après *(Alley, 1998; Bond et al., 1999)*.

Ainsi, pour la période couverte par ce travail (0 - 75 ka), on peut distinguer plusieurs phases (Figure 1-7) :

- l'Holocène : entre 11.7 ka et l'actuel, caractérisé par les conditions les plus chaudes et stables.
- la déglaciation : entre 19.5 ka et 11.7 ka, comprenant les oscillation du Bølling-Allerød (réchauffement brutal entre 14.7 et 12.7 ka) et le Dryas Récent (*Younger Dryas*) (refroidissement suivant le Bølling-Allerød entre 12.9 et 11.7 ka).
- le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) (*Last Glacial Maximum*) : entre 26.5 ka et 19 ka *(Clark et al., 2009)*, caractérisé dans les Alpes par l'extension maximale des glaciers et par un niveau marin bas.

- le stage isotopique 3 : entre 57 ka et 28 ka, caractérisé par l'alternance des cycles de Dansgaard-Oeschger.
- Le stade isotopiques 4 : entre 57 et 71 ka, caractérisé par des conditions froides proches de celles du LGM.
- Le stade isotopique 5c : entre 96 et 71 ka, caractérisé par la présence de deux réchauffements notables à 71 et 77 ka *(Svensson et al., 2017)*.

4.2. Les variations des taux de dénudation au long terme (> 100 ka)

Les études traitant des variations des taux de dénudation sur des périodes supérieures à 100 00 ans sont détaillées ci-dessous en fonction de la méthode utilisée.

4.2.1. Flux et taux de sédimentation

Historiquement, les taux de sédimentations ont été utilisés pour estimer les premiers paléo-taux de dénudation, souvent sous la forme de flux sédimentaires. Ces flux ont d'abord été mesurés dans les océans à la fin des années 1970 dans le cadre du *Deep Sea Drilling Project (Davies et al., 1977)* et pointent vers une augmentation d'un facteur trois des taux de sédimentation depuis le Miocène Moyen (environ 15 Ma) (Figure 1-8).

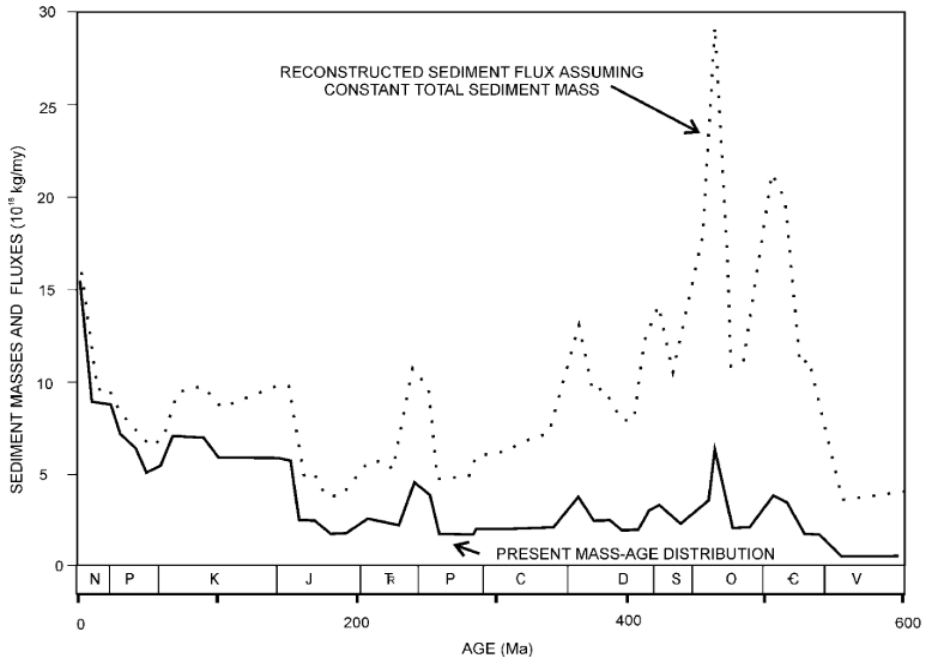


Figure 1-8 : Taux de sédimentation mondiaux observés (courbe pleine) et reconstruits en prenant compte du recyclage sédimentaire par la subduction des plaques tectoniques. Tirée de *(Hemming, 2004)*.

L'interprétation de cette augmentation est brève, mais les auteurs suggèrent que puisque l'augmentation des taux est visible à l'échelle mondiale, alors la cause doit aussi être mondiale *(Hay et al., 2002)*. Dans la foulée, plusieurs auteurs ont avancé l'impact potentiel du climat sur ces taux de sédimentation, notamment via les effets de changements de végétation *(Donnelly, 1982)* et les variations de l'altération chimique *(Hay et al., 2002)*.

Cependant, plusieurs arguments remettent en cause l'augmentation même des taux de sédimentation, particulièrement, le recyclage des sédiments les plus anciens par la subduction *(Hay et al., 2002)* et la remobilisation de sédiments stockés sur les plateaux continentaux lors des baisses de niveaux marins associées aux périodes glaciaires *(Hay and Southam, 1977)*. D'autres études se sont ensuite consacrées aux enregistrements sédimentaires continentaux pour s'affranchir de ces limites.

Dans les Alpes, Kuhlemann et al., *(2001, 2002)* ont reconstitué des budgets sédimentaires en calculant des volumes à partir des épaisseurs connues des strates sédimentaires des bassins circumalpins. Ces reconstitutions remontent jusqu'à 30 Ma et mettent en évidence une forte augmentation des volumes sédimentaires provenant des Alpes entre 3 Ma et l'actuel. Cette augmentation a été attribuée à l'impact des glaciations dans l'Hémisphère Nord et de la dénudation glaciaire sur les Alpes *(Kuhlemann et al., 2002)*. Zhang et al., *(2001)* puis Molnar *(2004)* ont procédé à une analyse détaillée des taux de sédimentations à l'échelle mondiale. Ils observent une augmentation très forte des taux de sédimentation débutant il y a 2 à 4 Ma (Figure 1-9). Cette augmentation globale se produit dans de nombreuses régions du monde, des tropiques aux plus hautes latitudes. Ils tirent la conclusion qu'une telle augmentation ne peut être attribuée qu'à un processus synchrone à l'échelle mondiale : le changement climatique. Plus précisément, ils désignent la transition il y a 3-4 Ma d'une période climatiquement stable où les paysages avaient atteint leur équilibre, à une période avec des fluctuations climatiques fréquentes et abruptes empêchant les paysages d'atteindre des états d'équilibres.

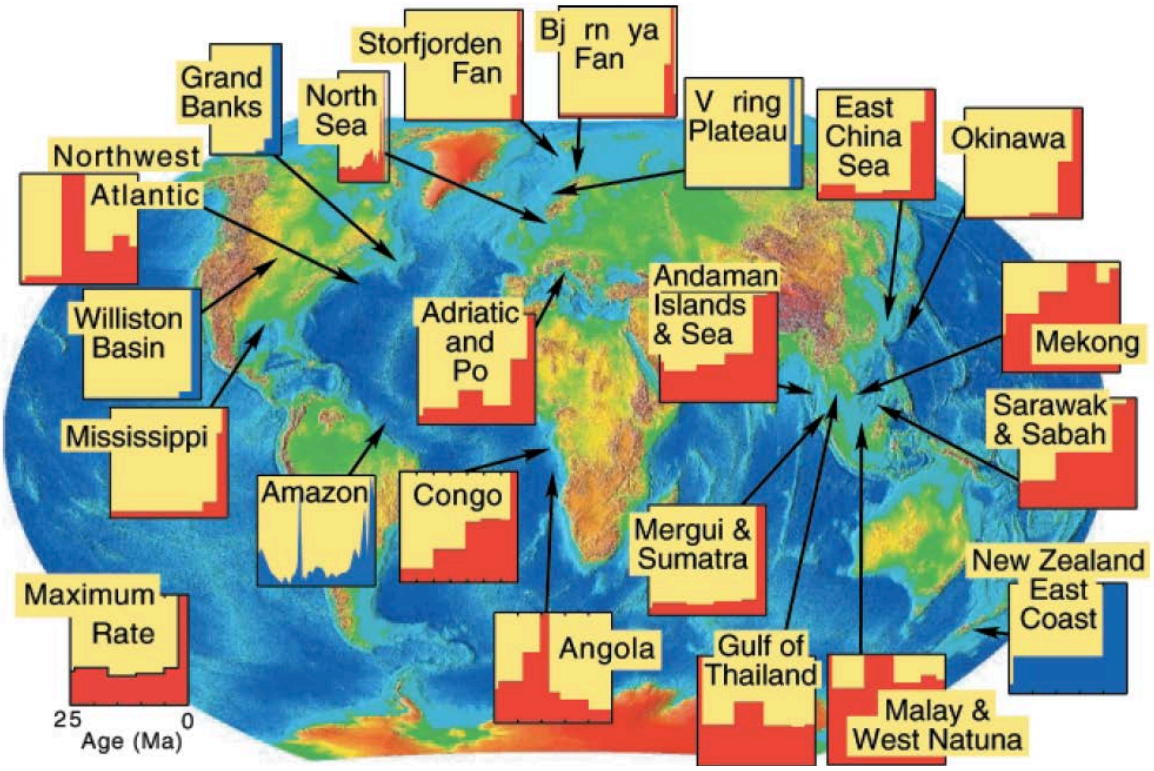


Figure 1-9 : Carte des taux de sédimentation mondiaux depuis 25 Ma. Tirée de *(Clark et al., 2009)*.

Des limites méthodologiques inhérentes à l'étude des taux de sédimentation doivent néanmoins être énoncées. Premièrement, certains dépôts utilisés par Zhang et al., *(2001)* puis par Molnar *(2004)* en Asie Centrale ont été datés de manière erronée ce qui invalide leur interprétation d'une augmentation des taux de sédimentation entre 4 et 2 Ma *(Charreau et al., 2009)*. Deuxièmement, il a été démontré que des enregistrements 1D (comme les taux de sédimentations) sont difficilement exploitables comme traceurs de dénudation appliqués à des surfaces 3D et ceci à cause des variations de la géométrie des dépôts *(Métivier, 2002)*. Troisièmement, l'augmentation des taux de sédimentation vers le présent est remise en question par l'"*effet Sadler*". Sadler *(1981)* démontre en effet que plus la durée d'observation augmente, plus la probabilité d'inclure des phases de pauses sédimentaires provoque une augmentation artificielle des taux vers le présent.

4.2.2. Altération chimique par isotopie du $^{10}Be/^{9}Be$ atmosphérique

D'autres études apportent une vision différente du problème en s'intéressant non plus à la dénudation totale mais aux variations temporelles de l'altération chimique. Le rapport isotopique $^{10}Be/^{9}Be$ d'origine atmosphérique dans les sédiments marins a été utilisé pour tracer les variations de l'altération chimique dans des carottes provenant des océans Pacifique, Arctique et Atlantique (Figure 1-10) *(Willenbring and von Blanckenburg, 2010; Willenbring and Jerolmack, 2016)*. Ce marqueur n'indique pas de variations systématiques claires de

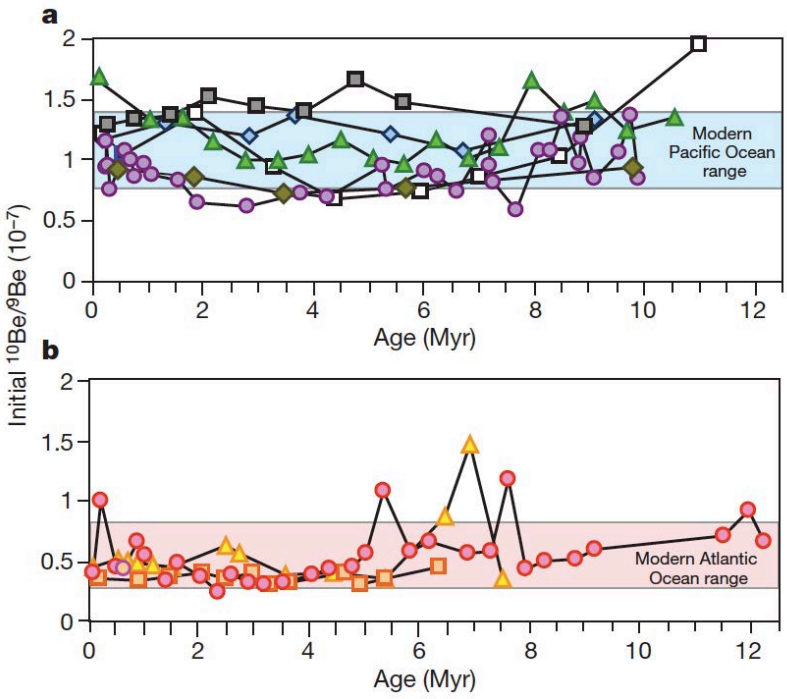


Figure 1-10 : Rapport $^{10}Be/^{9}Be$ atmosphérique des océans au cours des derniers 13 Ma. (a) échantillons du Pacifique (b) échantillons de l'Océan Atlantique (rectangles oranges et triangles jaunes) et de l'Océan Arctique (ronds roses). Tirée de Willenbring and von Blanckenburg *(2010)*

l'altération chimique sur les derniers 10 Ma et les auteurs interprètent cette absence de tendance comme la preuve d'une stabilité des taux d'altération et d'érosion (altération physique) à l'échelle mondiale *(Willenbring and von Blanckenburg, 2010)*.

Cette interprétation est cependant nuancée par les incertitudes concernant l'impact du pH des océans sur le comportement des isotopes du béryllium ainsi que par le fait que ce marqueur est insensible aux variations d'altération des basaltes et carbonates *(Willenbring and Jerolmack, 2016)*. D'autre part, la relation proportionnelle théorique entre l'altération chimique et l'altération physique a été remise en question *(Norton and Schlunegger, 2017)*. Ainsi, une relative stabilité des taux d'altération chimique ne réfuterait pas forcément une augmentation des taux d'altération physique.

4.2.3. Thermochronologie

Dans les années 2010, plusieurs études utilisent la thermochronologie pour s'affranchir des limites méthodologiques des analyses sédimentaires et des incertitudes de l'interprétation du rapport $^{10}Be/^{9}Be$ atmosphérique. Ces études s'intéressent à l'impact spécifique des glaciations et de la dénudation glaciaire, en faisant l'hypothèse d'une dénudation accrue due aux glaciers (hypothèse de Molnar and England *(1990)*, reprise par Champagnac *et al., (2014);* Herman *et al., (2013)* et Herman and Champagnac *(2016)*). Herman *et al., (2013)* présentent une compilation mondiale de données thermochronologiques homogénéisées (Figure 1-11).

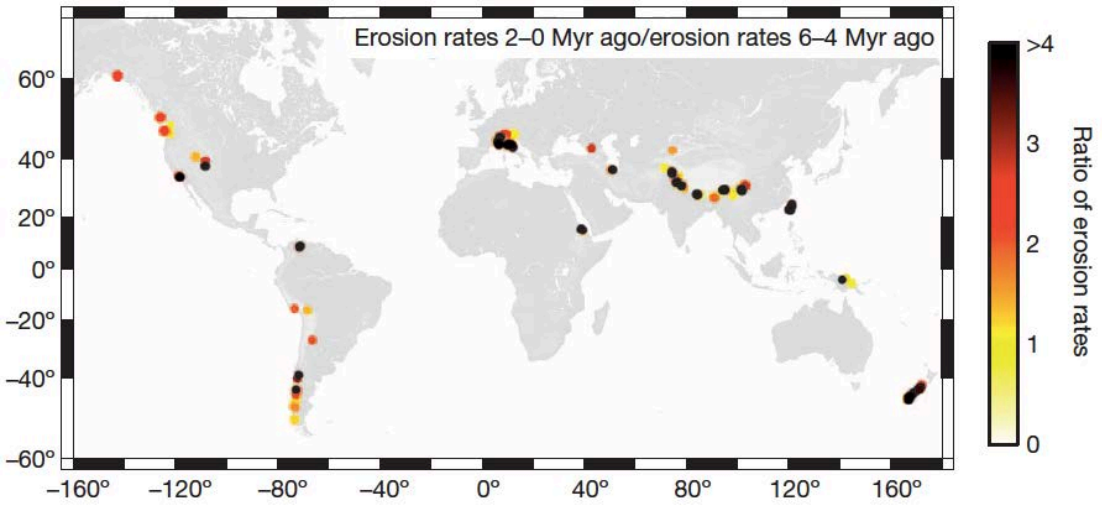


Figure 1-11 : Différences des taux de dénudation entre 2-0 Ma et 6-4 Ma vus par la thermochronologie. Tirée de Herman *et al., (2013).*

L'interprétation de cette compilation est largement basée sur la comparaison des taux de dénudation entre 6-4 millions d'années et les taux entre 2-0 millions d'années. Ce pas de temps a été choisi pour comparer la phase pré-refroidissement global (6-4 Ma) avec la phase d'alternance de périodes glaciaire / interglaciaire (2-0 Ma). Cette comparaison indique clairement une augmentation significative des taux de dénudation des chaînes de montagnes entre 6-4 Ma et 2-0 Ma. Cette augmentation a été interprétée par les auteurs comme étant principalement due à la dénudation glaciaire.

Cette étude est la première reconstruction quantitative, directe et à l'échelle mondiale des taux de dénudation suggérant un impact direct des variations climatiques via les glaciers. Cependant, les auteurs reconnaissent un biais dans l'ensemble de données où seuls des taux d'exhumation suffisamment rapides permettent d'obtenir la précision nécessaire pour avoir une faible incertitude. En conséquence, des variations pour des taux de dénudation faibles sont possibles mais non détectables. Récemment, Schildgen *et al., (2018)* ont démontré que l'étude de Herman *et al., (2013)* présentait des biais de corrélations spatiales dues à la combinaison d'échantillons spatialement proches mais avec des histoires différentes. La majorité de l'augmentation des taux de dénudation serait donc due à des artéfacts méthodologiques *(Schildgen et al., 2018).*

4.2.4. Isotopes cosmogéniques

En parallèle, plusieurs études appliquent la méthode des isotopes cosmogéniques aux archives sédimentaires pour mesurer des paléo-taux de dénudation (Figure 1-12). Les contextes topographiques ainsi que les objets d'études sont divers et les études ne couvrent pas les mêmes périodes. Plusieurs observations peuvent être faites à partir de cette compilation.

Premièrement, il y a une grande disparité dans les valeurs de taux de dénudation mesurés, allant de 0.0002 mm.a^{-1} (Italie : *Cyr and Granger, 2008*) à 2.44 mm.a^{-1} (Argentine : *Val et al., 2016*) (Figure 1-13). Cette gamme de valeurs est néanmoins beaucoup plus basse que celle couverte par Herman *et al., (2013)* : de 0.0015 mm a^{-1} (Himalaya) à 6.63 mm a^{-1} (Taiwan). Deuxièmement, aucune tendance globale n'est discernable. Contrairement à la compilation de Herman *et al., (2013)*, la comparaison des taux de dénudation entre 6-4 Ma et 2-0 Ma ne montre pas d'augmentation claire de la dénudation. Trois études interprètent leurs données comme stables ou sans variation significatives : Cyr and Granger, *(2008)*; Madella *et al., (2018)* et Oskin *et al., (2017)*. Il faut cependant noter que ces trois zones d'études correspondent aux taux de dénudation les plus faibles de cette compilation, et présentent donc des temps d'intégration très longs : Cyr and Granger *(2008)*, temps d'intégration moyen de 2.5 Ma ; Madella *et al., (2018)*, temps d'intégration moyen de 115 ka, Oskin *et al., (2017)*, temps d'intégration moyen de 11 ka. Dans le cas de Cyr and Granger *(2008)* et Madella *et al., (2018)*, des temps d'intégration aussi longs ne permettent pas d'observer le potentiel impact du climat sur la dénudation car plusieurs fluctuations climatiques peuvent avoir lieu sur la période d'intégration. La sensibilité de ces études est donc limitée par leurs temps d'intégration effectifs liée à l'utilisation des isotopes cosmogéniques.

Dans le cas de claires variations des paléo-taux de dénudation, les auteurs ne sont pas unanimes sur leurs causes. Pour Balco and Stone *(2005)* et Val *et al., (2016)*, la cause des variations des taux de dénudation est liée à la dynamique de subsidence des bassins étudiés. Pour Haeuselmann *et al., (2007)* et Refsnider *(2010)*, l'augmentation abrupte des taux de dénudation serait d'origine climatique, et plus particulièrement due à l'incision des glaciers. Mason and Romans *(2018)* et Pingel *et al., (2019)* attribuent aussi les variations de paléo-taux de dénudation aux fluctuations climatiques alors que Schaller *et al., (2016)* ne tranchent pas entre la dynamique tectonique et les variations climatiques.

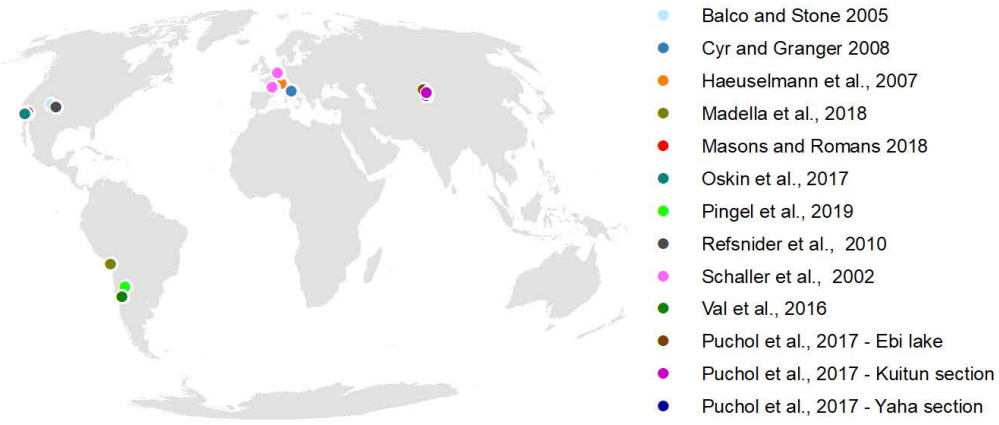


Figure 1-12: Localisation des études utilisées pour la compilation au long terme (> 100 ka)

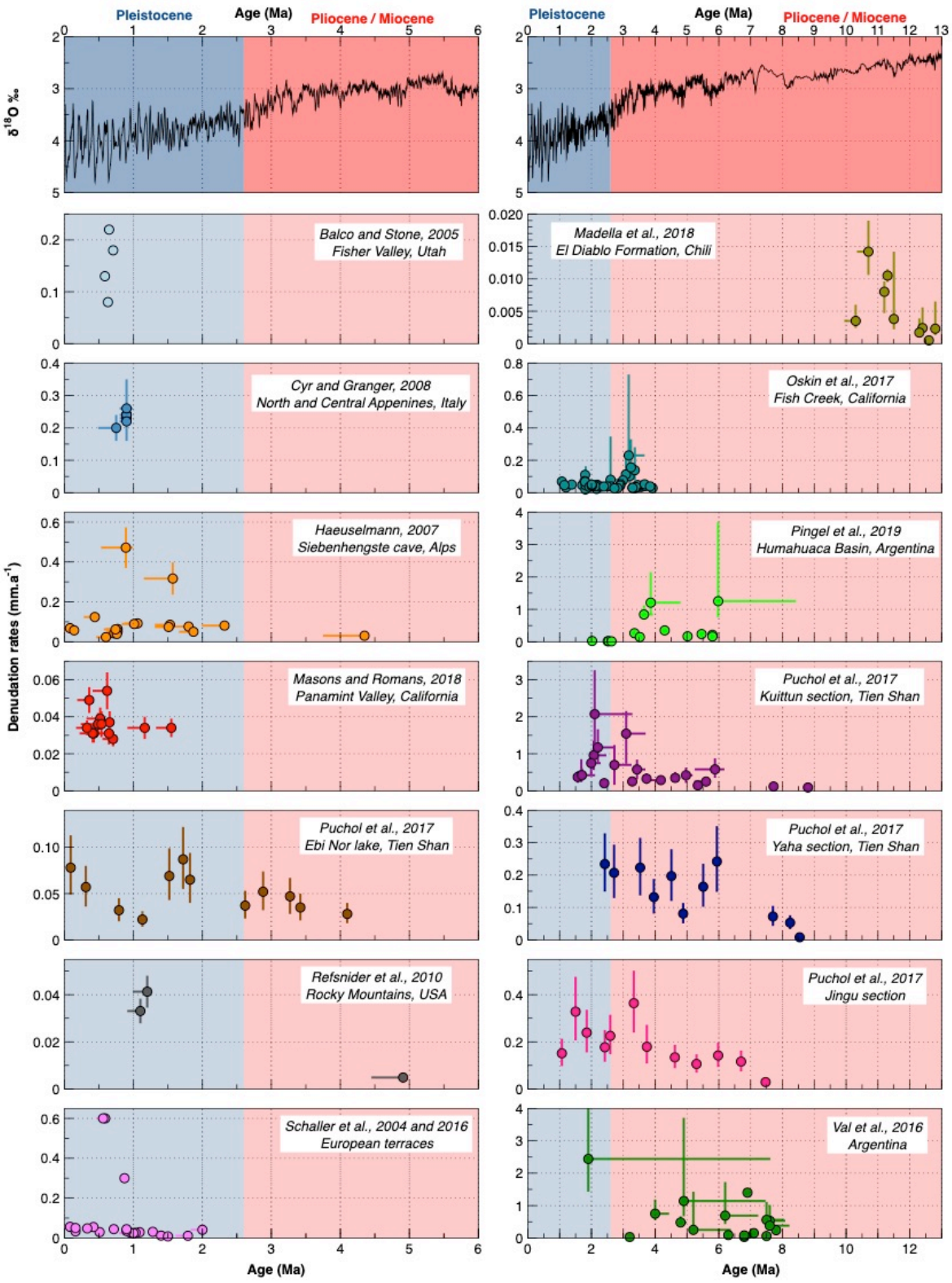


Figure 1-13 : Compilation des études au long terme utilisant le ^{10}Be comme proxy de dénudation. Tendance climatique mondiale tirée de l'enregistrement isotopique marin (*Zachos, 2001*). Le Pleistocène est indiqué en fond bleu, le Pliocène et Miocène en fond rouge. Données ^{10}Be de (*Balco and Stone, 2005; Cyr and Granger, 2008; Haeuselmann et al., 2007; Madella et al., 2018; Mason and Romans, 2018; Oskin et al., 2017; Pingel et al., 2019; Puchol et al., 2017a; Refsnider, 2010; Schaller et al., 2016b, 2004; Val et al., 2016*).

Puchol et al., *(2017a)* reprennent l'étude de Charreau et al., *(2011)* (Kuitun section) sur les paléo-taux de dénudation en Asie Centrale (Tianshan) et complètent l'analyse régionale avec trois autres enregistrements sédimentaires. Cette région est particulièrement importante puisque les taux de sédimentation mesurés par Zhang et al., *(2001)* en Asie Centrale ont servit d'argument majeur pour en faveur de l'impact du climat sur les taux de dénudation. Puchol et al., *(2017a)* notent que les quatre enregistrements sédimentaires montrent sur le long terme une augmentation des taux de dénudation depuis 9 Ma -particulièrement entre 9 et 4 Ma- et ce malgré des différences climatiques marqué entre le nord (Ebi Nor lake, Kuitun section et Jingu section) et le sud (Yaha section) (Figure 1-14). Un point important de cette étude est l'absence d'augmentation majeure des taux de dénudation avec l'apparition des cycle glaciaires à 2.6 Ma (Figure 1-14), ce qui contredit les données de Herman et al., *(2013)*, Molnar, *(2004)* et Zhang et al., *(2001)* dans la région. L'impact de composante tectonique sur les taux de dénudation est aussi discuté mais les taux de raccourcissement du Tianshan depuis 4 Ma ne se traduisent pas par une augmentation de la dénudation comme on aurait pu s'y attendre *(Puchol et al., 2017a)*. Les auteurs concluent donc bien que l'activité tectonique et le climat soient tous deux susceptibles d'expliquer l'augmentation moyenne des taux de dénudation observée de 9 à 4 Ma, aucun de ces deux facteurs ne semble expliquer les taux plus récents *(Puchol et al., 2017a)*.

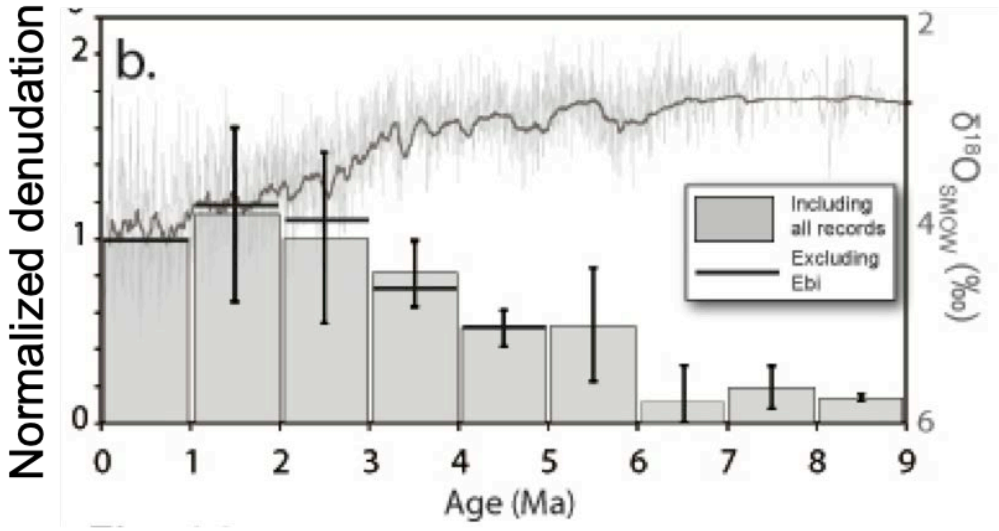


Figure 1-14: Taux de dénudation ^{10}Be moyen normalisé pour les quatre enregistrements du Tianshan. Les taux sont moyennées sur 1 Ma et normalisé par rapport à l'intervalle 0 - 1 Ma. les droites verticales dénote l'écart type pour chaque intervalle. La courbe en arrière plan montre les variations de $\delta^{18}O$ montre *(Zachos, 2001)*. Figure tirée de *(Balco and Stone, 2005; Cyr and Granger, 2008; Haeuselmann et al., 2007; Madella et al., 2018; Mason and Romans, 2018; Oskin et al., 2017; Pingel et al., 2019; Puchol et al., 2017a; Refsnider, 2010; Schaller et al., 2016b, 2004; Val et al., 2016)*.

Ces études nuancent la compilation de Herman *et al., (2013)*, surtout pour les études en zones montagnardes où l'impact des glaciers devrait être observé *(Puchol et al., 2017a)*. Cependant, il faut souligner que la composante tectonique est indiscernable de la composante climatique à de telles échelles de temps, ce qui peut expliquer l'absence de tendance globale. Afin de distinguer les influences de la tectonique du signal potentiel du climat, les études à court terme sont à favoriser.

4.3. Les variations des taux de dénudation au court terme (< 100 ka)

Au court terme, la thermochronologie n'est pas applicable car ayant un temps d'intégration trop grand, la méthode privilégiée est donc celle des isotopes cosmogéniques. Les huit études présentes couvrent une diversité de contextes morphologiques (zones montagnardes et



Figure 1-15 : Localisation des études utilisées pour la compilation sur le court terme

plaines) et climatiques (Figure 1-15).

À cette échelle, il apparaît que les taux de dénudation diminuent vers le présent. Pour chaque étude, les taux les plus élevés correspondent à des échantillons passés alors que les échantillons les plus récents présentent des valeurs faibles. Par contre, une influence généralisée du climat entre le Pléistocène (période glaciaire) et l'Holocène (interglaciaire) n'est pas discernable (Figure 1-16). Les auteurs attribuent les variations de taux de dénudation aux variations de précipitations *(Bekaddour et al., 2014; Fuller et al., 2009; Garcin et al., 2017; Grischott et al., 2017b)* ou aux variations de températures *(Marshall et al., 2017; Schaller et al., 2002)*. Seul Grischott *et al., (2016)* concluent d'une variation faible des taux de dénudation, ce que les auteurs attribuent à la présence d'une plaine alluviale qui tamponne le signal climatique. concluent de la variation faible des taux de dénudation, ce que les auteurs attribuent à la présence d'une plaine alluviale qui tamponne le signal climatique.

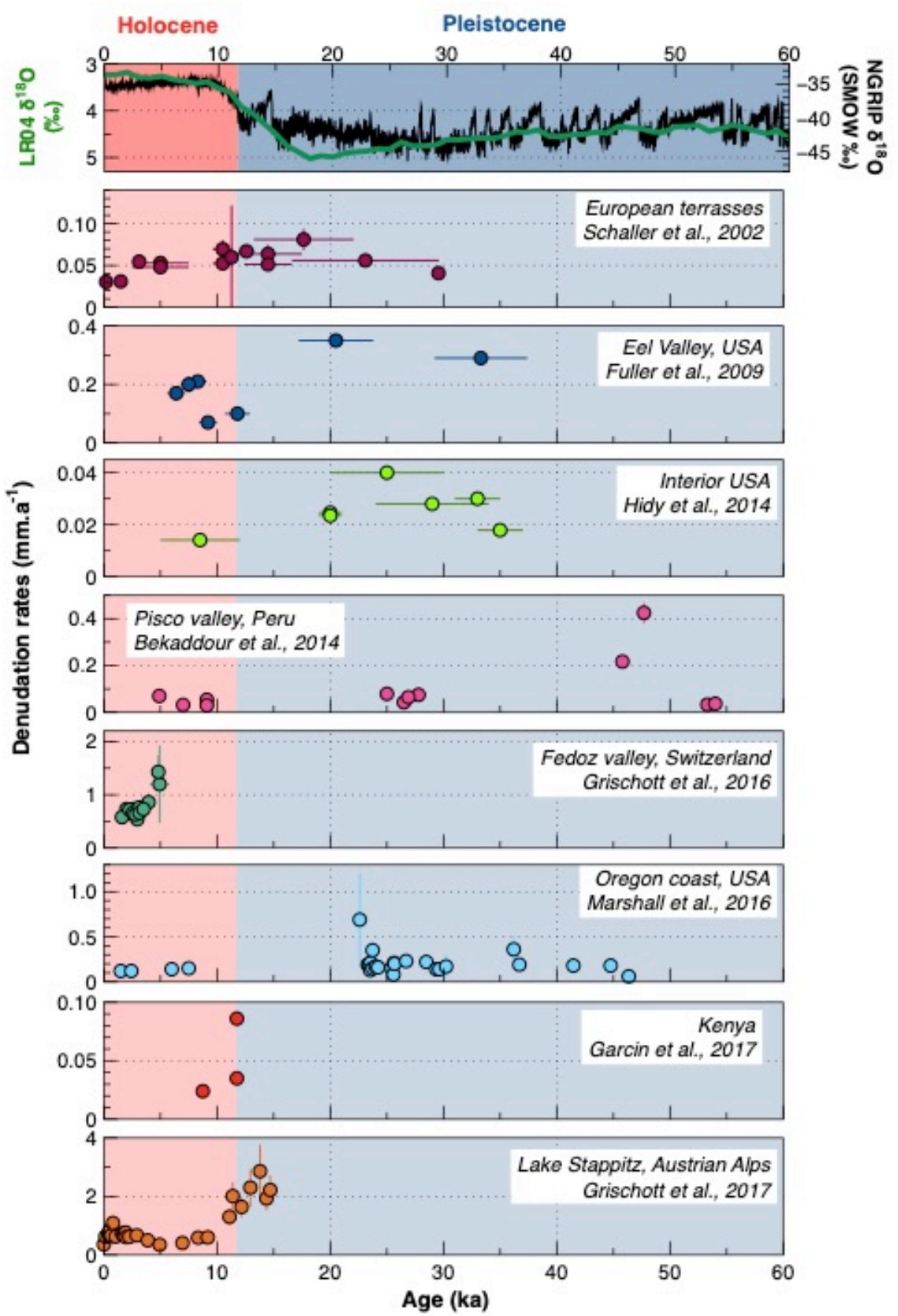


Figure 1-16 : Compilation des études au court terme utilisant le ^{10}Be comme proxy de dénudation. Tendance climatique mondiale tirée de l'enregistrement isotopique marin (courbe verte) *(Zachos, 2001)* et de la calotte groenlandaise (courbe noire) (*Andersen et al., 2004*). Le Pleistocène est indiqué en fond bleu et le Pliocène en fond rouge. Données ^{10}Be de *(Lisiecki and Raymo, 2005)*.

Il faut aussi noter que si la majorité des études associe les périodes glaciaires avec une augmentation des taux de dénudation et de leur variabilité, Hidy *et al., (2014)* observent l'inverse dans un environnement de plaine, avec une baisse de 30 à 35 % des taux de dénudation en période froide.

Les auteurs avancent la possibilité de réponses différentes des environnements montagnards et des environnements de plaine aux variations climatiques. Les environnements montagnards verraient leur taux de dénudation augmenter en période froide, notamment sous l'action des glaciers. Inversement, dans les régions avec des reliefs faibles, non connectées aux montagnes, ce sont les températures plus chaudes qui entraîneraient l'augmentation de la dénudation.

Parmi ces études, seules trois utilisent un enregistrement sédimentaire continu *(Grischott et al., 2017a, 2017b; Marshall et al., 2017)* et les cinq études restantes utilisent des terrasses alluviales. Il faut aussi relever le fait qu'aucune étude ne couvre la transition complète de la période glaciaire à l'interglaciaire.

C'est cette limitation qui a motivé l'étude du bassin versant du Var et de ses carottes qui constituent un enregistrement sédimentaire continu depuis 75 ka et avec une très haute résolution temporelle (taux moyen de sédimentation entre 30 et 80 cm ka^{-1}). Ces enregistrements sont présentés dans le chapitre 2.

5. La question de l'efficacité de la dénudation glaciaire

L'interprétation de Herman *et al., (2013)* et Herman and Champagnac *(2016)* repose sur l'idée que la dénudation glaciaire est plus efficace que la dénudation fluviale. S'il est largement accepté que la dénudation glaciaire peut être dans certains cas très efficace *(Egholm et al., 2009; Hallet et al., 1996; Herman et al., 2015; Valla et al., 2011)*, son efficacité relative par rapport à la dénudation fluviale est disputée *(Koppes and Montgomery, 2009; Leith et al., 2018)*.

5.1. Modes de fonctionnement

La dénudation glaciaire à proprement dite a lieu à la base et sur les bords du glacier; et comprend plusieurs processus (abrasion, arrachement de blocs, altération chimique). L'abrasion glaciaire dépend de la charge sédimentaire portée par le glacier car la glace seule se déforme à des niveaux de contraintes inférieurs à ceux nécessaires pour creuser la roche *(Bennett and Glasser, 1997)*. L'intensité de l'abrasion sous glaciaire augmente avec la

concentration en débris jusqu'à un certain seuil, à partir duquel les débris freinent le glacier et limite son pouvoir érosif *(Bennett and Glasser, 1997)*. L'arrachement de blocs est le détachement de blocs du substratum par l'action successive de la gélifracturation du substratum puis du transport des débris par le glacier. L'altération chimique peut impacter le substratum rocheux par l'action de la dissolution *(Torres et al., 2017; Wimpenny et al., 2010)*.

Le facteur de contrôle principal de l'intensité de ces processus est la présence et la circulation d'eau à la base du glacier (Figure 1-17). Dans le cas d'un glacier à base "chaude", la production en grande quantité d'eau de fonte accélère la vitesse de glissement basale du glacier *(Flowers and Clarke, 2002)*. Cette vitesse est corrélée à la vitesse d'écoulement de la glace, favorisant une érosion plus intense *(Boulton, 1979; Herman et al., 2015; Humphrey and Raymond, 1994)*. L'absence d'eau sous le glacier dans le cas de glacier à base "froide" limite fortement sa vitesse d'écoulement et son pouvoir érosif *(Bennett and Glasser, 1997; Thomson et al., 2010)*, allant même jusqu'à protéger le substratum *(Godon et al., 2013)*. La température basale d'un glacier est dépendante de plusieurs facteurs, notamment des conditions atmosphériques de température *(Wilson and Flowers, 2013)*, de la présence de crevasses dans la glace *(Gilbert et al., 2019)* et de la topographie du substratum qui dirige l'écoulement de l'eau de fonte *(Pattyn et al., 2005)*. Le pouvoir érosif d'un glacier n'est donc pas systématique et est susceptible d'évoluer dans le temps, en fonction des conditions climatiques changeantes.

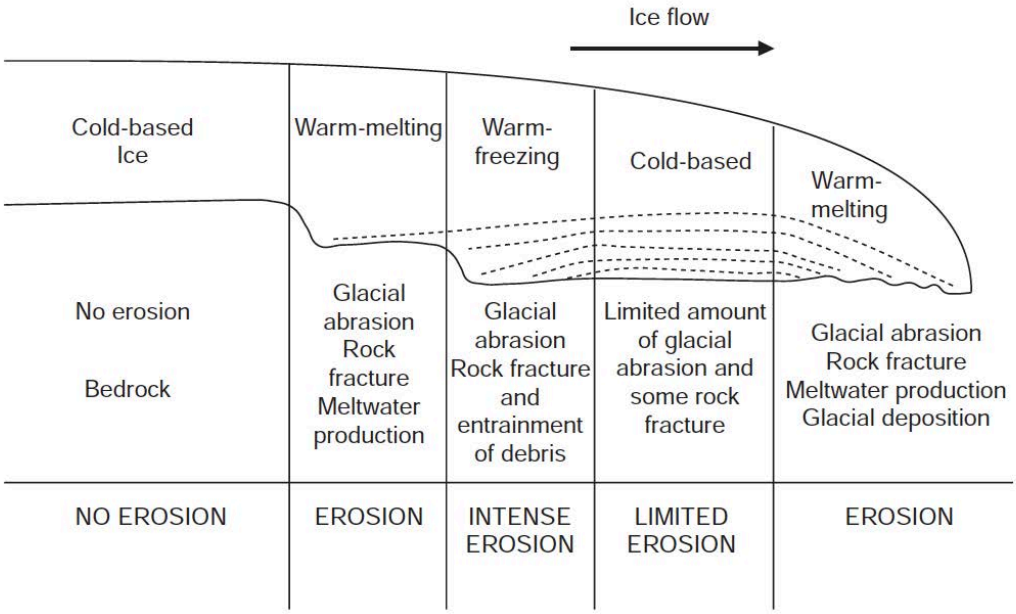


Figure 1-17 : Type de dénudation glaciaire en fonction du régime thermique du glacier. Tirée de *(Andersen et al., 2004)*.

L'étude de Herman et al., *(2015)*, réalisée sur le glacier Franz Joseph en Nouvelle-Zélande à l'aide d'images satellites et d'analyse Raman des sédiments a permis de définir une relation de causalité directe entre la vitesse d'écoulement du glacier et son taux d'érosion (Figure 1-0-18). Les taux d'érosion glaciaire sont particulièrement importants aux précipitations et à la topographie sous-jacente : la vélocité du glacier augmente quand il s'engouffre dans la vallée, ce qui augment son pouvoir érosif.

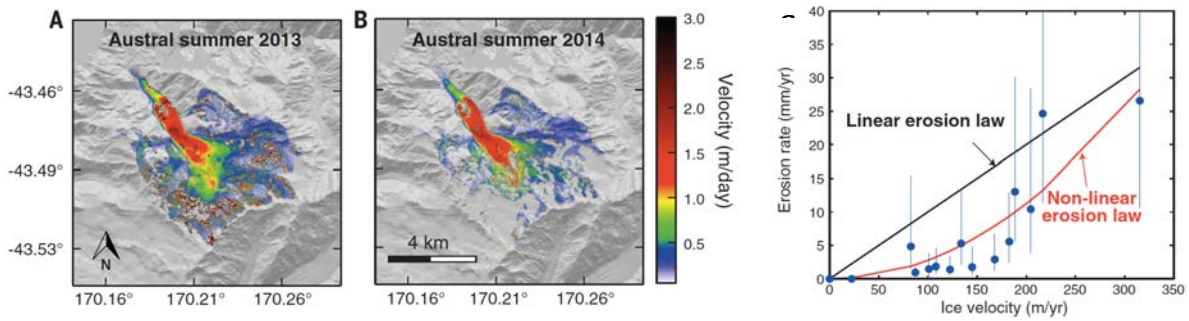


Figure 1-0-18 : (A) Vitesse de surface du glacier Franz Joseph en été austral 2013. (B) Vitesse de surface du glacier Franz Joseph en été austral 2014. (C) Relation entre la vitesse de glissement et le taux de dénudation. Figure modifiée de de Herman et al., *(2015)*.

5.2. Zones soumises à la dénudation glaciaire

La zone soumise à la dénudation par l'action d'un glacier est dépendante de son bilan de masse interne. Un glacier est composé de deux zones distinctes séparées par la ligne d'équilibre glaciaire - LEA (*equilibrium line altitude - ELA*). En amont de cette ligne ce trouve une zone d'accumulation dans laquelle l'apport de neige est plus importante que la fonte. En aval de la ligne d'équilibre se trouve une zone d'ablation où la perte de neige par fonte est plus importante que l'apport de neige. Le bilan de masse est positif dans la zone d'accumulation, négatif dans la zone d'ablation, et nul à la ligne d'équilibre. La dénudation glaciaire est cantonnée à la surface du glacier située sous la LEA *(Bennett and Glasser, 1997)*.

5.3. Mesures de la dénudation glaciaire

La quantification des taux de dénudation glaciaire est difficile, notamment parce qu'une partie des sédiments produits par les glaciers reste coincée au sein du glacier et est relarguée plus tard, ce qui induit un retard entre la production sédimentaire et le moment où cette production peut être appréciée *(Ballantyne, 2002; Church and Ryder, 1972)*. Delmas *et al., (2009)* ont compilé dans un bilan de la littérature les différentes valeurs de dénudation glaciaire en fonction de cinq méthodes de mesures. Cette compilation a été complétée par des données récentes *(Banerjee and Wani, 2018; Darnault et al., 2012; Godard et al., 2012; Guillon et al., 2015; Koppes et al., 2015; Sanders et al., 2013; Sheaf et al., 2003; Young et*

al., 2016) et par l'ajout d'une sixième méthode de quantification (*Concentration cosmogénique des sédiments - TNC concentration sediment*). En tout, 262 valeurs de dénudation glaciaire y sont présentes (Figure 1-19).

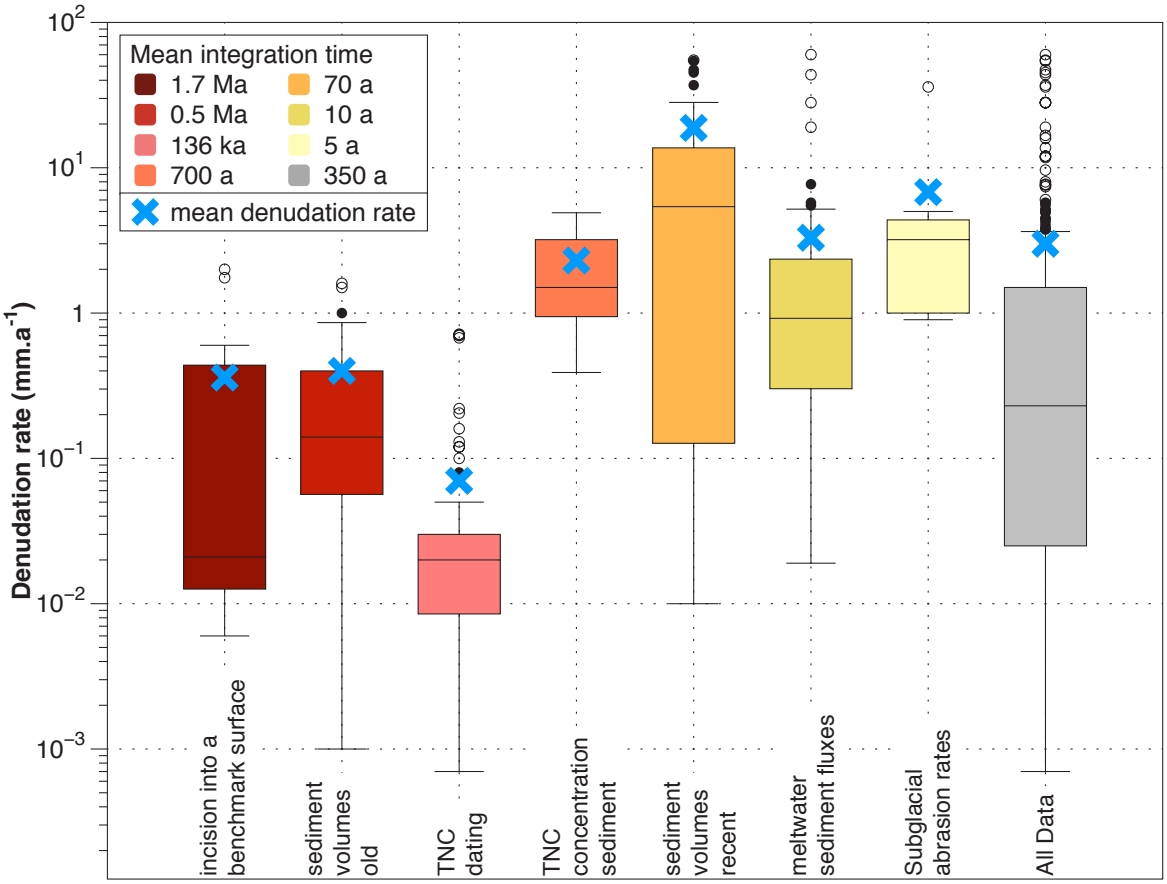


Figure 1-19: Compilation des taux de dénudation glaciaires mesurés par différentes méthodes représentée sous forme de boîte. La droite noire représente la médiane des valeurs, l'étendue du rectangle représente les 50% des valeurs autour de la médiane. Les ronds représentent les outliers. Données compilées d'après *Banerjee and Wani, 2018; Darnault et al., 2012; Delmas et al., 2009; Godard et al., 2012; Guillon et al., 2015; Koppes et al., 2015; Sanders et al., 2013; Sheaf et al., 2003; Young et al., 2016.*

Les méthodes utilisées comprennent des mesures directes (*Taux d'abrasion sous-glaciaire - Subglacial abrasion rates*), des estimations volumiques de sédiments déposés sur différentes périodes (*Volume sédimentaires Holocène et Pléistocène et récent - Sediment volumes old (Holocene and Pleistocene)* et *recent*), des mesures de flux sédimentaires dans les eaux de fonte (*Flux sédimentaire des eaux de fonte - Meltwater sediment fluxes*), des mesures d'isotopes cosmogéniques sur le substratum rocheux (*Datation par isotopes cosmogéniques - TNC dating*), des mesures d'isotopes cosmogéniques dans les sédiments (*Concentration cosmogénique des sédiments - TNC concentration sediment)* et des estimations d'incisions glaciaires calculées à partir d'enveloppes topographiques (*Taux d'incision sur une surface de*

référence - Incision into a benchmark surface). Ces six méthodes présentent des valeurs variables (de 0.007 $mm.a^{-1}$ à 60.07 $mm.a^{-1}$) ainsi que des temps d'intégration très disparates. Cette diversité des valeurs est probablement due à plusieurs facteurs. Premièrement, toutes les méthodes ne mesurent pas le même phénomène et ne sont donc pas directement comparables : par exemple, l'abrasion sous-glaciaire n'est qu'une partie de la dénudation par les glaciers alors que le calcul des volumes sédimentaires inclut aussi l'arrachement des blocs. Deuxièmement, certaines méthodes intègrent la dénudation à l'échelle d'une vallée glaciaire (*Inscision into a benchmark surface*, *sediment volumes, TNC concentration sediment* et *sediment fluxes*) alors que d'autres sont des données ponctuelles dans l'espace *(TNC dating* et *Subglacial abrasion rates*). Troisièmement, en plus de ces limites liées aux méthodes employées, les mesures viennent principalement de glaciers des Alpes ou de Scandinavie (98 mesures sur 239). Cette disparité spatiale peut entraîner un biais d'analyse car les dynamiques de dénudation glaciaires ne sont pas uniformes à la surface du globe *(Hallet et al., 1996)*. Notamment, les glaciers à base froide des hautes latitudes ont des vitesses d'écoulement et donc des taux de dénudation plus faibles que les glaciers à bases chaudes que l'on peut retrouver dans les Alpes ou en Alaska. Un sur-échantillonnage des glaciers à base chaude aura tendance à "tirer vers le haut" les valeurs moyennes de cette compilation.

5.4. La variabilité temporelle

La notion de temps d'intégration est aussi d'une importance particulière dans la mesure des taux de dénudation glaciaire. Dans le cas de la compilation de données présentée plus haut, celles intégrées sur un temps très court (< 100 ans) ont un taux moyen de dénudation de 9.6 $mm.a^{-1}$. À l'inverse, les données intégrées sur des temps plus longs (> 100 ka) ont un taux moyen de dénudation de 0.3 $mm.a^{-1}$. Cette disparité a aussi été relevée dans l'étude de Koppes and Montgomery *(2009)* sur la variabilité temporelle des taux de dénudation. La cause est probablement double. Premièrement, l'efficacité de la dénudation glaciaire serait maximale pendant les phases d'ajustements transitoires à des changements de conditions climatiques; comme c'est le cas aujourd'hui avec le réchauffement climatique global *(Fernandez et al., 2011; Koppes and Hallet, 2006)* ou en début de période glaciaire *(Van Der Beek and Bourbon, 2008; Brocklehurst et al., 2008; Godard et al., 2013; Leith et al., 2014; Molnar, 2004; Shuster et al., 2005)*. En dehors de cette période, la dénudation glaciaire serait d'une amplitude similaire à la dénudation purement fluviale, dans des contextes climatiques et tectoniques comparables *(Koppes and Montgomery, 2009)*. Deuxièmement, les mesures intégrant plusieurs cycles d'avancées et reculs des glaciers (< 100 ans) comprennent aussi des périodes de hiatus ou quasi-hiatus *(Finnegan et al., 2014; Kirchner et al., 2001)* (comparativement aux périodes d'efficacité maximale). Si le taux de dénudation moyen est calculé sur une alternance de périodes de dénudation active et de hiatus, alors l'augmentation des taux vers le présent telle

qu'elle est observée aujourd'hui peut être expliquée par un artéfact statistique (similairement à l'effet Sadler) *(Ganti et al., 2016)*. Les taux de dénudation glaciaires sont donc difficilement appréciables et en partie dépendants de la méthode de mesure appliquée et du temps d'observation.

L'impact des variations climatiques sur la dénudation reste mal contraint et débattu à l'échelle mondiale. Cependant, l'utilisation du ^{10}Be pour des études à court terme (< 100 ka) sur des enregistrements sédimentaires continus couvrant la transition complète d'une période glaciaire à une période interglaciaire a le potentiel d'apporter de fortes contraintes sur l'interaction climat - dénudation. De plus, si la zone d'étude comporte des glaciers ou paléo-glaciers, alors il y a aussi le potentiel pour observer dans le temps les variations de la dénudation glaciaires en fonction des conditions climatiques changeantes.

Chapitre II

Objet : le système sédimentaire du Var pendant les derniers 75 ka

Chapitre II 43
1. Le système sédimentaire du Var 43
2. Le bassin versant du Var 46
3. Le système sédimentaire immergé du Var 56
4. Enregistrements sédimentaire 60

1. Le système sédimentaire du Var

1.1. Notion de système sédimentaire

Les systèmes sédimentaires ou systèmes de routages sédimentaires comportent trois zones distinctes (e.g. *Allen, 2017; Romans et al., 2016*) (Figure 2-1) :

- Une **zone source** en amont du système où les processus d'altération et d'érosion sont dominants.
- Une **zone de transfert** des sédiments qui correspond à l'emprise du réseau fluviatile.
- Une **zone de dépôt** qui peut être entièrement dans le domaine continental dans le cas de bassins endoréiques ou à la fois sur le domaine continental (plaine alluviale) et marin pour les systèmes exoréiques.

Au sein de ces systèmes, une perturbation d'origine climatique, tectonique ou anthropique peut entrainer un changement de production sédimentaire, de dynamique de transport ou de dynamique de dépôt *(Romans et al., 2016)*. Cette perturbation se propage ensuite dans le système jusqu'à la zone de dépôt où elle peut être enregistrée.

Les systèmes sédimentaires peuvent être séparés entre des systèmes "réactifs" et des systèmes "tamponnés" selon leur temps de réponse et de transfert (*lag time*) au sein du système, entre le début de la perturbation et l'enregistrement de cette perturbation dans les archives sédimentaires *(Covault et al., 2013)*.

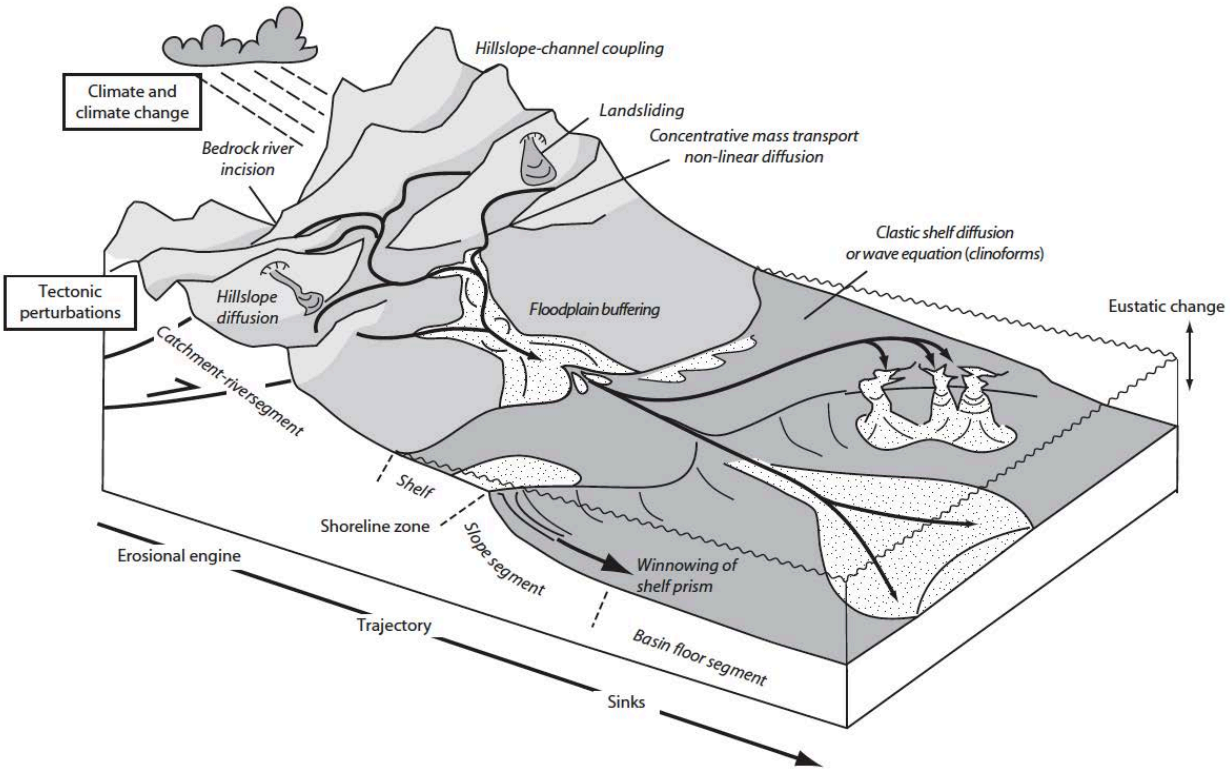


Figure 2-1: Schéma d'un système sédimentaire avec une zone source (*erosional engine*), une zone de transfert (*trajectory*) et une zone de dépôt (*sinks*). Le système peut être perturbé par la tectonique ou le climat et il comprend u, certain nombre de sous-systèmes morphologiques couplés entre eux. Tirée de Allen *(2017)*.

Les caractéristiques morphologiques typiques des systèmes réactifs facilitent le transport des sédiments de l'amont vers l'aval et limitent les espaces de stockages potentiels. Ils sont en général caractérisés par une aire de drainage réduite, un relief élevé, un fort gradient topographique, un plateau continental réduit et une variabilité du débit de rivière *(Covault et al., 2010, 2013)*. Inversement, un système tamponné aura tendance à posséder des caractéristiques morphologiques favorisant le dépôt temporaire des sédiments : un faible gradient topographique, une large plaine alluviale ainsi qu'un plateau continental étendu.

1.2. Contexte général du système du Var

Le système sédimentaire du Var est situé au pied des Alpes françaises et s'étend en Mer Méditerranée jusqu'aux abords de la Corse (Figure 2-2). Il se décompose donc en deux parties : en amont, le bassin versant hydrologique émergé du Var; et en aval, un système turbiditique sous-marin.

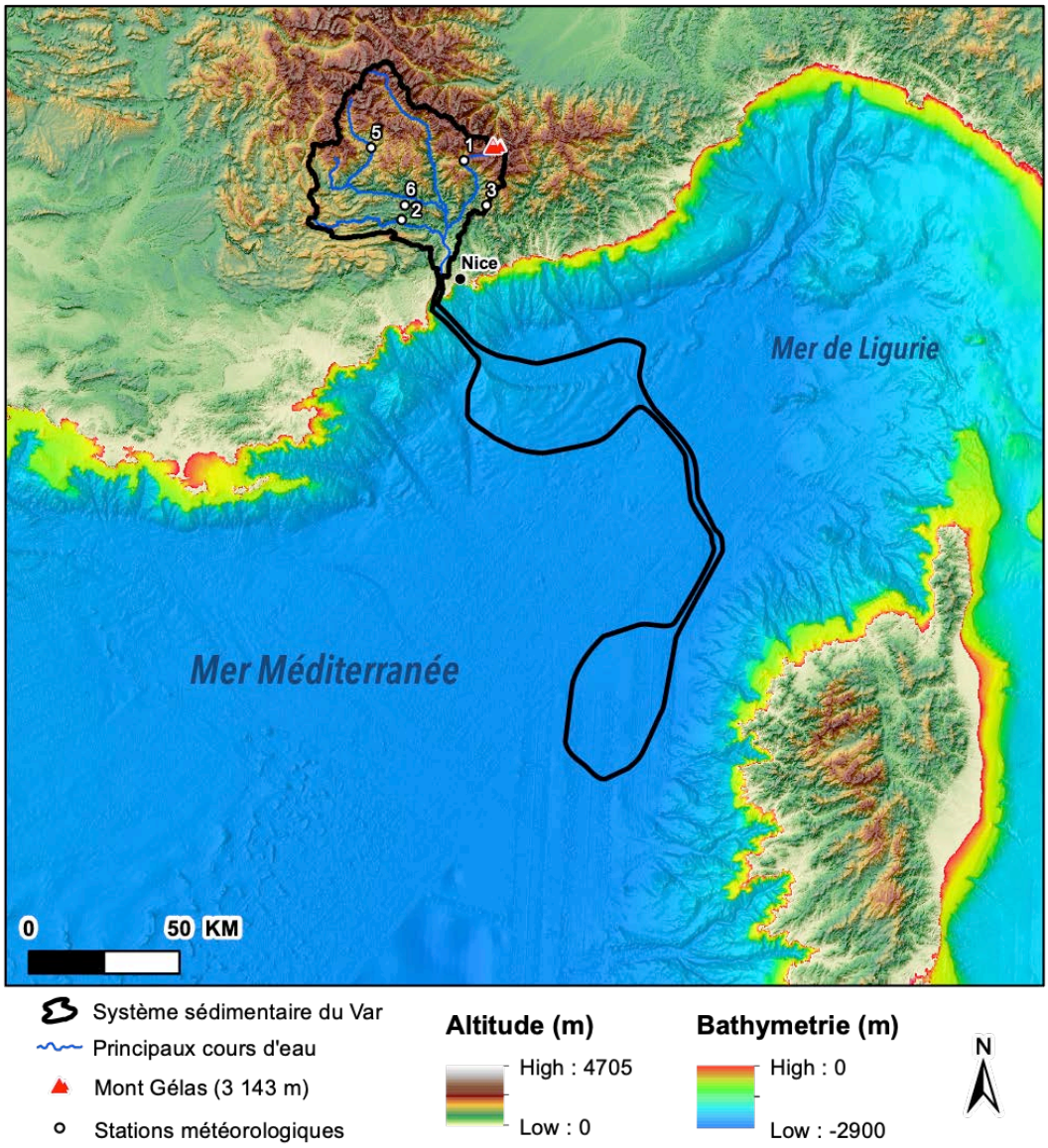


Figure 2-2 : Système sédimentaire du Var. Carte bathymétrique : EMODnet.

La morphologie du système est héritée de la succession de plusieurs évènements géologiques majeurs : la collision apulienne ayant généré le soulèvement alpin et l'ouverture du bassin Liguro-Provençal survenue pendant l'Oligocène-Miocène. Enfin, la crise de salinité messinienne (5.9 Ma - 5.3 Ma), caractérisée par une forte baisse du niveau marin en

Méditerranée (> 2 000 mètres) a conduit à une forte incision du réseau hydrographique à terre *(Savoye and Piper, 1991)*. Le développement du système turbiditique a commencé après le comblement de la ria messinienne et la transgression Pliocène *(Savoye et al., 1993)*.

Le bassin versant du Var couvre une superficie de 2 800 km^2 avec une altitude maximale de 3 143 m (Cime du Mont Gélas à la frontière entre la France et l'Italie), une élévation moyenne de 1 200 m et une forte pente moyenne de 23°.

Le bassin versant du Var est caractérisé par des paysages très changeants. Au Sud, la basse vallée du Var, 1 km de large et 20 km de long, est caractérisée par de faibles reliefs et un fort taux d'anthropisation. Plus en amont, avec l'augmentation du relief, le réseau hydrique est fortement incisé dans le paysage, formant des gorges à plusieurs endroits (gorges du Cian, gorges de la Vésubie, gorges de la Mescla (Tinée), gorges de Daluis (Var)). Dans la partie haute du bassin versant (hautes vallées de la Tinée et de la Vésubie), les paysages sont marqués par un modelé glaciaire (présence de cirques glaciaires et de glaciers rocheux).

2. Le bassin versant du Var

2.1. Hydrologie

Le fleuve du Var parcourt 120 km avant de se jeter dans la mer Méditerranée près de Nice et compte cinq affluents majeurs : la Tinée, la Vésubie, le Cian, le Coulomp et l'Estéron. Le régime hydrique du Var est pluvio-nival avec de fortes variabilités saisonnières liées à la fonte de neige au printemps et aux précipitations automnales. Le débit du Var est très variable et est soumis à des crues capables d'exporter dans un temps très court des charges sédimentaires importantes. Le débit annuel moyen est de l'ordre de 50 m^3.s^{-1} *(Bonneau, 2014)* mais peut rapidement être multiplié par 10 pour les crues annuelles, par 40 pour les crues décennales et par 60 pour les crues centennales *(Mulder et al., 1996, 1998)*.

2.2. Géologie

La nature des terrains géologiques du bassin versant du Var est définie par cinq groupes, du plus ancien au plus récent (Figure 2-3) :

- Au nord du bassin se trouve le Massif du Mercantour-Argentera composé de migmatites, gneiss et granite. Ce massif fait partie des massifs cristallins externes, morceaux de socles hercyniens hérités du cycle varisque du Paléozoïque.

- À la bordure sud du Massif ainsi qu'au centre du bassin versant, se trouvent des séries sédimentaires de la fin du Paléozoïque (Permien) composées de pélites et grès.

- La grande majorité du bassin versant est composée de séries sédimentaires marno-calcaires du Mésozoïque.

- Au sud du bassin, les séries Mésozoïques sont localement recouvertes par des séries sédimentaires marno-calcaires et gréseuses du Cénozoïque.

- L'extrémité sud du bassin versant est composé de sédiments Plio-quaternaires liés au remplissage de la ria messinienne et de dépôts fluviatiles Quaternaires.

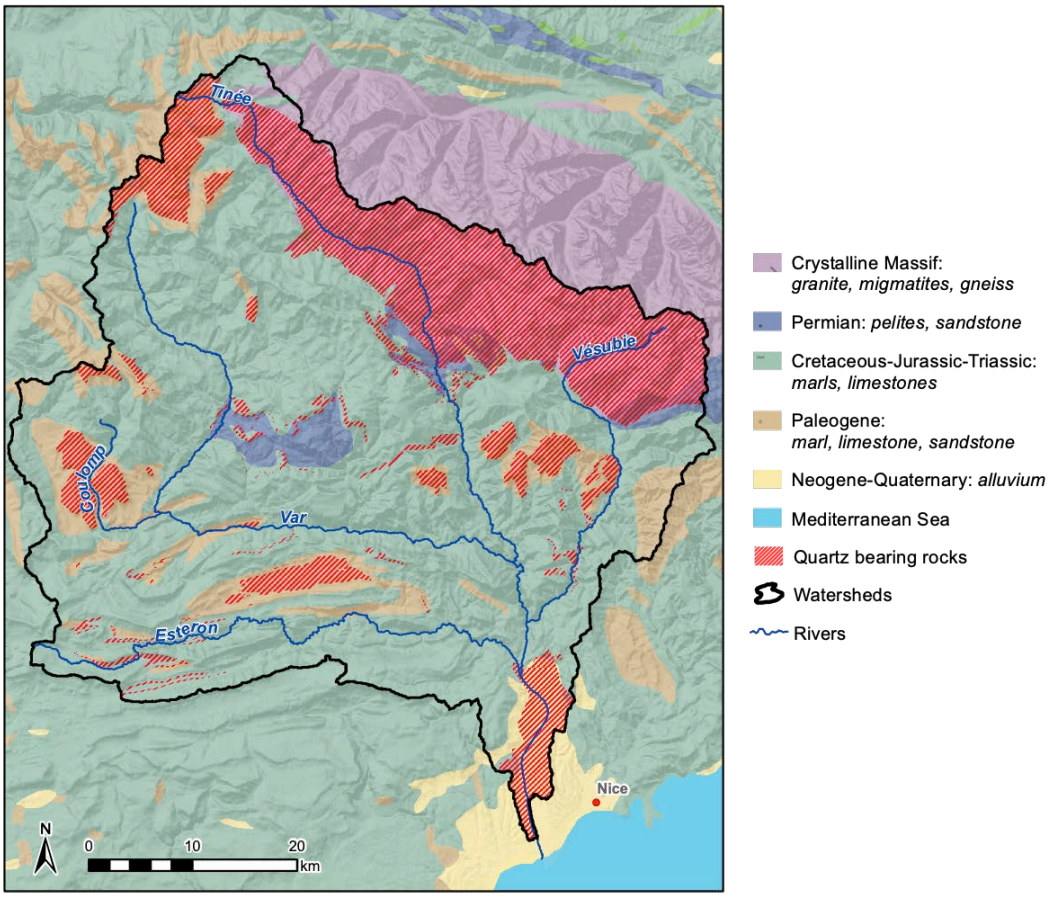


Figure 2-3 : Carte géologique du bassin du Var d'après les cartes géologiques du BRGM au 1:250 000 et 1:50 000 (*Bigot et al., 1967; Campredon et al., 1980; Faure-Muret et al., 1954, 1957; Gèze et al., 1969; Ginsburg et al., 1980; Kergkhove and Montjuvent, 1977; Kergkhove and Roux, 1976; Kergkhove and Thouvenot, 2010; Roure et al., 1976*).

2.3. Contexte climatique du bassin du Var

2.3.1. Évolution glaciaire entre 75 ka et 20 ka

Dans les Alpes, la période 75 - 20 ka (Pléistocène supérieur) est caractérisée par un climat plus froid que l'actuel et par des phases d'avancée et de recul des glaciers dans les vallées *(Buoncristiani and Campy, 2011; Ivy-Ochs, 2015; Penck and Brückner, 1905; Seguinot et al., 2018)*. Au dernier maximum glaciaire (DMG) (26.5 ka - 19 ka), l'étendue de la calotte alpine est maximale, la température de surface en Méditerranée près du Var est 9°C plus froide qu'à l'actuel *(Hayes et al., 2005)*, le niveau marin est 120 m plus bas qu'à l'actuel *(Lambeck and Bard, 2000)* et la végétation est très différente *(Heiri et al., 2014)*, avec des steppes dominantes *(Ruddiman, 2001)* (Figure 2-4). Après le DMG, les glaciers régressent rapidement, si bien qu'ils perdent entre 80 et 90 % de leur volume en quelques milliers d'années (Figure 2-5) *(Ivy-Ochs et al., 2008)*. Entre 16 ka et 8 ka, les glaciers alpins des hautes vallées continuent à évoluer mais avec des volumes beaucoup plus réduits *(Ivy-Ochs et al., 2008)*.

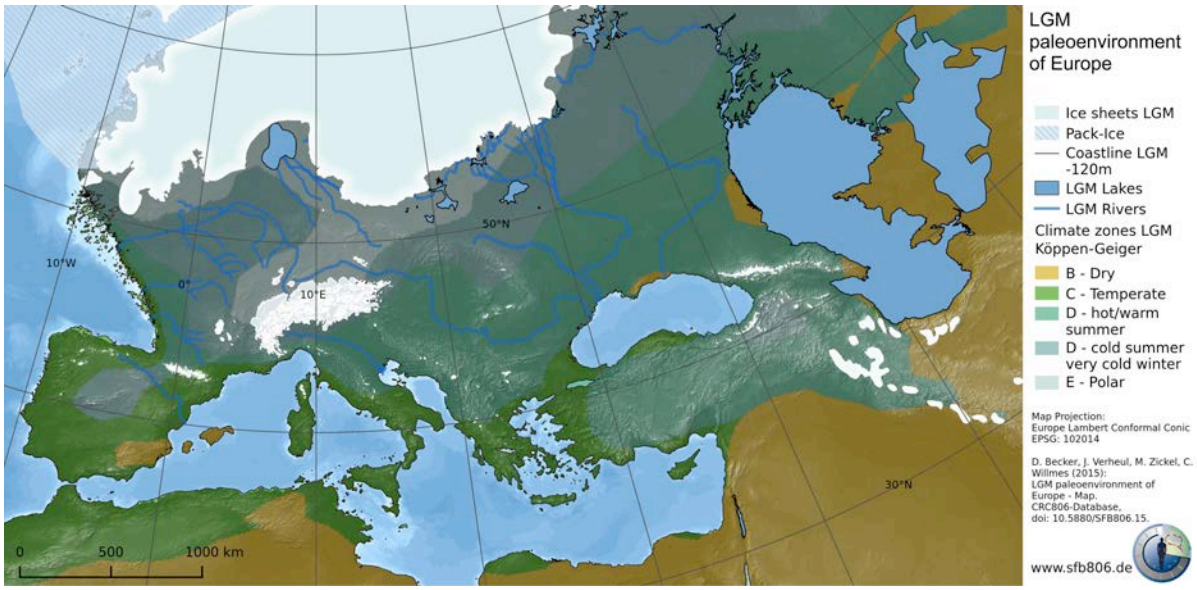


Figure 2-4 : Reconstitution paléo-géographique du continent européen pendant le Dernier Maximum Glaciaire (*LGM*). Tirée de *Becker et al., 2015*.

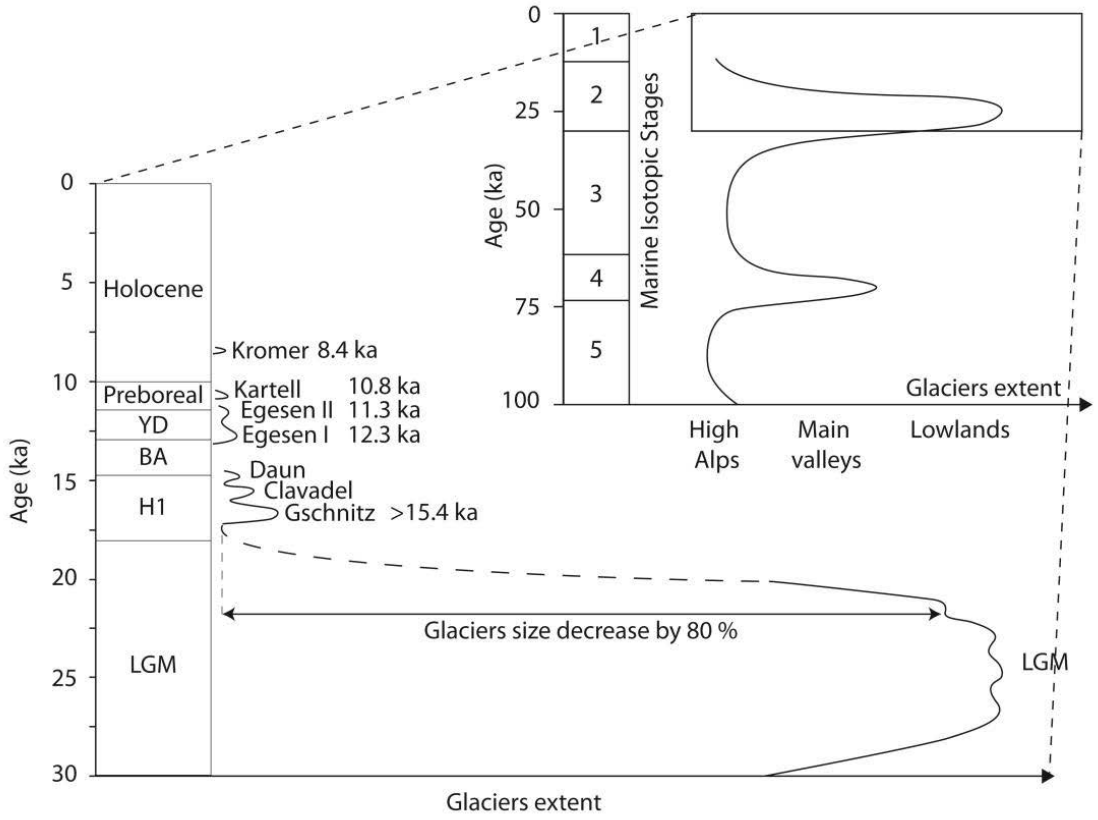


Figure 2-5 : Évolution non dimensionnelle de l'étendue des glaciers des Alpes au cours du derniers cycle glaciaire. Tirée de Bonneau *(2014)*, d'après *(Bigot et al., 1967; Campredon et al., 1980; Faure-Muret et al., 1954, 1957; Gèze et al., 1969; Ginsburg et al., 1980; Kergkhove and Montjuvent, 1977; Kergkhove and Roux, 1976; Kergkhove and Thouvenot, 2010; Roure et al., 1976).*

Dans le bassin du Var, au DMG, les glaciers occupaient les vallées hautes de la Vésubie, de la Tinée et du Var *(Buoncristiani and Campy, 2011; Julian, 1977)* et couvraient environ 17% de l'aire de drainage *(Jorry et al., 2011)*. La chronologie des fluctuations glaciaires dans le bassin de Var est cependant peu connue. Il n'existe que très peu de datations de morphologies glaciaires dans le Var, et seulement quelques moraines ont été datées à ce jour *(Rolland et al., 2019)*. Ces datations indiquent un comportement synchrone des glaciers du Var avec ceux de l'arc Alpin, notamment par une phase de déglaciation majeure après le DMG entre 20.8 - 18.6 ka.

Il existe trois autres études apportant des informations quantitatives via des datations par isotopes cosmogéniques (Figure 2-6) *(Bigot-Cormier et al., 2005; Darnault et al., 2012; Sanchez et al., 2010)*. Après avoir homogénéisé les paramètres de calculs utilisés dans ces études, une seule datation de roche moutonnée à 25.2 ± 5.7 ka pourrait correspondre au DMG. Les trois autres datations correspondent à la déglaciation du haut du bassin versant (18.1 ± 0.6 ka ; 18.7 ± 0.6 ka ; 16.4 ± 1.5 ka). À partir de ces datations, des analyses

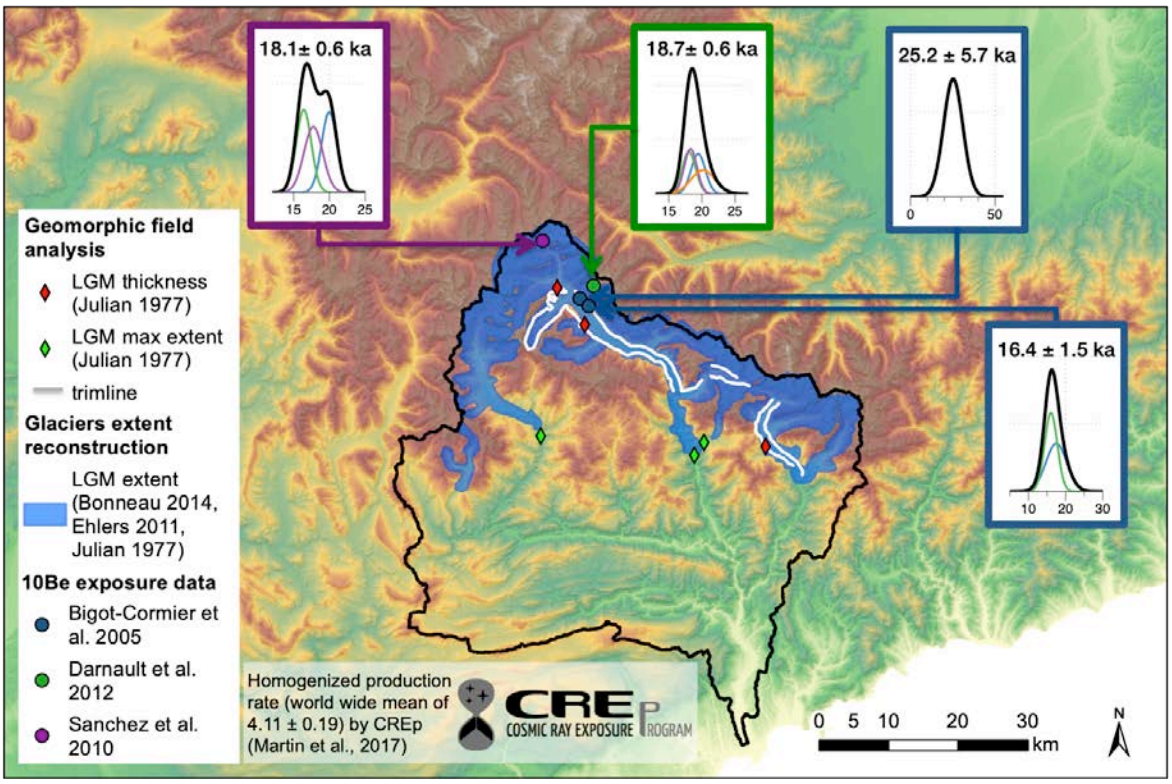


Figure 2-6 : Reconstitution de l'extension maximale des glaciers pendant le DMG dans le bassin du Var. Toutes les datations de modelés glaciaires ont été homogénéisées en utilisant les mêmes paramètres (Martin et al., 2017).

morphologiques de plaquages morainiques par Julian *(1977)*, ainsi que de la reconstitution à l'échelle des Alpes de l'extension DMG *(Ehlers et al., 2011)* et de cartographie par SIG des trimlines, une extension maximale des glaciers au DMG dans le Var a été constituée (Figure 2-6). Les datations de recul des glaciers dans la Tinée sont cohérentes avec la dynamique générale des glaciers des Alpes *(Ivy-Ochs et al., 2008)*, il est donc probable que l'évolution des glaciers dans le Var soit similaire à celle des Alpes.

2.4. Le climat varois depuis 20 ka et la dernière déglaciation

Après la déglaciation, il existe quelques enregistrements paléo-climatiques dans ou à proximité du bassin du Var. Ces enregistrements proviennent d'analyses d'assemblages polliniques dans des sédiments lacustres (Figure 2-7) *(Brisset et al., 2015; Cartier et al., 2018a, 2018b; Ortu et al., 2008)*. Ces cinq études se situent dans des lacs de cirques glaciaires qui n'ont pu se former qu'après la déglaciation des glaciers en place. Ces études confirment donc une déglaciation des hauts de vallées pendant le Bølling-Allerød, entre 14.5 et 13 ka. Après le Bølling-Allerød, le refroidissement du Dryas Récent (12.3 - 12 ka) est aussi visible par une baisse des températures et des précipitations, ainsi que le retour d'une végétation arborée à celle d'une steppe dans le cirque de Vence. La fin du Dryas Récent et l'entrée dans l'Holocène est marquée par une augmentation abrupte des températures vers 11.7 ka, avec le retour à une végétation arborée. Entre 9 ka et 8 ka, les sites A, B et C enregistrent une augmentation des

précipitations, ce qui est en accord avec d'autres enregistrements en Méditerranée *(Magny et al., 2013; Toucanne et al., 2015)*. À partir de 8 ka, le climat et la végétation se stabilisent et les valeurs sont proches des conditions actuelles.

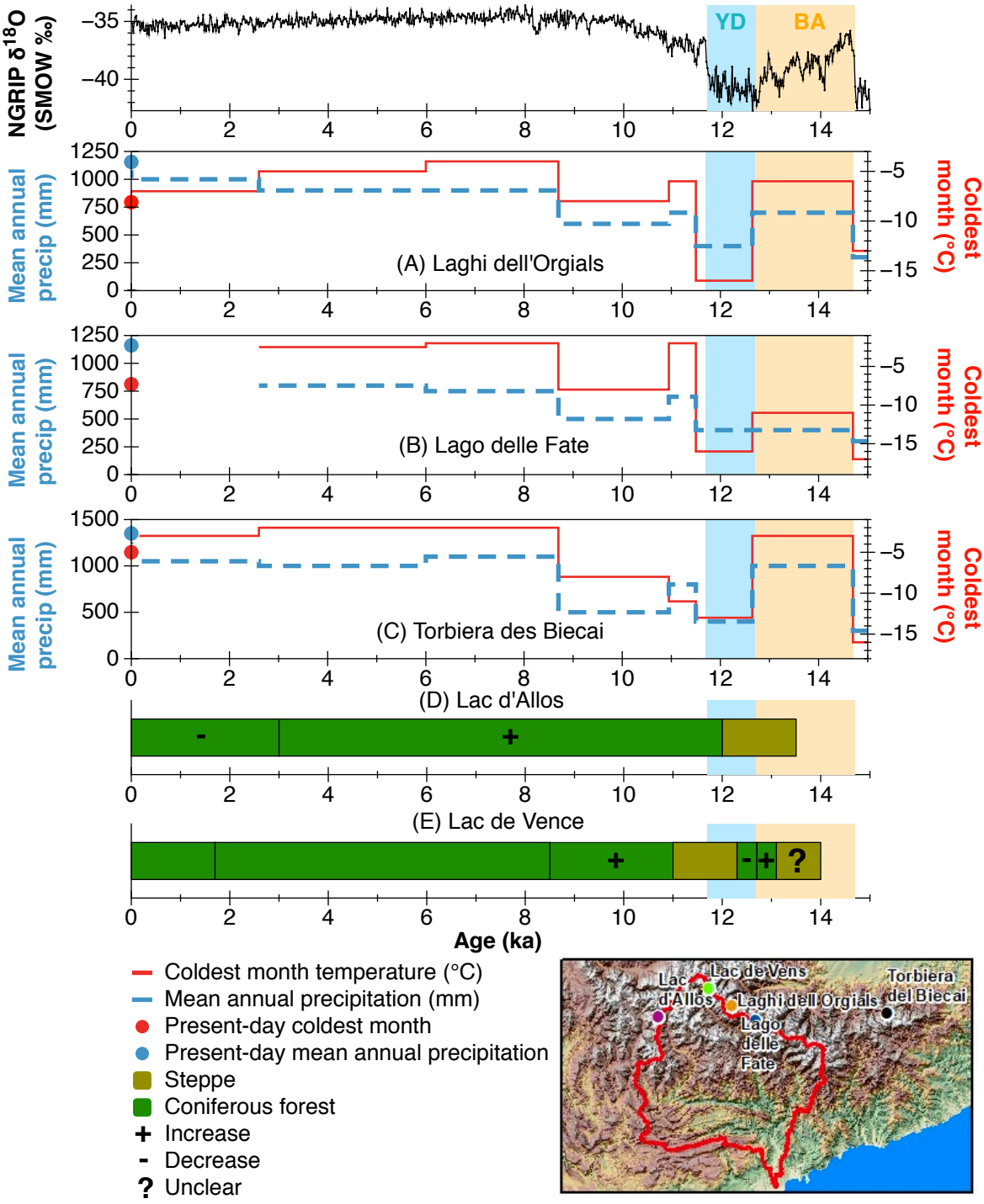


Figure 2-7 : Compilation des données paléo-climatiques disponibles près du bassins du Var. Données tirées de *Brisset et al., 2015; Cartier et al., 2018a, 2018b; Ortu et al., 2008.*

Aujourd'hui, le bassin versant du Var est soumis en aval à un climat méditerranéen et en amont à un climat montagnard. Les températures moyennes et les précipitations sont principalement contrôlées par l'altitude (Figure 2-8).

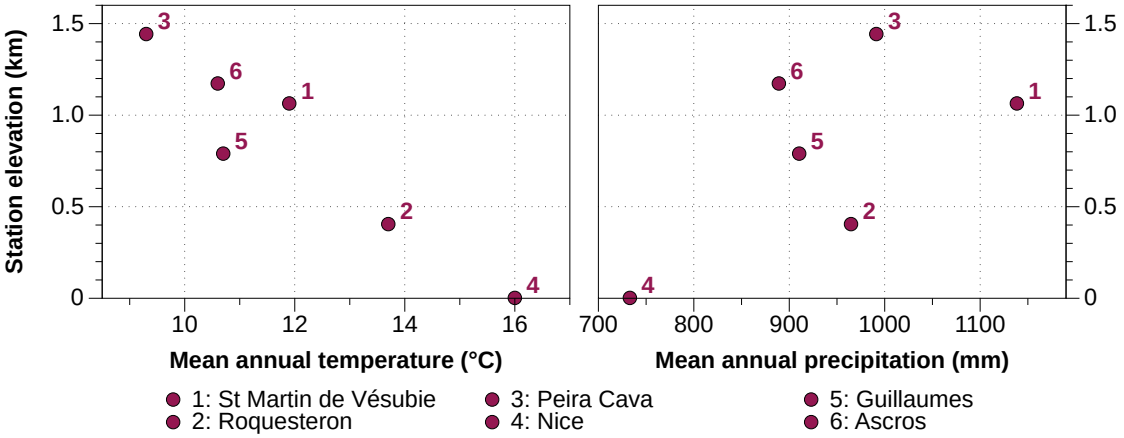


Figure 2-8 : Température moyenne annuelle et cumul moyen des précipitations pour six stations météo du bassin du Var. Les données sont moyennées sur la période 1981-2010. La localisation des stations est disponible dans la figure 2-2. Données : https://donneespubliques.meteofrance.fr/

2.5. Estimation de la dénudation actuelle dans le bassin versant du Var

2.5.1. Flux sédimentaires

La concentration en sédiment moyenne annuelle à l'embouchure du Var a été estimée entre 0.68 et 0.83 kg.m^3 (charge en suspension) *(Mulder et al., 1996, 1998)*. En conséquence, le flux annuel de sédiments transportés en suspension varie entre 1.32 x 10^6 et 1.63 x 10^6 tonnes *(Mulder et al., 1996, 1998)* ce qui correspond à un flux spécifique de 470 à 570 t.km^2.a^{-1}. Rapporté sur la superficie du bassin versant, le taux de dénudation déduit a été estimé à 0.22 mm.a^{-1} *(Bonneau et al., 2017)*.

Il faut cependant noter que des crues exceptionnelles peuvent exporter sur de très courts lapses de temps des flux sédimentaires d'ordre de grandeur supérieur. Ce fut le cas en novembre 1994, où le débit du Var à Nice a atteint 4 000 m^3.s^{-1} et 18 x 10^6 tonnes de sédiments ont été exportés en 24h, soit plus de 10 fois l'export annuel moyen.

2.5.2. Altération chimique

Des mesures de l'altération chimique ont été réalisées en analysant la composition élémentaire de l'eau du Var à son embouchure au printemps (59 t.km^2.a^{-1}) et en hiver (64 t.km^2.a^{-1}). Le

taux d'altération chimique moyen sur l'ensemble du bassin versant a ainsi été estimé à 0.03 $mm.a^{-1}$ *(Donnini et al., 2016)*. Soit un facteur de environ 10 entre les flux sédimentaires et l'altération chimique.

2.6. Incision des rivières

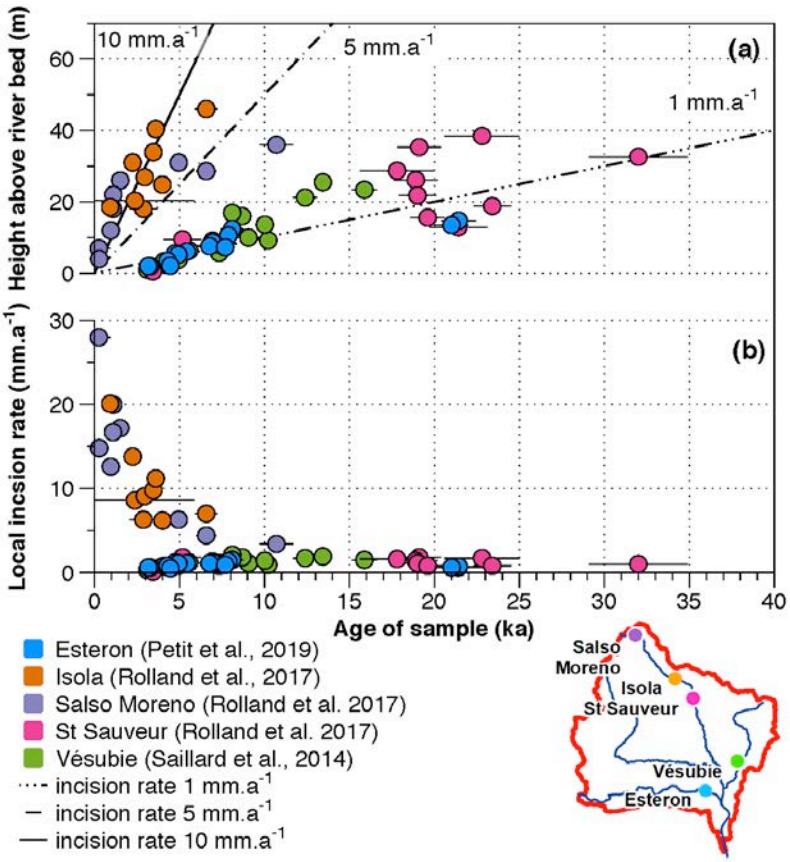


Figure 2-9 : Taux d'incision mesurés dans le bassin du Var.

Des taux d'incisions verticales des rivières dans le substratum rocheux ont été mesurés à plusieurs endroits dans le bassin versant du Var (Figure 2-9) *(Petit et al., 2017, 2019; Rolland et al., 2017; Saillard et al., 2014)*.

Ces taux ne sont pas directement comparables aux taux de dénudation puisque qu'ils ne mesurent que l'incision du lit de la rivière qu'en un point précis alors que les taux de dénudation sont moyennés sur la surface du bassin versant. Il est cependant communément accepté que dans le cas de paysages à l'état d'équilibre, les taux d'incision régulent les taux de dénudation en raison de leur influence sur les valeurs de pente (qui sont un facteur de contrôle des taux de dénudation - cf chapitre 1 -) *(Burbank and Anderson, 2011)*. Les taux d'incision peuvent évoluer dans le temps notamment en fonction des variations de débit, de flux sédimentaire, du soulèvement tectonique ou de la chute du niveau de base *(Burbank and Anderson, 2011)*. Dans le bassin du Var, les taux d'incision de la Tinée *(Rolland et al., 2017)*,

de la Vésubie *(Saillard et al., 2014)* et de l'Esteron *(Petit et al., 2019)* ont été mesurés sur la fin de Pléistocène et l'Holocène (Figure 2-9). Entre 32 ka et 5 ka (âge apparent), les taux d'incision sont compris entre 0.6 et 7.8 $mm.a^{-1}$ et sont relativement stables sur l'ensemble du bassin versant. Entre 5 ka et l'actuel, les taux d'incision sont nettement plus variables : ceux de la Vésubie, de l'Esteron et du bas de la Tinée (St Sauveur) sont faibles, entre 0.1 et 1.2 $mm.a^{-1}$ alors que dans le haut de la vallée de la Tinée (Salso Moreno et Isola) les taux sont beaucoup plus forts, entre 6.2 et 28 $mm.a^{-1}$. Ces forts taux d'incision peuvent être expliqués par trois phénomènes différents dont les effets ne peuvent être distingués :

- Les âges des échantillons du haut de la Tinée peuvent correspondre à la réexposition de la surface après un enfouissement par des sédiments de moraines ou de glissements de terrain. Ce phénomène a été observé en Himalaya *(Pratt et al., 2002)* et dans ce cas, l'âge apparent des échantillons ne peut être utilisé pour calculer des taux d'incision *(Rolland et al., 2017)*.

- Ces échantillons peuvent correspondre à des surfaces creusées sous le glacier et exposées lors du retrait du glacier *(Rolland et al., 2017)*.

- Ces échantillons correspondent bien à des phases d'incision rapides qui peuvent être liées à des augmentations du débit et/ou de la charge sédimentaire. Cet effet peut être renforcé par le rétrécissement du lit de la rivière, qui concentre encore plus l'incision *(Rolland et al., 2017)*.

2.7. Traçage des sources sédimentaires du Var

La caractérisation des sources sédimentaires du bassin du Var a été effectuée à l'aide des isotopes du néodyme *(Bonneau, 2014; Bonneau et al., 2017)* (Figure 2-10). Trois sources ont été identifiées :

- Le **granite de l'Argentera** (vallée de la Vésubie) fournit des sédiments ayant une signature εNd entre -8 à -9 (moyenne -8.2) *(Bonneau et al., 2017)*.

- Le **complexe métamorphique de la Tinée** délivre des sédiments ayant une signature $\varepsilon Nd \sim -10.7$ *(Bonneau et al., 2017)*.

- Les **formations carbonatées** ont une signature εNd entre -11 et -11.5 (moyenne -11.3) *(Bonneau et al., 2017)*.

-

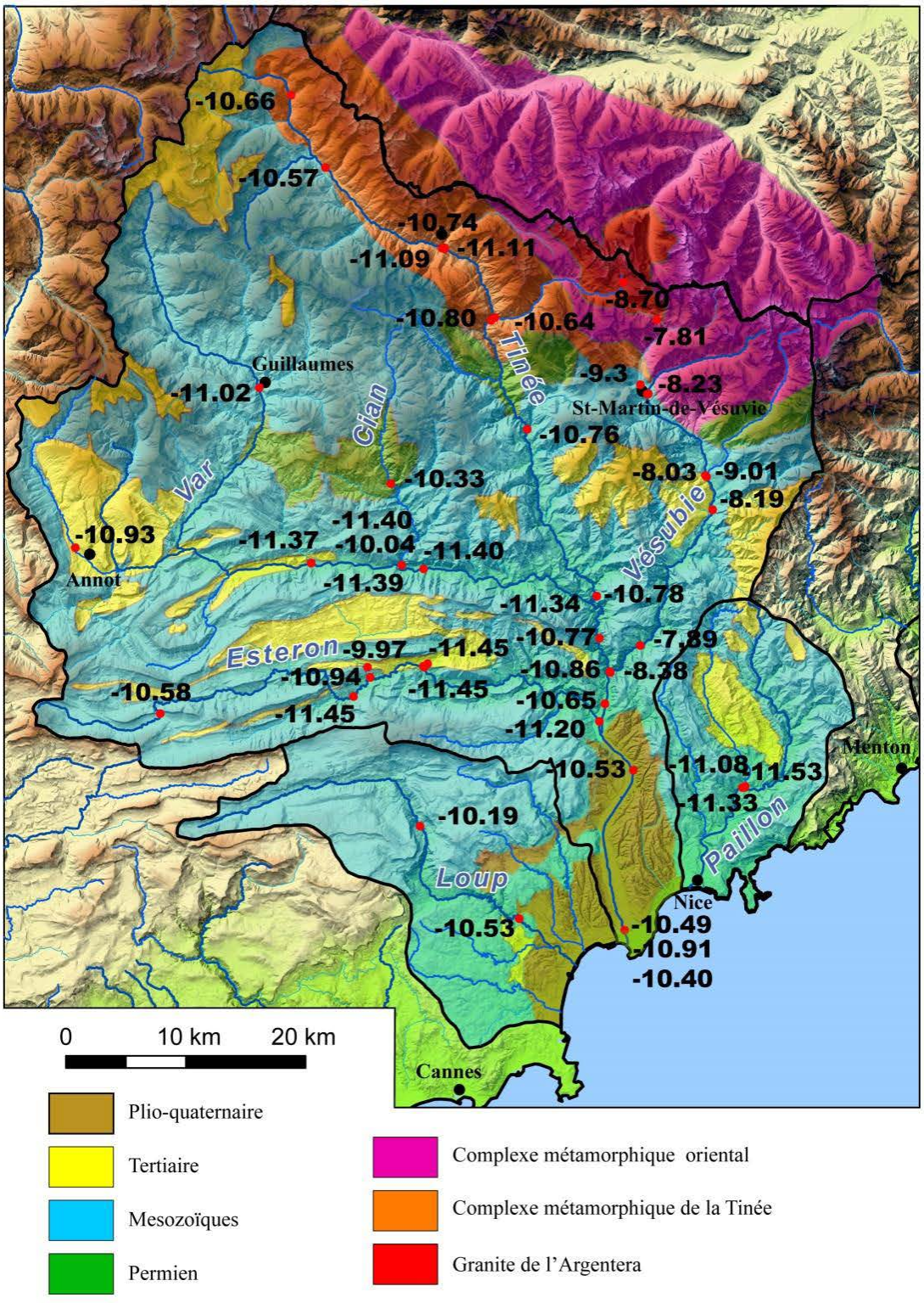


Figure 2-10 : Valeurs d'εNd mesurées dans les sédiments fluviatiles actuels. Tirée de Bonneau *(2014)*.

3. Le système sédimentaire immergé du Var

3.1. Le contexte sous-marin

Le système turbiditique du Var s'étend depuis l'embouchure du fleuve jusqu'à la pente corse. Sa superficie est estimée à 16 320 km^2 *(Migeon, 2000)* et comporte plusieurs parties distinctes d'amont en aval (Figure 2-11) :

- Le **plateau continental** se situe juste après l'embouchure du fleuve dans la mer Méditerranée. Ce plateau continental est ici quasi inexistant (<200 m de large). La pente du plateau continental est comprise entre 6° et 15° et elle est incisée par deux canyons principaux: celui du Var et celui du Paillon.

- Le **canyon** du Var est connecté à l'embouchure du Var. Il est en forme de U avec un fond presque plat et présente une pente moyenne forte de l'ordre de 6° *(Mulder et al., 1996)*. Les flancs du canyon sont abrupts (de 11° à 45°) et affectés par des glissements.

- La **vallée supérieure** prend sa naissance à la confluence des canyons du Var et de Paillon à 1 650 m de profondeur et à une vingtaine de kilomètres des côtes. Elle s'étend ensuite sur 12 km en direction du sud-est avec une pente moyenne inférieure à 2°. La largeur du chenal est comprise entre 2.5 et 4.7 km.

- La **vallée moyenne** débute en pied de pente continentale et s'étend sur 50 km. Le passage de la vallée supérieure à la vallée moyenne est caractérisé par une rupture de pente (avec une pente moyenne inférieure à 0.3°), un changement de direction vers l'Est et une ouverture du chenal entre 6 et 20 km de large. La vallée moyenne est caractérisée par un système de levée asymétrique. Au Nord, la levée est petite et discontinue. Au contraire, au Sud, la vallée est bordée par une levée continue haute de 350 mètres en son point culminant. Cette accumulation sédimentaire est appelée Ride Sédimentaire du Var (RSV) et est marquée par un flanc interne abrupt et un flanc externe s'étendant sur une trentaine de km avec une pente douce (de 4 à 8°) *(Mulder et al., 1997)*. Le flanc externe de la RSV est un lieu de dépôt sédimentaire des courants de turbidité qui franchissent la crête de la Ride *(Migeon, 2000)*.

- La **vallée inférieure** débute à la fin de la RSV et s'étend vers le Sud-Est sur une distance de 100 km et débouche sur le **lobe distal** au pied de la marge corse.

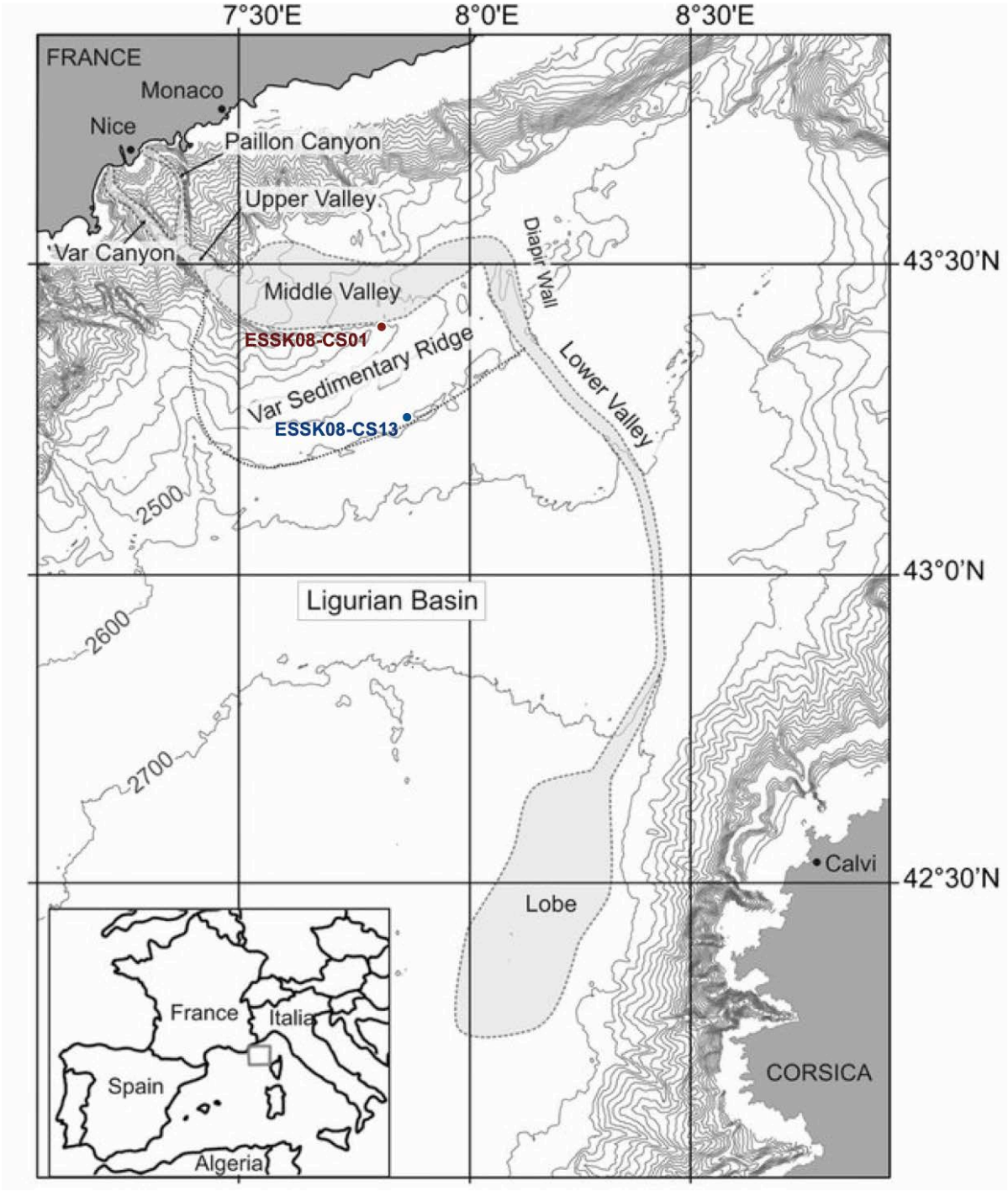


Figure 2-11 : Système turbiditique du Var. Modifié de Mas et al., *(2010)*. L'emplacement des carottes ESSK08-CS01 (violet) et ESSK08-CS13 (bleu) est indiqué en couleur.

3.2. Les processus de transports des sédiments dans le système sous-marin du Var

Les processus gravitaires sont les principaux responsables du transport des sédiments depuis le continent vers les zones de dépôts sous-marines *(Allen, 2017)*. Dans le système sédimentaire du Var, la plupart de ces écoulements sont turbulents, parmi lesquels dominent les écoulements hyperpycnaux et les écoulements de turbidité *(Mulder et al., 1998)*.

3.2.1. Les courants hyperpycnaux

Les courants hyperpycnaux correspondent à une masse d'eau comportant une forte densité de sédiments en suspension (>36 $kg.m^3$) *(Mulder and Syvitski, 1995; Piper and Normark, 2009)*. Par contraste de densité avec l'eau ambiante, le courant hyperpycnal plonge et peut ensuite générer un courant de turbidité. Le déclenchement de ces courants est lié aux crues du réseau hydrographique. La densité d'un courant hyperpycnal sera plus faible que celle d'un courant de turbidité "classique". D'autre part, la granulométrie des dépôts sédimentaires associés, appelés hyperpycnites *(Allen, 2017)*, varie avec l'hydrogramme de crue, si bien que le dépôt est granulocroissant à sa base et granulodécroissant au sommet *(Mulder and Alexander, 2001)*.

3.2.2. Les courants de turbidités

Les écoulements de turbidité ont pour principale origine la déstabilisation de sédiments sur le plateau continental ou sur la pente continentale. Les courants turbiditiques sont catégorisés en fonction de leur densité qui est elle-même dépendante de la quantité de sédiments mobilisés *(Lowe, 1982)*. Ces courants provoquent des dépôts sédimentaires caractéristiques appelés turbidites. Leur séquence type, dite de « Bouma », présente un classement granulométrique normal des sédiments avec une base érosive *(Bouma, 1962)*.

Dans le système sédimentaire du Var, trois types de courants sédimentaires ont été recensés *(Bonneau, 2014; Mulder et al., 1998)* :

- (1) Des courants turbiditiques embrasés de forte densité qui peuvent être déclenchés par des tremblements de terre. Ces évènements ont une période de retour faible, estimée entre 100 et 1 000 ans *(Mulder et al., 1998)*, le seul évènement de ce type qui a été observé a eu lieu lors du glissement de terrain sous-marin de 1979 *(Mulder et al., 1997)*.

- (2) Des panaches hyperpycnaux qui peuvent survenir pendant des crues. La fréquence et l'intensité de ces évènements est directement liée aux crues du Var *(Mulder et al., 1998)*.

- (3) Des courants turbiditiques de faible densité, qui ont pour origine la déstabilisation des sédiments sur la pente continentale après une crue. Ce sont des évènements ayant une période de retour quasi-annuelle *(Khripounoff et al., 2009; Mas, 2009; Mulder et al., 1998)*.

Les sédiments de la RSV sont issus des évènements de types (1) et (2) qui peuvent atteindre la vallée moyenne, déborder la crête et se déposer sur le flanc de la RSV *(Mulder et al., 1998)*.

3.3. La dynamique du transport sédimentaire au cours des derniers 75 ka

3.3.1. Dynamique Holocène

L'efficacité Holocène du transfert sédimentaire entre le système continental et le système sous-marin a été démontrée par plusieurs études :

- (1) l'activité turbiditique actuelle mesurée dans le canyon du Var est élevée (deux à trois évènements par an) *(Khripounoff et al., 2009; Mas, 2009)*.
- (2) la différences entre les taux de sédimentation mesurés et modélisés dans le delta révèlent que, au début de l'Holocène (12.7 ka - 6.7 ka), plus de 90% des apports sédimentaires du Var ont été exportés dans le système turbiditique *(Mulder et al., 1996)*.

3.3.2. Dynamique Pléistocène

Au cours du Pléistocène, la question de l'efficacité du transfert se pose en particulier vis-à-vis des fluctuations du niveau marin qui peuvent avoir plusieurs conséquences comme la déconnection du fleuve de la zone de dépôt sous-marine ou la capture d'autres fleuves *(Blum and Törnqvist, 2000)*. Il a été démontré que le niveau marin a largement varié pendant les 75 derniers ka à cause des variations de volumes des calottes glaciaires continentales *(Jacob et al., 2012)*. Ainsi, pendant le Dernier Maximum Glaciaire (26.5 ka - 19 ka *LGM (Clark et al., 2009)*), le niveau marin était 120 m en dessous du niveau actuel en Méditerranée, alors qu'au stade isotopique 3, entre 57 et 29 ka , il était 80 m en dessous du niveau actuel *(Lambeck and Bard, 2000)*. Cependant, grâce à la connexion de l'embouchure du Var avec le système

sédimentaire sous-marin, le transport sédimentaire a été maintenu même en période de bas niveau marin *(Savoye et al., 1993)*.

4. Enregistrements sédimentaire

4.1. Description des carottes

En 2008, la campagne d'essai de carottage ESSDIV conduite par l'IFREMER à bord du *Pourquoi Pas ?* prélève plusieurs carottes sédimentaires sur la RSV *(Lefort, 2008)*. Deux de ces carottes sont utilisées dans le cadre de ce travail (Figure 2-11) : la carotte ESSK08-CS01, prélevée sur la crête de la Ride à 2146 m de profondeur, et la carotte ESSK08-CS13, prélevée sur le flanc sud de la Ride à 2473 m de profondeur. Ces carottes mesurent respectivement 22 et 23 m et ont été précédemment décrites et étudiées par Bonneau et al., *(2014, 2017)* et Jorry et al., *(2011)* (Tableau 1).

Carotte	Latitude	Longitude	Profondeur (m)	Longueur (cm)	T min (ka)	T max (ka)	Résolution ($cm.ka^{-1}$)
ESSK08-CS01	N 43°23.024'	E 07°44.181'	2 146	2 210	0.32	29.81	80
ESSK08-CS13	N 43°23.022'	E 07° 47.817'	2 473	2 253	0.51	74.22	30

Tableau 2-1 : Liste et caractéristiques des carottes sédimentaires étudiées.

Les carottes sont décrites en détail dans la thèse de Lucile Bonneau *(2014)* et présentent deux faciès principaux : hémipélagiques (caractéristique de la décantation des sédiments fins dans la colonne d'eau entre écoulements de densité *(Bonneau, 2014)*) et turbiditiques. Les carottes sont aussi globalement caractérisées par une granulométrie assez fine, généralement comprise entre les argiles et limons (<63 µm) sauf pour les dépôts de base des turbidites qui sont plus grossiers (Figure 2-12). Ces carottes ont aussi été l'objet de nombreuses analyses géochimiques, notamment de $\delta^{18}O$ et ^{14}C sur foraminifères pélagiques, pour établir les modèles d'âge. L'εNd de la fraction silto-argileuse a aussi été mesuré pour contraindre les sources sédimentaires *(Bonneau et al., 2014, 2017)*.

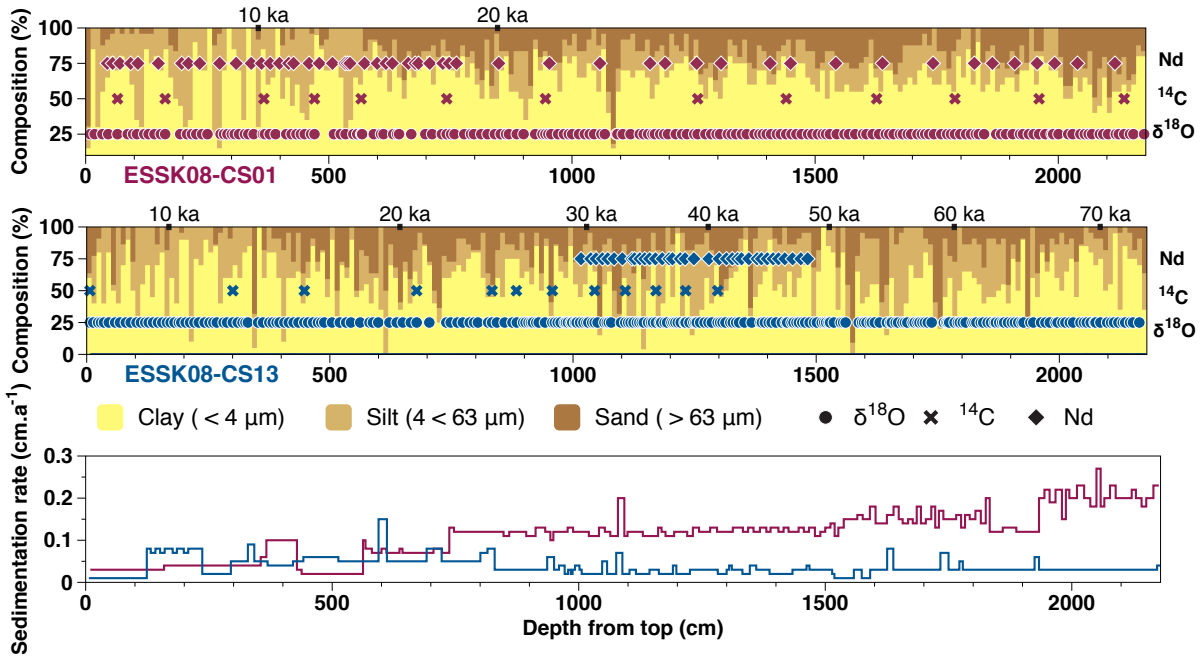


Figure 2-12: Logs synthétiques des carottes ESSK08-CS01 (en violet) et ESSK08-CS13 (en bleu). Les points dénotent l'échantillonnage pour analyses $\delta^{18}O$, ^{14}C et εNd *(Martin et al., 2017)*.

4.2. Modèle d'âge

Les modèles d'âge des carottes ESSK08-CS10 et ESSK08-CS13 a été établis à partir des valeurs de $\delta^{18}O$ et de datations ^{14}C mesurées dans les foraminifères planctoniques des faciès hémipélagiques *(Bonneau, 2014; Bonneau et al., 2014; Jorry et al., 2011)* (Figure 2-13). Les modèles sont basés sur une corrélation avec les variations de $\delta^{18}O$ enregistrées dans la carotte Groenlandaise NGRIP *(Andersen et al., 2004)* et présentent une haute résolution temporelle (une mesure de $\delta^{18}O$ tous les 250 ans en moyenne). Ces données chronologiques indiquent des

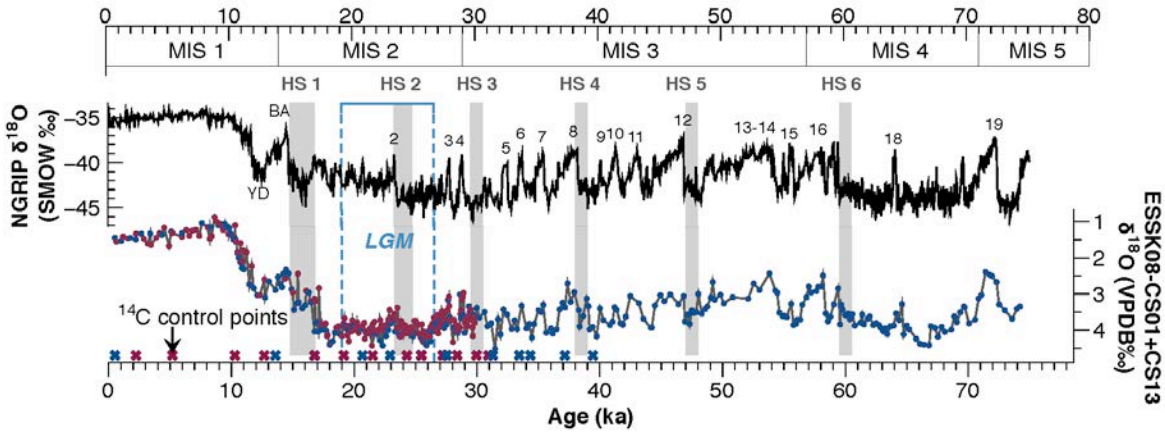


Figure 2-13 : Modèles d'âges des carottes étudiés ESSK08-CS01 (en violet) et ESSK08-CS13 (en bleu) en fonction du forage NGRIP *(Andersen et al., 2004)*. HS = *Heinrich Stadials* (Hemming, 2004). Les cycles de Dansgaard-Oeschger sont numérotés de 2 à 19. BA = Bølling-Allerød. YD = *Younger Dryas*.

vitesses de sédimentation moyennes de 80 cm.ka^{-1} pour CS01 et 30 cm.ka^{-1} pour CS13.

4.3. Fréquences turbidites

La fréquence des turbidites enregistrée dans les carottes marines est interprétée comme l'activité du débordement des écoulements turbulents sur la RSV, elle-même dépendante de l'activité hydrographique du Var *(Bonneau et al., 2014)*. Trois phases d'activité turbiditique sont distinguables (Figure 2-14) :

- Entre **75 ka - 30 ka** : la fréquence des turbidites est modulée par le climat et notamment les cycles de Dansgaard-Oeschger et les évènements de Heinrich *(Bonneau et al., 2014)*. Les débordements sont plus fréquents pendant les périodes froides que pendant les périodes chaudes où la fréquence retombe vers zéro. Cette corrélation est interprétée comme des variations de l'activité hyperpycnale dues à des changements de concentration sédimentaire pendant les crues plutôt qu'à des changements de flux sédimentaire : lors des stades froids et arides, les faibles précipitations ainsi que le couvert végétal réduit favorisent l'augmentation de la concentration sédimentaire pendant les crues, et donc les courants hyperpycnaux, et, *in fine,* la fréquence des turbidites dans la colonne sédimentaire distale *(Bonneau et al., 2014)*.
- Entre **30 ka - 16 ka** : l'activité turbiditique est la plus soutenue pendant cette période glaciaire. Cette forte activité serait ici due à un double facteur : l'augmentation de la concentration sédimentaire (sans doute due à une baisse des précipitations, de manière similaire à la période 75 ka - 30 ka) ainsi qu'à un apport important de sédiments d'origine glaciaire, produits par l'avancée des glaciers au DMG *(Bonneau et al., 2014; Savoye et al., 1993)*.
- Entre **16 ka - présent** : la fréquence des turbidites chute drastiquement à partir de 16 ka. Cette chute est interprétée comme l'arrêt de l'apport des sédiments glaciaires dans

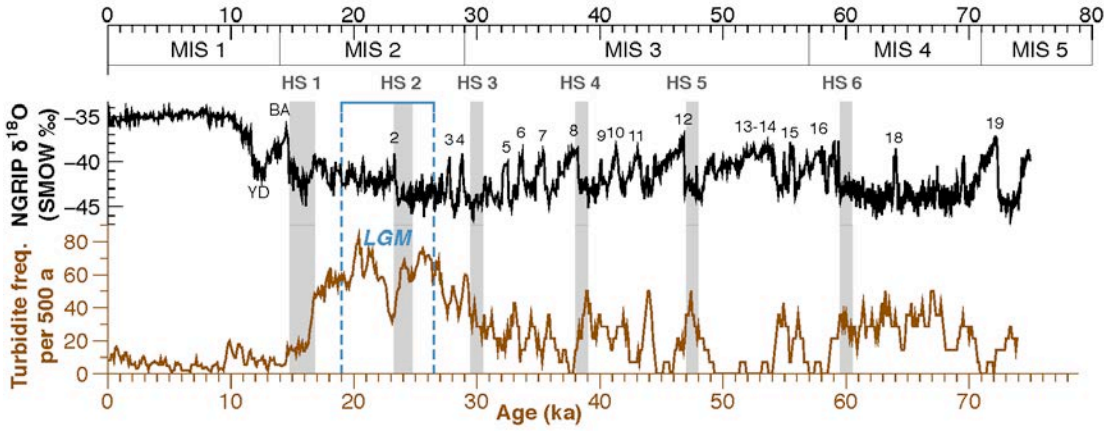


Figure 2-14 : Fréquences des turbidites par 500 ans dans les carottes ESSK08-CS01 et ESSK08-CS13 *(Bonneau et al., 2014, 2017; Jorry et al., 2011)* en fonction du forage NGRIP *(Andersen et al., 2004)*.

le système fluviatile suite au retrait des glaciers du bassin versant *(Bonneau et al., 2014)*.

Le comportement synchrone entre le climat et l'enregistrement des turbidites sur la RSV suggère donc que les perturbations dans le système sédimentaire du Var induites par les variations climatiques sont transmises au sein du système et enregistré dans les carottes *(Bonneau et al., 2014)*.

4.4. Évolution des sources sédimentaires

L'analyse des isotopes du néodyme (Nd) dans les carottes permet de suivre l'évolution des sources sédimentaires au cours du temps et notamment de différencier la contribution des vallées glaciaires de celle des zones non englacées *(Bonneau et al., 2017)*. Quatre périodes sont discernables (Figure 2-15) :

- Entre **50 ka - 19 ka** : les sédiments ont une signature isotopique comprise entre -9.6 et -10.9 traduisant une forte contribution du Massif Cristallin (vallées englacées de la Vésubie et de la Tinée) dans le système sédimentaire. Cette signature a aussi été interprétée comme la preuve de la présence continue de glaciers dans le bassin du Var *(Bonneau et al., 2017)*.

- Entre **19 ka - 11 ka** : les sédiments ont une signature isotopique qui décroit pour atteindre une signature proche de celle des sédiments actuels prélevés à l'embouchure du Var (-10.4 à -10.9). Cette rapide chute des valeurs d'εNd confirme une réaction

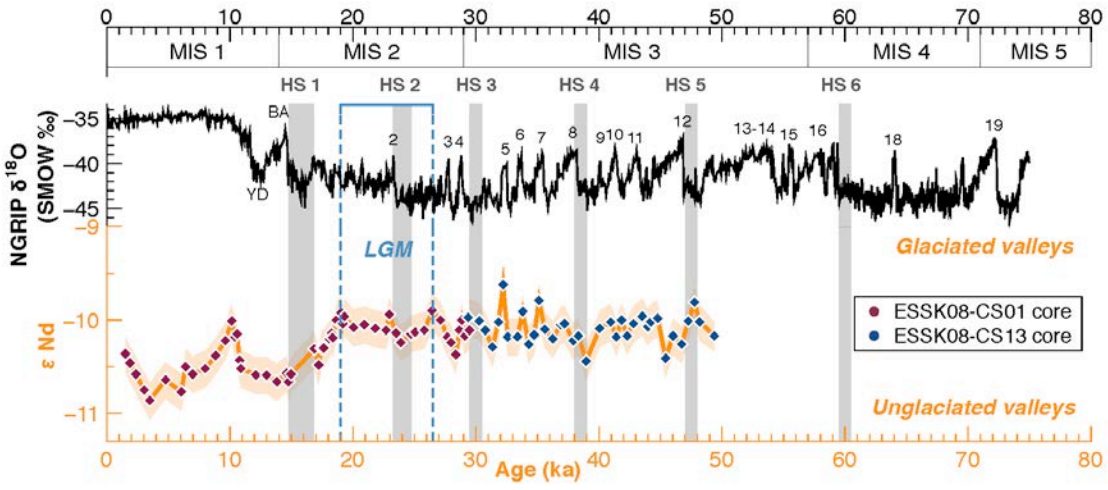


Figure 2-15 : Valeurs de Nd mesurées dans les carottes ESSK08-CS01 (en violet) et ESSK08-CS13 (en bleu) *(Hemming, 2004)*. La zone orangée correspond aux incertitudes de mesures.

rapide du système sédimentaire au retrait des glaciers après le DMG *(Bonneau et al., 2017)*.

- Entre **11 ka - 9 ka** : les sédiments retrouvent momentanément une signature proche de celle observée pendant la période glaciaire (50 ka - 19 ka). Cette excursion est probablement due à un relargage tardif dans le système sédimentaire de sédiments glaciaires stockés temporairement. Ce relargage est notamment possible par l'augmentation des précipitations durant cette période observée en Méditerranée *(Magny et al., 2013; Toucanne et al., 2015)*. Ce délai de réponse du système de transport des sédiments est par ailleurs typique des dynamiques para-glaciaires caractérisant les périodes de transition entre le glaciaire et le post-glaciaire *(Church and Ryder, 1972)*.

- Entre **9 ka - présent** : la signature isotopique se rapproche de celle des sédiments actuels et de la période 11 ka - 9 ka.

Bonneau et al., *(2017)* proposent un modèle de mélange à partir de la caractérisation des sources sédimentaires dans le bassin actuel du Var. Ce modèle permet de quantifier la contribution relative des vallées englacées (Massif Cristallins) par rapport au reste du bassin versant.

	Contribution Massif Cristallin (%)	**Contribution formations sédimentaires (%)**
Holocène	16	84
Pléistocène	40	60

Tableau 1-2 : Modèle de mélange sédimentaire à partir des mesures de **ε**Nd dans les carottes *(Bonneau et al., 2017)*.

La forte contribution sédimentaire du Massif Cristallin pendant le Pléistocène a été interprétée comme la trace de forts taux de dénudation glaciaire dans les vallées de la Vésubie et Tinée.

L'ensemble de ces observations souligne la réactivité du système sédimentaire du Var aux perturbations climatiques, qu'elles soient de forte amplitude (Holocène vs Pléistocène) ou de haute fréquence (e.g. augmentation des précipitations au début de l'Holocène et variabilité des turbidites modulée par les alternances D/O)

Chapitre III

Matériel et méthodes : isotopes cosmogéniques et échantillons

---

Chapitre III 65

1. Introduction sur les isotopes cosmogéniques et le ^{10}Be in situ 65

2. Mesures des taux de dénudation 73

3. Application aux paléo-taux de dénudation 78

4. Échantillons pour analyse ^{10}Be 78

5. Protocole du ^{10}Be 82

6. Utilisation du εNd pour le traçage de sources sédimentaires 85

1. Introduction sur les isotopes cosmogéniques et le ^{10}Be in situ

L'utilisation des isotopes cosmogéniques en sciences de la Terre repose sur l'analyse et le comptage de certains isotopes (principalement le ^{10}Be, ^{36}Cl, ^{26}Al ou ^{14}C pour les radioactifs et ^{3}He, ^{21}Ne et ^{22}Ne pour les isotopes stables) qui se forment dans l'atmosphère et en surface des roches sous l'action du rayonnement cosmique. La quantité d'isotopes cosmogéniques dans une roche dépend de sa durée d'exposition au rayonnement et des processus géomorphologiques que la roche subit (dénudation, enfouissement, recouvrement par un glacier). Le ^{10}Be est l'isotope cosmogénique utilisé dans ce travail, car il a le double avantage d'être mesuré en routine dans le quartz, minéral relativement ubiquiste, et d'avoir une des plus faibles limites de détection ($< 10^4$ at.g^{-1} pour des échantillons de 10 g de quartz pur). Le ^{10}Be a une demi-vie de 1.387 Ma (± 0.012 Ma) *(Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010).*

1.1. Le rayonnement cosmique

Le rayonnement cosmique (*cosmic radiation/rays*) est un flux de particules chargées électriquement qui bombarde la Terre en permanence. Ce flux est principalement composé de particules subatomiques avec 87% de protons, ainsi que des électrons et positrons en faible quantité. Quelques noyaux plus lourds, comme des particules alphas (12% du flux) sont aussi présents *(Dunai, 2010)*. Le rayonnement cosmique est une combinaison de deux sources : (i) les particules chargés d'origine solaire, caractérisées par une faible énergie ($< 10^3$ MeV) et, (ii) les particules d'origine galactique, qui sont accélérées par l'explosion des supernovae, et ont ainsi des énergies supérieures ($> 10^2$ MeV) *(Darvill, 2013)*.

Ce rayonnement cosmique interagit avec l'environnement terrestre à plusieurs niveaux : en premier avec le champ magnétique, puis avec l'atmosphère et ensuite avec la surface terrestre.

1.1.1. Interaction avec le champ magnétique

A l'approche de la Terre, les particules chargées électriquement composant le rayonnement cosmique rentrent en interaction avec le champ magnétique terrestre (Figure 3-1). Le flux de ces particules galactiques est quasi-isotrope. Dans l'environnement terrestre, la déviation de ces particules cosmiques dépend de leur angle d'incidence, de leur énergie (donc principalement de leur vitesse) et de la géométrie des lignes de champ magnétiques *(Darvill,*

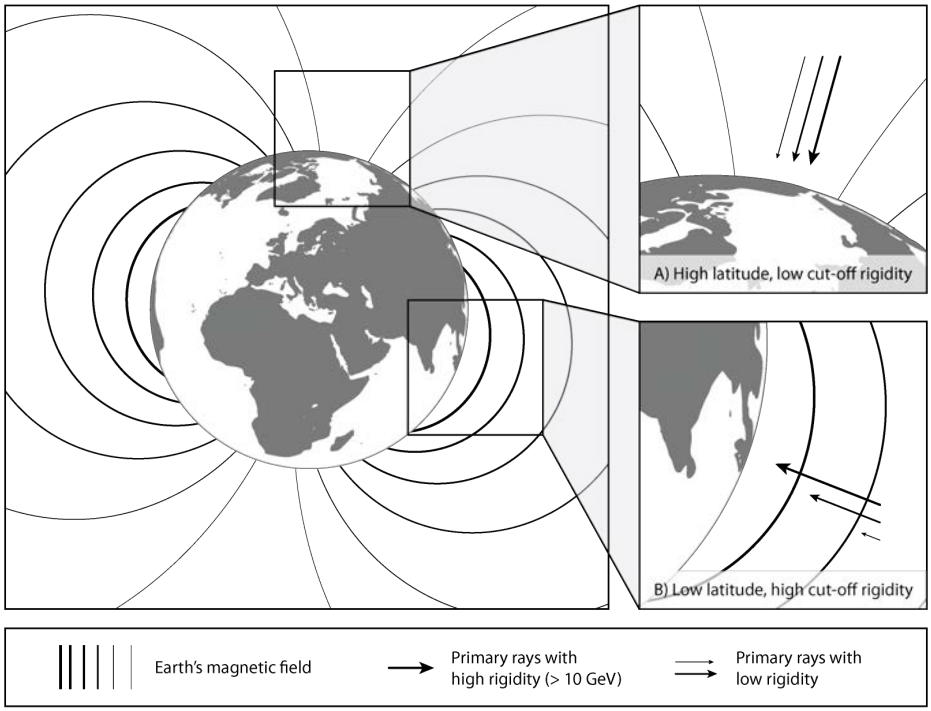


Figure 3-1 : Illustration du champ magnétique terrestre et ses effets sur le rayonnement cosmique. Les rayons doivent dépasser la rigidité de coupure qui est plus élevée à l'équateur (B) qu'aux pôles (A). Tirée de Darvill *(2013)*.

2013). Plus la différence angulaire entre le rayonnement et le champ magnétique est importante, plus la particule est déviée. Une particule arrivant perpendiculairement au champ magnétique devra avoir une énergie élevée pour le traverser.

En revanche, si la trajectoire de la particule est parallèle au champ magnétique, une faible énergie est suffisante pour atteindre la Terre. L'énergie minimale qu'une particule doit avoir pour passer cette barrière magnétique à une latitude donnée est appelée « rigidité de coupure ».

En conséquence de cette interaction, le flux de particules cosmiques est plus important aux niveaux des pôles magnétiques, où le champ magnétique est presque parallèle à la trajectoire des particules qui arrivent perpendiculairement à la surface de la Terre. À l'inverse, le flux de particules est environ 40% plus faible à l'équateur car le champ magnétique est orthogonal aux particules incidentes. A l'équateur, seules les particules avec une énergie supérieure à 10 GV peuvent atteindre l'environnement terrestre *(Dunai, 2010)*.

1.1.2. Interaction avec l'atmosphère

Une fois le champ magnétique passé, le rayonnement cosmique atteint le haut de l'atmosphère (Figure 3-2). Les particules chargées interagissent avec les atomes atmosphériques par des réactions nucléaires en cascade *(Gosse and Phillips, 2001)*. Ces réactions génèrent un deuxième flux de particules. La particule incidente à l'origine de la réaction est définie comme "rayonnement cosmique primaire" et les particules résultantes de ces réactions en cascade comme "rayonnement cosmique secondaire". Les isotopes cosmogéniques produits au cours de ces réactions sont dits "atmosphériques".

L'énergie des particules décroît au fur et à mesure des réactions nucléaires, si bien que seulement 0.00003% des particules primaires et 0.1% des particules secondaires atteignent la surface terrestre avec suffisamment d'énergie pour induire des réactions dans la roche *(Lebatard and Bourlès, 2015)*. Cette décroissance en flux et en énergie du rayonnement cosmique est appelée "atténuation" et varie selon la densité du matériel traversé. Plus l'épaisseur de l'atmosphère à traverser est grande, plus l'énergie et le flux du rayonnement cosmique sont atténués et moins les réactions nucléaires se produisent.

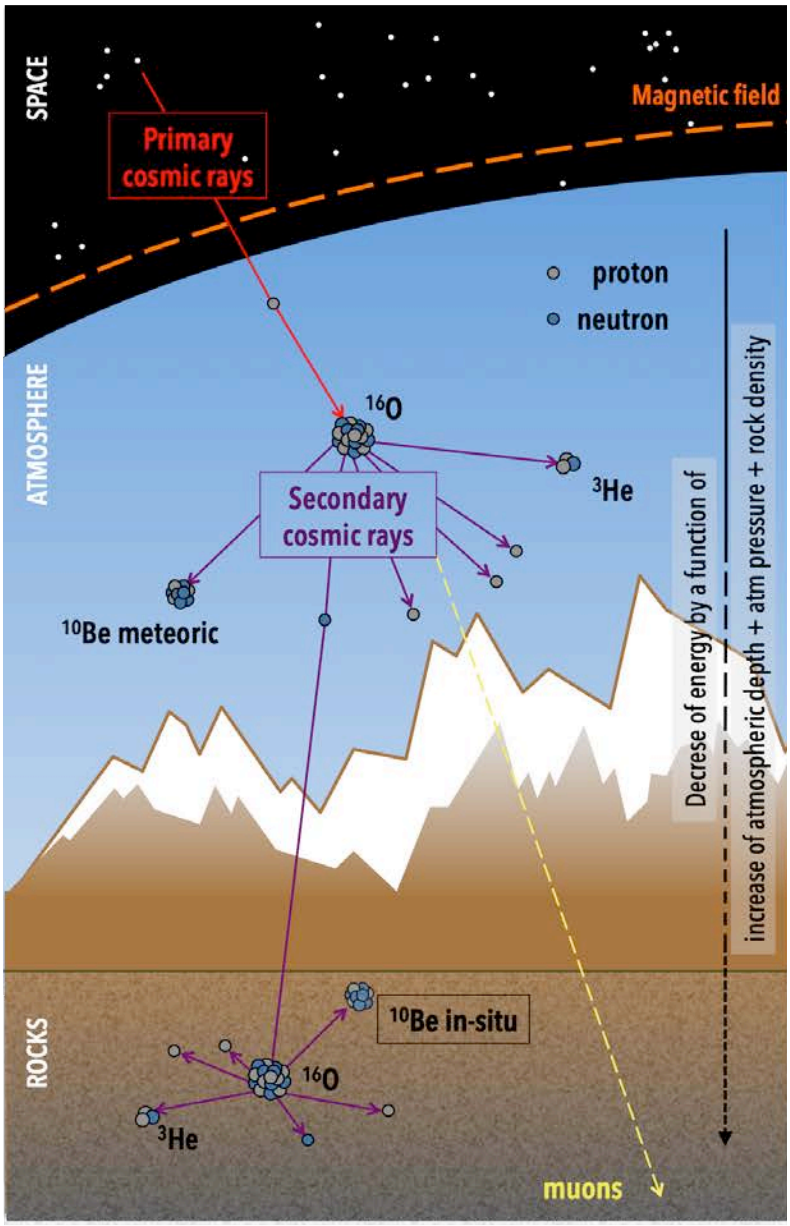


Figure 3-2 : Schéma de la cascade de réactions dues à l'interaction du rayonnement cosmique et de l'environnement terrestre. D'après *(Bonneau et al., 2014)*.

1.2. Production du ^{10}Be cosmogénique in situ

Des réactions nucléaires entre le rayonnement cosmique secondaire et les atomes des surfaces exposées produisent des isotopes cosmogéniques dits « *in situ* », beaucoup moins abondants que ceux produits dans l'atmosphère, dits « atmosphériques ». Par exemple, pour le ^{10}Be in situ mesuré dans le quartz, la concentration de la composante in situ est typiquement de 10^3-10^6 at.g^{-1}, alors que la composante produite dans l'atmosphère et ensuite adsorbée à la surface des minéraux est de l'ordre de 10^8-10^{11} at.g^{-1} de quartz *(Brown et al., 1991)*.

1.2.1. Modes de production

Dans le quartz, la production de ^{10}Be *in situ* résulte principalement de trois modes de production différents *(Dunai, 2010)*: (i) la spallation, induite par les neutrons de haute énergie, entre 10 MeV et plus de 10 GeV, (ii) les réactions (γ,n) dues aux muons rapides et (iii) la capture des muons thermiques *(Dunai, 2010; Darvill, 2013)*. Une réaction de spallation se produit quand un nucléon avec une forte énergie rentre en collision avec un atome cible et détache un ou plusieurs atome(s) de plus petite(s) masse(s) atomique(s) que celle de l'atome cible *(Ivy-Ochs and Kober, 2008)*.

La spallation est le processus dominant en surface, le ^{10}Be produit par cette réaction au niveau de l'interface sol-air représente plus de 99% de la production totale du ^{10}Be, alors que la production muonique représente de l'ordre de 1%.

Voici un exemple de réaction de spallation entre un neutron incident et un atome d'oxygène :

$$^{16}O + n \rightarrow {}^{10}Be + 4\,p + 3\,n$$

Équation 3-1

Les muons sont des particules élémentaires produites lors des cascades d'interactions du rayonnement cosmique dans l'atmosphère. Les muons interagissent peu avec la matière, ce qui leur confère une longueur d'atténuation beaucoup plus longue que celle des réactions de spallation, i.e. plus de 1500 g.cm^{-2} vs 150 g.cm^{-2} *(Dunai, 2010)*. Certains muons avec suffisamment d'énergie peuvent produire des réactions de spallation. Mais quand un muon est suffisamment décéléré dans une roche, il peut aussi être capturé par la couche électronique d'un atome. Le muon est ensuite associé au noyau de l'atome, et réagit avec un proton pour former un neutron, produisant une énergie permettant la formation d'isotopes cosmogénique tels que le ^{10}Be *(Granger and Riebe, 2013)*.

Voici un exemple de réaction de capture muonique avec un atome d'oxygène :

$$^{16}O + \mu^- \rightarrow {}^{10}Be + \alpha + p + n$$

Équation 3-2

1.2.2. Atténuation en profondeur

Le flux et l'énergie des particules cosmiques pénétrant dans l'environnement terrestre décroissent avec la profondeur au fur et à mesure de leur pénétration dans les roches (Figure

3-3). La longueur d'atténuation est la distance sur laquelle le flux de particules incidentes diminue d'un facteur 1/e, soit 63%. Cette distance est déterminée par l'énergie des particules (neutrons ou muons), et la probabilité réactionnelle de l'interaction entre une particule donnée et la nature matière traversée, qui est physiquement décrite par la *section efficace*. La *section efficace* est la probabilité qu'une réaction de spallation se produise, elle dépend de la nature de la particule incidente, l'élément cible de la particule et du nucléide cosmogénique produit par la réaction) en fonction du matériel traversé. Pour une roche de densité ~2.65 g.cm^{-3} comme le granite, les neutrons ont une longueur d'atténuation de 57 cm, les muons lents 570 cm et les muons rapides 2 000 cm *(Braucher et al., 2013)*. Pour une roche avec une densité plus forte, comme les basaltes, les longueurs d'atténuation sont plus courtes : 50 cm pour les neutrons *(Dunai, 2010)*.

Au niveau de la mer, et à la surface d'un sol, la production muonique représente 1% de la production de ^{10}Be cosmogénique mais en profondeur, les réactions de spallation sont stoppées beaucoup plus rapidement que les muons si bien qu'à partir de 3 mètres de profondeur, les muons produisent la majorité du ^{10}Be (Figure 3-3).

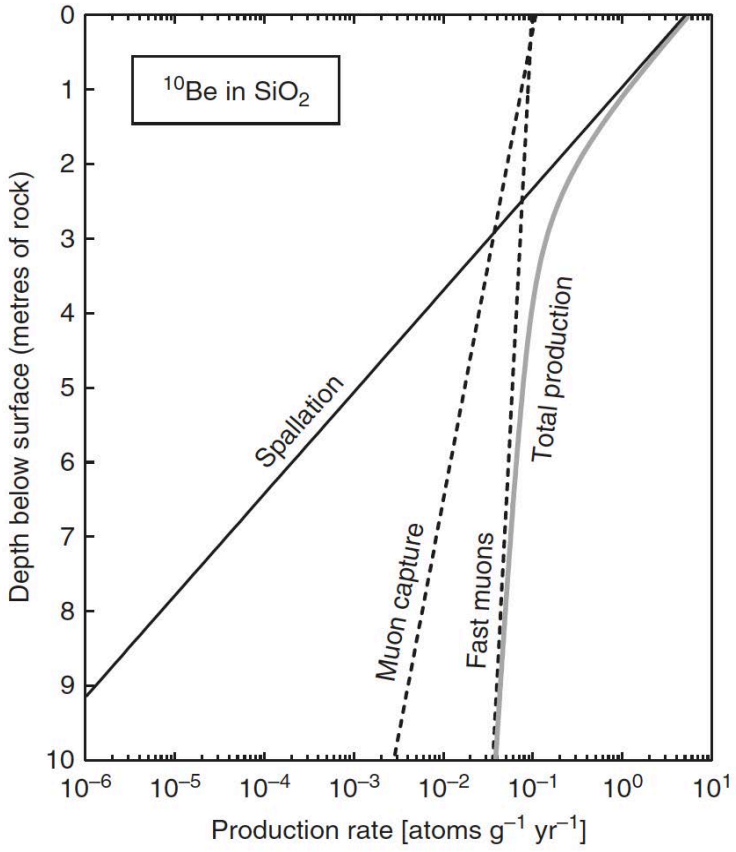


Figure 3-3 : Production du ^{10}Be en profondeur au niveau de la mer et aux hautes latitudes. Calculé avec une densité de 2.7 g cm^{-3}. Tirée de Dunai (*2010*).

1.2.3. Taux de production

Le taux de production est un paramètre physique décrivant la vitesse à laquelle les nucléides cosmogéniques s'accumulent au sein d'un échantillon. Il est homogène à des $at.g^{-1}.a^{-1}$ et est spécifique à chaque isotope pour un minéral et un mode de production donné (ex : production du ^{10}Be par spallation dans le quartz).
Le taux de production d'un isotope cosmogénique à une profondeur z peut s'exprimer de la manière suivante :

$$P(z) = \sum_i P_i(0) e^{\frac{-z\rho}{\Lambda_i}}$$

Équation 3-3

avec : $P_i(0)$ les taux de production à la surface selon les modes de production (spallation, muons rapides et capture muonique dans le cas du ^{10}Be dans le quartz). ρ est la masse volumique du matériel en $g.cm^{-3}$. Λ_i sont les longueurs d'atténuation des particules incidentes en $g.cm^{-2}$. Le taux de production varie en fonction de la latitude (à cause de l'influence du champ magnétique terrestre), de l'altitude (plus la colonne d'air que les particules incidentes traversent est grande, plus le flux est atténué) et des anomalies de pression atmosphériques (les zones de haute pression atmosphérique sont des zones plus denses que celles de basse pression et favorisent l'atténuation du rayonnement cosmique). Le taux de production varie donc spatiallement.

Pour pouvoir comparer des échantillons entre eux, un taux de production normalisé aux hautes latitudes et au niveau de la mer (*Sea Level High Latitude - SLHL*) associé à un modèle de correction spatial est utilisé. Le modèle de mise à l'échelle tient compte de la position de l'échantillon (principalement son altitude, sa latitude et sa longitude) pour calculer un taux de production spécifique (*Lal, 1991*). Actuellement, la valeur moyenne mondiale du taux de production normalisé SLHL du ^{10}Be est de (4.11 ± 0.19) $at.g^{-1}.a^{-1}$ *(Martin et al., 2017).*

1.3. Spatialisation et calcul des taux de production

1.3.1. Modèle de mise à l'échelle

Les modèles de mise à l'échelle (*scaling schemes*) sont utilisés pour adapter un taux de production isotopique à une localisation précise en prenant en compte la variabilité spatio-temporelle des champs magnétiques terrestre et solaire, ainsi que la masse atmosphérique au dessus de l'échantillon *(Dunai, 2010).* Il existe plusieurs modèles de mise à l'échelle, les plus utilisés sont le "*Lal-Stone time dependent model*" *(Lal, 1991; Nishiizumi et al., 1989; Stone, 2000)* et le "*LSD model*" *(Lifton et al., 2014). (Balco et al., 2008)*

Nom	Description	Références
Stone model (St)	Basé sur le modèle de mise à l'échelle de Lal (1991), et du modèle de pression atmosphérique de Stone (2000). Le facteur d'échelle est uniquement fonction de la latitude géographique et de la pression atmosphérique. Ne tient pas compte des variations du champ magnétique - le taux de production de nucléides est constant dans le temps.	*Lal, 1991; Stone, 2000*
LSD model (Li)	Le facteur d'échelle est fonction de la rigidité de coupure, de la pression atmosphérique et d'un paramètre de modulation solaire. Les taux de production varient dans le temps en fonction de l'évolution de la production solaire et du champ magnétique terrestre.	*Lifton et al., 2008*
Dunai model (Du)	Le facteur de mise à l'échelle est fonction de la rigidité de coupure et de la pression atmosphérique. Les taux de production varient dans le temps en fonction des variations du champ magnétique	*Dunai, 2001*
Desilets model (De)	Le facteur d'échelle est fonction de la rigidité de coupure et de la pression atmosphérique. Les cadences de production varient dans le temps en fonction des variations du champ magnétique	*Desilets et al., 2006*
Lal-Stone time dependent model (Lm)	Basé sur le modèle de mise à l'échelle de Lal (1991), de pression atmosphérique de Stone (2000) et tient compte des variations du champ magnétique d'après les corrections décrites dans Nishiizumi et al., (1989).	*Lal, 1991; Nishiizumi et al., 1989; Stone, 2000*

Tableau 3-1 : Caractéristiques des modèles de mise à l'échelle existants. Traduit de Balco et al., *(2008)*.

1.3.2. Variations du champ magnétique terrestre au cours du temps

L'intensité du champ magnétique terrestre a fluctué au cours du temps, ce qui a influencé la quantité de particules chargées atteignant la surface *(Dunai, 2010)*. Il est donc nécessaire d'effectuer une correction du taux de production utilisé en fonction de l'intensité et des variations du champ magnétique sur le temps d'intégration de l'échantillon.

1.3.3. Écrantage topographique

Le flux maximal de rayons cosmiques pouvant être perçu en un point donné se situe sur une surface plane et horizontale, avec ciel dégagé. Toute obstruction suffisamment épaisse pour bloquer les rayons cosmiques abaissera donc le taux de production effectif. En conséquence, il faut tenir compte de l'écrantage par la topographie environnante du site d'échantillonnage afin de corriger le taux de production théorique *(Dunai, 2010)*. En pratique, la mesure de l'écrantage topographique se fait à l'aide d'un modèle numérique de terrain et d'outils SIG *(Codilean, 2006)*. Il faut cependant noter qu'une étude récente de Di Biase *(2018)* a montré que les correction de l'écrantage pouvait dans certains cas sous-estimer la production isotopique, surtout pour des bassins versants pentus. Ainsi la correction de l'écrantage

topographique est nécessaire uniquement pour des bassins pentus avec une répartition non uniforme des lithologies à quartz *(Di Biase, 2018)*.

2. Mesures des taux de dénudation

2.1. Théorie

L'utilisation des isotopes cosmogéniques pour l'estimation des taux de dénudation repose sur la relation suivante : un terrain soumis à l'érosion passe d'autant plus de temps dans la zone de production (les 2 premiers mètres sous la surface) que l'érosion est lente, et inversement. La concentration en ^{10}Be d'un grain de quartz dépend en effet de son temps de résidence dans la zone où il est exposé aux productions neutroniques et muoniques. Une forte concentration en isotopes cosmogéniques dans un échantillon dénote un temps de résidence long et donc un taux de dénudation faible. A l'inverse, une faible concentration en isotopes cosmogéniques est indicative d'un temps d'exposition au rayonnement court et d'une dénudation rapide (Figure 3-4) (Figure 3-5).

Dans le cas d'une concentration initiale nulle (pas d'héritage d'une ancienne concentration), d'un taux de dénudation constant pendant un temps t tel que $t >> 1\left(\lambda + \frac{\rho\varepsilon}{\Lambda_i}\right)$ avec λ (a^{-1}) la constante de désintégration radioactive de l'isotope ; un état d'équilibre entre la concentration isotopique d'un échantillon et le taux d'érosion est atteint *(Lal, 1991)*. Dans cet état d'équilibre, appelé « *steady-state* » en anglais, la concentration d'un isotope cosmogénique à une profondeur z est dépendante de la dénudation et exprimée par :

$$\bar{C} = \sum_i \frac{\bar{P}_i}{\overline{\rho\,\varepsilon}/\Lambda_i}$$

Équation 3-4

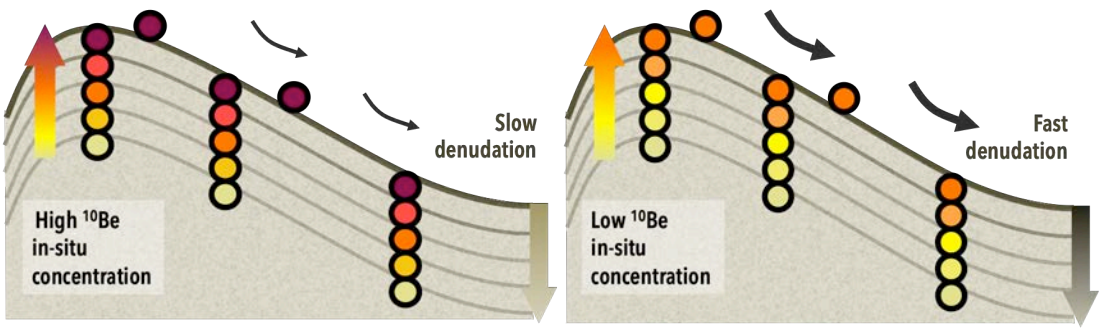


Figure 3-4 : Schéma simplifié de la concentration en ^{10}Be d'un grain de quartz dans la colonne de sol en fonction d'une dénudation lente (à gauche) et rapide (à droite). Modifiée d'après Neimi et al., *(2005)*.

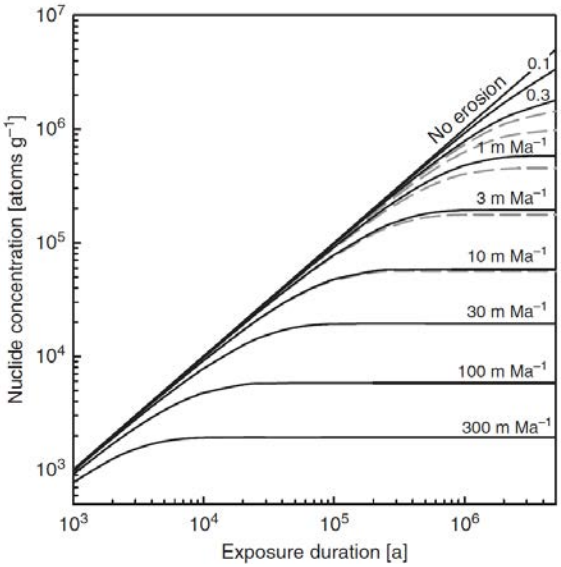


Figure 3-6 : Accumulation d'isotopes cosmogéniques dans des surfaces soumises à la dénudation (sans héritage). Les droites pleines sont applicables aux isotopes stables, les droites pointillées au ^{10}Be. Selon les taux de dénudation, 10^4 à 10^6 ans sont nécessaires pour que les concentrations soient à l'équilibre entre la production isotopique et la perte par désintégration et dénudation. Tirée de Dunai (*2010*).

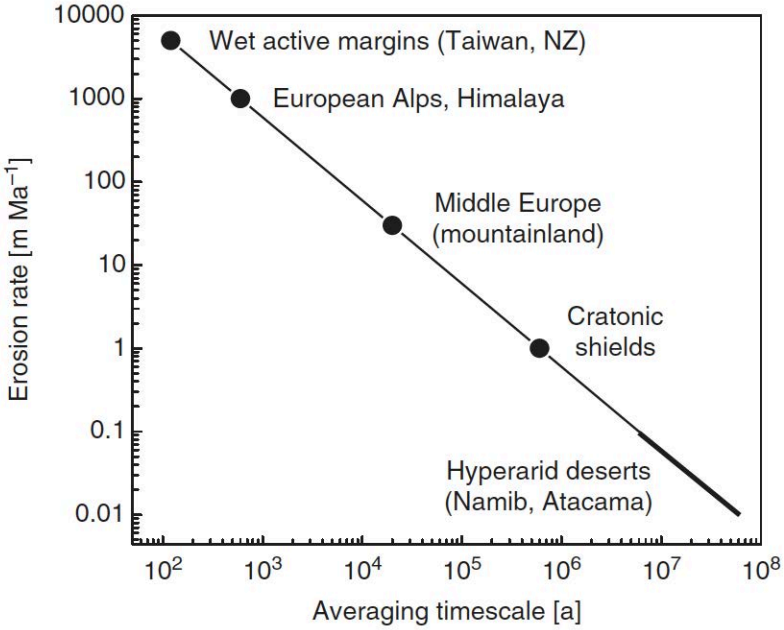


Figure 3-5 : Temps d'intégration en fonction du taux de dénudation. Une dénudation rapide (Taiwan ou Alpes) va de paire avec des temps d'intégration courts (< 10^3 a) et vice versa. Tirée de Dunai (*2010*).

Le temps d'intégration, c'est à dire le pas de temps sur lequel le taux de dénudation ets moyenné, dépend directement du taux de dénudation. Comme abordé dans le chapitre 1, il est courant de considérer le temps d'intégration du signal ^{10}Be comme le pas de temps nécessaire

pour éroder 60 cm de roche en place, ce qui correspond à une fois la longueur d'atténuation des neutrons dans le granite. De manière plus générale, le temps d'intgération peut être calculé suivant cette relation :

$$t_{intégration} = \frac{1}{\lambda + (\mu \times \varepsilon)}$$

Équation 3-2

avec λ la constante de désintégration radioactive de l'isotope, μ le coefficient d'absorption (qui correspond à ρ/Λ) et ε le taux de dénudation.

2.2. A l'échelle du bassin versant

Les sédiments qui sont érodés dans un bassin versant sont transférés dans les cours d'eau où ils sont mélangés. Il a été démontré que ce mélange est assez efficace pour que les sédiments de rivière aient une concentration moyenne en nucléides cosmogéniques qui est représentative du bassin versant en amont du lieu de prélèvement (Figure 3-7) *(Bierman and Steig, 1996; Brown et al., 1995; Granger et al., 1996)*. Les flux de sédiments, qui possèdent différentes concentrations cosmogéniques car venant de sous-bassins versants différents, sont proportionnels au taux dénudation de chaque sous-bassin. Une zone s'érodant rapidement exportera un flux de particules important avec une faible concentration cosmogénique et à l'inverse, une zone s'érodant lentement produira un flux de particules moindre mais avec des concentrations cosmogéniques plus fortes.

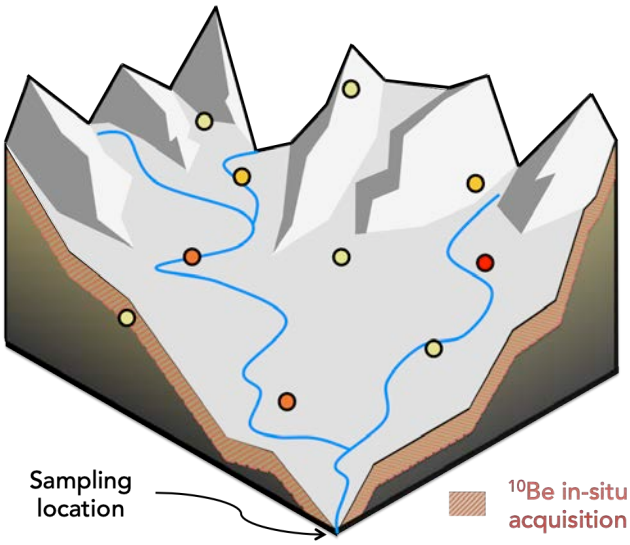


Figure 3-7 : Schéma de l'acquisition du ^{10}Be à l'échelle d'un bassin versant et du mélange des sédiments.

La concentration en un isotope cosmogénique dans les sédiments de rivières peut donc s'exprimer avec $\overline{P_i}$ le taux de production moyen pour le bassin versant selon les modes de productions, $\bar{\rho}$ la masse volumique moyenne, $\bar{\varepsilon}$ la dénudation moyenne pour le bassin versant et Λ_i les longueurs d'atténuation des particules incidentes *(Dunai, 2010)*. L'équation suivante permet de calculer la dénudation à partir de ces paramètres :

$$\overline{\varepsilon} = \frac{\left(\overline{P}_{sp} \times \Lambda_{sp} + \overline{P}_{\mu s} \times \Lambda_{\mu s} + \overline{P}_{\mu f} \times \Lambda_{\mu f}\right)}{\rho \times C}$$

Équation 3-3

avec $\overline{\mathrm{P}}_{\mathrm{i}}$ $\overline{\mathrm{P}}_{\mathrm{sp}}$, $\overline{\mathrm{P}}_{\mu\mathrm{s}}$, $\overline{\mathrm{P}}_{\mu\mathrm{f}}$ les taux de production moyens spatialisés du ^{10}Be pour les neutrons, muons lents et muons rapides respectivement. Ces valeurs sont calculées à partir de la toolbox de SIG Basinga *(Charreau et al., 2019)*. Elles considèrent le modèle de production de Stone (*2000*) et l'atmosphère issue de la base de donnée ERA-40 *(Uppala et al., 2005)*. $\Lambda_{\mathrm{sp}}, \Lambda_{\mu\mathrm{s}}, \Lambda_{\mu\mathrm{f}}$ sont les longueurs d'atténuation effectives des neutrons (160 g.cm^{-2}), des muons lents (1 500 g.cm^{-2}) et des muons rapides (4 320 g.cm^{-2}) *(Braucher et al., 2011)*. ρ est la masse volumique moyenne du matériel érodé soit 2.7 g.cm^{-3}. C est la concentration en ^{10}Be de l'échantillon corrigée par le blanc chimique et mesurée par un spectromètre de masse par accélérateur (SMA).

2.3. Conditions d'application

L'application de Équation 3-3 demande la validation de certaines conditions :

- (1) L'état d'équilibre est atteint pour le bassin versant sur au moins le temps nécessaire pour éroder une fois la longueur d'atténuation des particules incidente *(Lal, 1991)*. Dans la pratique, il est courant d'estimer cette condition comme remplie quand l'impact des phénomènes pouvant perturber le signal ^{10}Be sur le temps court (type glissement de terrain) est minimisé *(von Blanckenburg, 2005; Niemi et al., 2005)*.
- (2) Le temps nécessaire pour éroder une fois la longueur d'atténuation du rayonnement cosmique doit être plus court que la demie-vie de l'isotope analysé. Pour le ^{10}Be, cette condition est remplie pour les bassins versants ayant une dénudation moyenne supérieure à 0.3 m.Ma^{-1} *(von Blanckenburg, 2005)*.
- (3) Le minéral cible pour la production d'isotopes cosmogénique doit être présent parmi les différentes lithologies du bassin versant *(Dunai, 2010)*. Dans le cas contraire, le calcul des paramètres nécessaires à l'estimation des taux de dénudation doit se faire uniquement sur les zones comprenant le minéral cible *(Charreau et al., 2019)*.

- (4) La granulométrie du minéral cible doit être similaire parmi les différentes lithologies *(Dunai, 2010)*.
- (5) Il n'y a pas de processus d'enrichissement en quartz du sédiment pendant le transport *(Dosseto and Schaller, 2016)*. Ces processus sont cependant négligeables dans les zones climatiques froides et tempérées *(Riebe et al., 2001)*.
- (6) L'altération chimique du minéral cible doit être limitée pour ne pas fausser l'analyse, ce qui est le cas du quartz, minéral très résistant à la dissolution *(Dunai, 2010)*
- (7) Le temps de transport des sédiments doit être court comparativement à l'échelle de temps de l'érosion pour limiter l'accumulation d'isotopes cosmogéniques pendant le transport et/ou la perte par décroissance radioactive *(Dunai, 2010)*

2.3.1. Considération pour les échantillons : choix de la granulométrie

Dans certains environnements, la concentration en ^{10}Be des sédiments est dépendante de la granulométrie, ce qui peut fausser et/ou limiter l'interprétation du signal ^{10}Be *(Brown et al., 1995; van Dongen et al., 2019; Puchol et al., 2014)*. Cette dépendance peut être due à la présence de glissements de terrain qui amènent à la surface des sédiments non ou peu exposés aux rayons cosmiques car enfouis. À cause de la pédogénèse, ce matériel a souvent une granulométrie plus grossière que le matériel de surface *(Brown et al., 1995)*, entrainant donc une corrélation négative entre la granulométrie et la concentration en ^{10}Be *(Puchol et al., 2014)*. Une étude plus généraliste montre que d'autres phénomènes peuvent aussi entrainer une corrélation entre la taille des grains étudiés et leur concentration en ^{10}Be. C'est notamment le cas dans les bassins caractérisé par une grande variabilité interne des taux de dénudation et une distribution granulométrique non uniforme *(Carretier et al., 2015; Lukens et al., 2016)*. Par exemple, la fraction granulométrique choisie pour analyse ^{10}Be peut provenir d'une unique zone du bassin versant et ainsi n'est pas représentation de la dynamique générale du bassin.

Il est donc important de considérer de potentielles corrélations entre la granulométrie des sédiments et leur concentration en ^{10}Be.

Un autre facteur important à considérer est la granulométrie disponible dans les carottes sédimentaires utilisées dans cette thèse. Pour minimiser l'impact potentiel d'une dépendance des concentrations mesurées aux tailles de grains, les mêmes fractions granulométriques seront utilisées dans les sédiments actuels et anciens. Les carottes ayant échantillonné des sédiments avec comme granulométries les plus grossières entre silts et sable fin, deux fractions

granulométriques ont donc été choisies pour l'analyse du ^{10}Be et comparées dans ce travail : 50-100 µm et 100-250 µm.

3. Application aux paléo-taux de dénudation

La méthode de détermination du taux de dénudation par isotopes cosmogéniques n'est pas uniquement applicable aux sédiments actuels de rivières mais aussi aux archives sédimentaires passées *(*e.g. *Blard et al., 2006; Charreau et al., 2011)*. Ces archives peuvent se présenter sous diverses formes, telles que des terrasses alluviales, des paléo-chenaux, des sédiments enfouis dans des grottes ou des sédiments océaniques. L'application du ^{10}Be dans ce cas-là demande la validation des hypothèses suivantes *(Charreau et al., 2011)* :

- (i) les âges des sédiments doivent être connus de manière indépendante afin de corriger la concentration en ^{10}Be de la décroissance radioactive depuis le dépôt des sédiments.
- (ii) si on a affaire à des sédiments continentaux, leur vitesse de dépôt doit être rapide (>> au taux d'érosion) pour que la production de ^{10}Be postérieure au dépôt soit nulle ou ne représente pas une correction importante *(Charreau et al., 2011)*.
- (iii) les potentielles variations morphologiques du bassin versant doivent être connues et contraintes (par exemple : évolution du système fluviatile par des captures hydrographiques qui modifient l'étendue du bassin versant, ou fortes modifications de l'altitude du bassin versant à cause de la tectonique).

4. Échantillons pour analyse ^{10}Be

4.1. Échantillons actuels

Un premier échantillonnage des sédiments actuels du Var a été effectué en Novembre 2016. Un second échantillonnage a ensuite eu lieu en Novembre 2017 sur plusieurs sites déjà prélevés en 2016. Les lieux d'échantillonnage ont été déterminés selon trois critères :

- Les affluents majeurs du Var (la Vésubie, la Tinée, le Cian, le Coulomb et l'Estéron) doivent être échantillonnés au moins une fois.
- L'échantillonnage ne peut pas se faire à proximité directe d'une perturbation du système sédimentaire en place, type bâtiment industriel, glissement de terrain majeur afin de ne pas intégrer un signal sédimentaire spatialement limité et non représentatif de la dynamique générale du sous bassin versant.
- Des échantillons doivent être prélevés après chaque confluence majeure entre le Var et ses affluents afin de suivre l'intégration des différentes dynamiques érosives.

Deux à trois kilos de sables ont été prélevés dans le lit actif du cours d'eau pour chaque échantillon, sauf pour VAR-16-5B, prélevé spécifiquement sur la berge et couplé avec VAR-16-5A prélevé dans le lit actif. Les échantillons sont détaillés dans le Tableau 3-2 : Localisation des échantillons de rivières prélevés lors de la première (Novembre 2016) et seconde (Novembre 2017) campagnes de terrain. et leur localisation dans la Figure 3-8.

Nom	x gps (EPSG 4326)	y gps (EPSG 4326)	Date	Cours d'eau
COU-16-1	43.95868	6.73020	13/11/16	Le Coulomp
CIA-16-1	43.95029	6.98970	13/11/16	Le Cian
EST-16-1	43.82525	7.18344	13/11/16	L'Estéron
TIN-16-1	43.93334	7.71742	13/11/16	La Tinée
TIN-16-2	44.12824	7.09746	14/11/16	La Tinée
VES-16-1	44.06489	7.25461	14/11/16	La Vésubie
VES-16-2	43.87854	7.23123	14/11/16	La Vésubie
VAR-16-1	44.11387	6.81348	13/11/16	Le Var
VAR-16-2	43.93137	7.11473	13/11/16	Le Var
VAR-16-3	43.86471	7.19790	13/11/16	Le Var
VAR-16-4	43.83909	7.19234	13/11/16	Le Var
VAR-16-5A	43.67249	7.16599	14/11/16	Le Var
VAR-16-5B	43.67231	7.19513	14/11/16	Le Var
TIN-17-2	44.12824	7.09746	10/11/17	La Tinée
VES-17-1	44.06489	7.25461	10/11/17	La Vésubie
VAR-17-2	43.93137	7.11473	10/11/17	Le Var
VAR-17-5B	43.67231	7.19513	10/11/17	Le Var

Tableau 3-2 : Localisation des échantillons de rivières prélevés lors de la première (Novembre 2016) et seconde (Novembre 2017) campagnes de terrain.

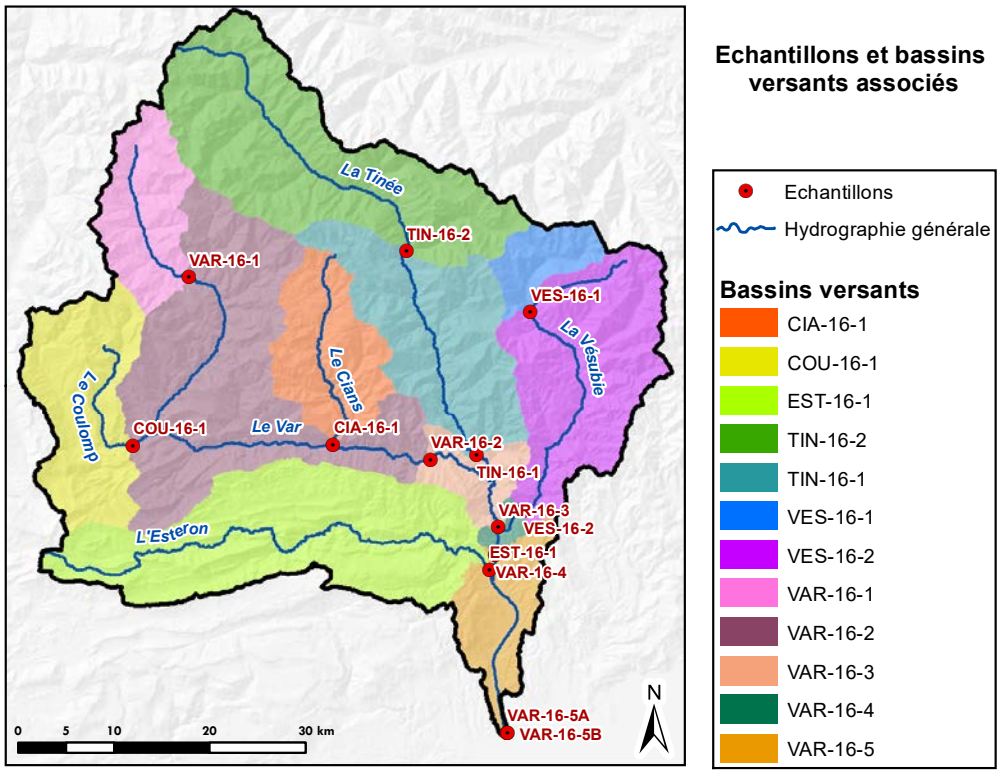


Figure 3-8 : Localisation des échantillons actuels et bassins versants associés.

4.2. Échantillons de carottes pour analyse ^{10}Be

26 échantillons ont été prélevés sur les carottes ESSK08-CS01 et ESSK08-CS13 à l'IFREMER en Janvier 2016 (Tableau 3-3 et Figure 3-9). Les échantillons ont été sélectionnés selon plusieurs critères :

- Les bas de dépôts turbiditiques ont été privilégiés en raison de leur granulométrie sableuse (> 63 µm) est adaptée au protocole analytique du ^{10}Be et que leur dépôt quasi instantanné (de quelques minutes à plusieurs jours *(Bonneau, 2014)*).
- Les échantillons ont été répartis de manière à être représentatifs des grandes périodes climatiques (MIS 1, MIS 2, MIS 3, MIS 4 et MIS 5) mais aussi de la variabilité à l'intérieur de ces même périodes : échantillons datés du Dryas Récent et du Bølling-Allerød pour le MIS 1, échantillons datés du DMG et de la déglaciation pour le MIS 2, échantillons représentatifs des stades (périodes froides) et interstades (périodes chaudes) pour le MIS 3 et MIS 4. Le MIS 5 ne comporte qu'un seul échantillon.

Core	Top (cm)	Bottom (cm)	Age (ka)
CS01	0	4	0.07
CS13	53	56	4.06
CS13	93	95	6.97
CS01	355	360	10.07
CS13	265	273	12.18
CS13	339	342	14.26
CS13	345	350	14.56
CS13	442	445	16.71
CS13	493	497	17.56
CS13	610	615	19.60
CS13	615	620	19.76
CS01	807	813	19.77
CS13	711	714	21.14
CS13	723	727	21.51
CS13	1074	1079	21.94
CS13	820	824	23.27
CS13	951	955	27.28
CS13	1055	1059	31.29
CS13	1091	1096	32.45
CS13	1362	1367	43.51
CS13	1575	1582	53.56
CS13	1635	1644	55.73
CS13	1742	1748	59.07
CS13	1751	1758	59.39
CS13	1976	1978	66.27
CS13	2190	2193	73.86

Tableau 3-3 : Caractéristiques des échantillons prélevés dans les carottes pour analyse ^{10}Be.

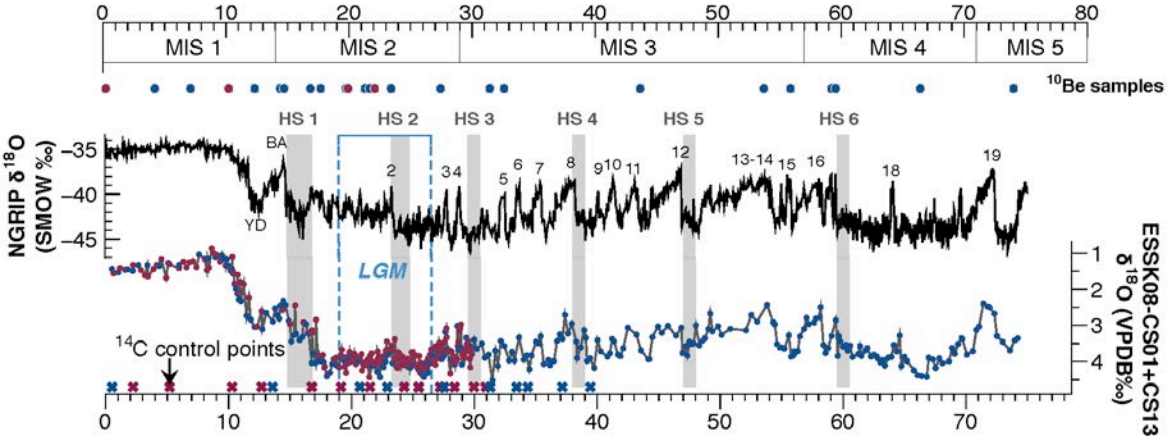


Figure 3-9 : Âges des échantillons ^{10}Be analysés en fonction des courbes de δ^{18}O du Groenland *(Bonneau et al., 2017)* et du δ^{18}O local (*Bonneau, 2014; Bonneau et al., 2014; Jorry et al., 2011*).

5. Protocole du ^{10}Be

Le protocole détaillé de l'extraction du ^{10}Be appliqué aux échantillons est disponible en annexe 1. Ce protocole s'appuie majoritairement sur celui établi par Laëtitia Léanni et les chercheurs du CEREGE. Il a cependant été modifié pour deux raisons :

- Adaptation du protocole aux appareils présents au CRPG.
- Modification suite à de faibles rendements lors des mesures au spectromètre de masse par accélérateur.

Les grandes étapes du protocole sont les suivantes :

- Séparation physique du quartz et des autres minéraux présents
- Séparation chimique et purification du quartz par attaques acides
- Ajout d'un entraineur chimique de ^{9}Be pour fixer le rapport ^{10}Be/^{9}Be et ne pas dépendre de pertes éventuelles
- Extraction du béryllium
- Cathodage des échantillons pour analyse au SMA

Afin de maximiser le rendement de récupération du béryllium, j'ai réalisé des nouveaux tests pour évaluer les relations entre le pH et la précipitation du $Be(OH)_2$, qui est espèce amphotère. Au cours de ma thèse il s'est avéré que ce développement s'est avéré indispensable pour garantir la qualité des analyses.

5.1. Influence du pH de précipitation sur la récupération du Be

À la suite d'une série d'échantillons qui présentaient de trop faibles courants au SMA pour être analysés, des tests d'optimisation du protocole ont été effectués. Pour ce faire, un réplica d'échantillon a été traité de manière classique en suivant le protocole standard du CRPG. Un entraineur (*spike*) de ^{9}Be a été ajouté avant l'extraction chimique soit une quantité initiale de 2.28×10^{19} atomes de ^{9}Be. À chaque étape du protocole, les surnageants, qui sont d'habitude éliminés, ont été conservé dans des béchers propres pour analyse de leurs concentrations en ^{9}Be, si bien que différentes solutions ont été obtenues :

A : surnageant et rinçage du premier précipité après dissolution totale
B : rinçage de la première colonne
C : surnageant et rinçage du deuxième précipité
D : élution de la deuxième colonne

E : rinçage de la deuxième colonne

F : surnageant et rinçage du troisième précipité

Les solutions ont ensuite été évaporées à sec et reprises dans de l'HNO_3 à 2% puis diluées pour mesure du ^{9}Be par spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif au CRPG (ICP-MS X-Series 2). Ces analyses permettent d'évaluer chaque étape du protocole pour identifier à quel moment la perte de béryllium peut survenir (Tableau 3-4).

Nom	Moyenne coups ^{9}Be	Atomes ^{9}Be	% spike perdu
Blanc	0	0	
A	3967	2.0×10^{19}	**87.7**
B	150	1.13×10^{17}	**0.5**
C	165	1.2×10^{17}	**0.5**
D	76	7.36×10^{16}	**0.5**
E	68	7.36×10^{16}	**0.3**
F	710	4.0×10^{17}	**1.7**
Perte totale		**2.08×10^{19}**	**91**

Tableau 3-4 : Quantité de spike de ^{9}Be perdu pendant le protocole chimique

Dans les conditions analytiques rencontrées sur la chaîne de préparation du CRPG, presque 88% du ^{9}Be est donc perdu dans l'étape "A" qui correspond au surnageant de la première précipitation. La précipitation permet de séparer le Be (sous forme de précipité) de certains éléments traces comme le Fe et le Ti qui restent dans le surnageant. Dans le protocole original, il est noté que la séparation du Be sous forme $Be(OH)_2$ et du Fe/Ti est optimale à un pH situé entre 8 et 9. Des tests de sensibilité au pH de précipitation ont ensuite été effectués avec 1.3×10^{18} atomes de ^{9}Be : cinq précipitations par lecture de papier pH ont été faites aux pH 6, 7, 8, 9 et 10. Le pH des solutions a ensuite été mesuré avec un pH mètre et les précipités et solutions ont été analysés à l'ICP-MS (Tableau 3-5).

Lecture papier pH	Mesure pH mètre	Coups surnageant	Coups précipité	Somme coups	% coups surnageant	% coups précipité
6	**7.2**	23677	7055	30732	77	23
7	**7.9**	6332	23305	29637	21	79
8	**8.7**	11413	20013	31426	36	64
9	**9.1**	19778	10538	30316	65	35
10	**9.4**	24520	164	24684	99	1

Tableau 3-5 : Sensibilité du ^{9}Be au pH de précipitation

Il y a un décalage important entre la lecture du papier pH et la mesure de contrôle effectuée avec un pH mètre. Ceci est probablement dû à l'utilisation d'un papier pH dégradé car stocké à côté des acides et peu adapté à la gamme de valeurs recherchées (papier pH 1-11).
En utilisant les valeurs mesurées au pH-mètre, nous constatons que la répartition du ^{9}Be entre le précipité et le surnageant est très sensible au pH (Figure 3-10.)

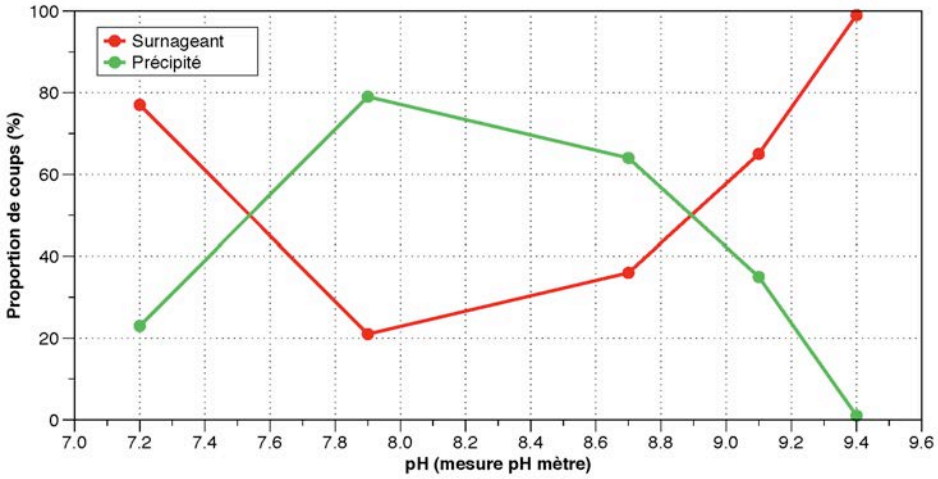


Figure 3-10 : Répartition relative du ^{9}Be entre le précipité et le surnageant en fonction du pH de la solution.

Il semblerait que le pH préférentiel pour la conservation du Be dans le précipité se situe entre 7.9 et 8.2. Au delà de cet intervalle et surtout pour des solutions plus acides, la perte de ^{9}Be dans le surnageant est non négligeable. Des erreurs de pH lors des trois précipitations peuvent donc entrainer la perte quasi totale du Be au cours de la chimie. Ainsi le protocole a été modifié en plusieurs points :

- Suppression de la première précipitation afin de réduire le risque de perte de Be. Cette suppression n'impacte pas la pureté finale de l'échantillon si l'échantillon de quartz traité est relativement petit (< 15 g) et bien purifié en amont.
- Réduction de la gamme de pH acceptables pour les étapes de précipitation : entre 7.9 et 8.2. Pour ce faire, un papier pH plus précis ainsi qu'un pH mètre portable ont été achetés.

6. Utilisation du εNd pour le traçage de sources sédimentaires

6.1. Théorie du traçage de source

Le néodyme (Nd) est une terre rare comportant 7 isotopes : ^{142}Nd (stable), ^{143}Nd (stable), ^{144}Nd (considéré comme stable, $t_{1/2} = 2.3 \times 10^{15}$ a), ^{145}Nd (stable), ^{146}Nd (stable), ^{148}Nd (stable) et ^{150}Nd (considéré comme stable, $t_{1/2} = 6.7 \times 10^{18}$ a). L'utilisation des isotopes du Nd comme traceur de source sédimentaire repose sur le fait que les terres rares sont peu solubles et peu mobilisées lors des processus d'altération. Les sédiments détritiques conservent donc la composition de Nd de leurs roches sources lors des différents processus d'altération continentaux, lors du transport sédimentaire et post dépôts *(Goldstein and Hemming, 2014; Goldstein and Jacobsen, 1987)*. Le rapport $\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}$ est utilisé comme traceur des sources sédimentaires et dépend de l'âge de la roche ainsi que des processus de différenciation magmatique subis. Le rapport $\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}$ est normalisé à un échantillon de référence CHUR (*Chondric Uniform Reservoir*) correspondant à la signature moyenne de la Terre silicaté de valeur $\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{CHUR} = 0.512638$ *(Jacobsen and Wasserburg, 1980)*. L' εNd d'un échantillon correspond donc à la déviation du rapport $\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}$ mesuré au standard CHUR.

$$\varepsilon\mathrm{Nd} = \left(\frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{échantillon}}{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{CHUR}} - 1 \right) \times 10\,000$$

Équation 0-4

6.2. Échantillons pour analyse Nd

19 échantillons ont été prélevés sur la carotte ESSK08-CS13 sur la période 74 ka - 50 ka pour compléter le suivi des sources sédimentaires dans le temps (Tableau 3-6).

Top (cm)	Bottom (cm)	Age (ka)
1520	1521	49.51
1564	1565	53.08
1584	1585	53.76
1607	1608	54.77
1633	1634	55.53
1647	1648	55.82
1682	1683	57.02
1716	1717	58.32
1760	1761	59.59
1815	1816	61.04
1843	1844	61.97
1887	1888	63.43
1922	1923	64.60
1973	1974	66.16
1999	2000	67.07
2074	2075	69.71
2083	2084	70.02
2120	2121	71.16
2178	2179	73.22

Tableau 3-6 : Âges des échantillons prélevés sur la carotte ESSK08-CS13 pour analyse Nd.

6.3. Protocole de traitement des échantillons Nd

Le protocole utilisé est celui mis en place à l'IFREMER. Les grandes étapes du protocole sont décrites ci-dessous *(Bayon et al., 2002, 2006, 2009)* :

- Tamisage des échantillons pour garder la fraction granulométrique inférieure à 63 µm et broyage pour homogénéisation
- Attaque des carbonates, des oxydes et de la matière organique pour purifier la fraction terrigène
- Fusion des échantillons puis précipitation pour séparer les terres rares
- Séparation chimique du Nd par colonnes chromatographiques
- Mesure du Nd sur MC-ICP-MS

Deuxième partie

Impact du dernier cycle glaciaire interglaciaire sur la dénudation dans le Var

Chapitre IV

Détermination des taux de dénudation actuels dans le bassin du Var

Article accepté pour publication à *Earth Surface Dynamics* en 2019.

Chapitre IV 91
1. Résumé de l'article en français 91
2. Article paru à Earth Surface Dynamics (2019) 92
3. Supplementary materials 109

1. Résumé de l'article en français

Les archives sédimentaires marines sont souvent bien datées et couvrent souvent plusieurs cycles glaciaires ; les concentrations cosmogéniques de ^{10}Be dans les grains de quartz détritiques pourraient ainsi permettre de reconstituer des taux de dénudation passés. Cependant, ces archives comprennent souvent des sédiments beaucoup plus fins (<250 µm) que ceux habituellement analysés dans les études ^{10}Be, et peu d'études ont évalué les impacts du mélange, de la taille des grains et des variations interannuelles sur les concentrations de ^{10}Be de ces sédiments à grains fins. Nous avons analysé ici les concentrations cosmogéniques ^{10}Be in situ de grains de quartz dans les fractions de taille 50-100 et 100-250 µm des sédiments du bassin du Var (Alpes Maritimes françaises) pour tester la fiabilité des taux de dénudation dérivés des analyses ^{10}Be des sables fins. Le bassin du Var présente une zone de transfert courte et des paramètres morphologiques, climatiques et géologiques très variables, et nous testons l'impact de ces paramètres sur les concentrations observées de ^{10}Be. Les deux fractions de taille analysées ont donné des concentrations de ^{10}Be similaires en aval, notamment à la

sortie du Var, où les concentrations sont comprises entre (4.02 ± 0.78) × 10^4 et (4.40 ± 0.64) × 10^4 atomes g.quartz^{-1}. En comparant les concentrations attendues et observées de ^{10}Be à trois grandes confluences, nous interprétons que le mélange des sédiments est efficace dans l'ensemble du bassin du Var. Nous avons ré-échantillonné quatre sites clés un an plus tard, et malgré des paramètres climatiques variables durant cette période, les concentrations interannuelles de ^{10}Be étaient en accord avec les incertitudes, sauf pour un sous-bassin en amont. Les taux de dénudation dérivés de ^{10}Be des sous-bassins du Var varient de 0.10 ± 0.01 mm.a^{-1} à 0.57 ± 0.09 mm a^{-1}, et les variations spatiales sont principalement contrôlées par la pente moyenne du sous-bassin. Le taux de dénudation intégré de l'ensemble du bassin varois est de 0.24 ± 0.04 mm.a^{-1}, en accord avec les autres méthodes. Nos résultats démontrent que les sédiments à grain fin (50-250 µm) peuvent donner des taux de dénudation précis et sont donc des cibles potentielles appropriées pour de futures applications ^{10}Be, comme les études des taux de paléodénudation utilisant des sédiments marins.

2. Article paru à Earth Surface Dynamics (2019)

Earth Surf. Dynam., 7, 1059–1074, 2019
https://doi.org/10.5194/esurf-7-1059-2019
© Author(s) 2019. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.

Earth Surface Dynamics
Open Access
EGU

Denudation systematics inferred from in situ cosmogenic ^{10}Be concentrations in fine (50–100 µm) and medium (100–250 µm) sediments of the Var River basin, southern French Alps

Apolline Mariotti[1], Pierre-Henri Blard[1], Julien Charreau[1], Carole Petit[2], Stéphane Molliex[3,1], and the ASTER Team[4,*]

[1]Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG), CNRS, Université de Lorraine, UMR 7358, 54500 Vandoeuvre-lès-Nancy, France
[2]Géoazur, Université de Nice, 06905 Sophia Antipolis, France
[3]Laboratoire Géosciences Océan, Institut Universitaire Européen de la Mer, 29280 Plouzané, France
[4]Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, INRA, Coll France, UM 34 CEREGE, Technopôle de l'Environnement Arbois-Méditerranée, BP80, 13545 Aix-en-Provence, France
[*]A full list of authors and their affiliations appears at the end of the paper.

Correspondence: Apolline Mariotti (apolline.mariotti@univ-lorraine.fr)

Received: 17 July 2019 – Discussion started: 1 August 2019
Revised: 17 September 2019 – Accepted: 3 November 2019 – Published: 13 December 2019

Abstract. Marine sedimentary archives are well dated and often span several glacial cycles; cosmogenic ^{10}Be concentrations in their detrital quartz grains could thus offer the opportunity to reconstruct a wealth of past denudation rates. However, these archives often comprise sediments much finer (< 250 µm) than typically analyzed in ^{10}Be studies, and few studies have measured ^{10}Be concentrations in quartz grains smaller than 100 µm or assessed the impacts of mixing, grain size, and interannual variability on the ^{10}Be concentrations of such fine-grained sediments. Here, we analyzed the in situ cosmogenic ^{10}Be concentrations of quartz grains in the 50–100 and 100–250 µm size fractions of sediments from the Var basin (southern French Alps) to test the reliability of denudation rates derived from ^{10}Be analyses of fine sands. The Var basin has a short transfer zone and highly variable morphology, climate, and geology, and we test the impact of these parameters on the observed ^{10}Be concentrations. Both analyzed size fractions returned similar ^{10}Be concentrations in downstream locations, notably at the Var's outlet, where concentrations ranged from $(4.02 \pm 0.78) \times 10^4$ to $(4.40 \pm 0.64) \times 10^4$ atoms g^{-1} of quartz. By comparing expected and observed ^{10}Be concentrations at three major river junctions, we interpret that sediment mixing is efficient throughout the Var basin. We resampled four key locations 1 year later, and despite variable climatic parameters during that period, interannual ^{10}Be concentrations were in agreement within uncertainties, except for one upper subbasin. The ^{10}Be-derived denudation rates of Var subbasins range from 0.10 ± 0.01 to 0.57 ± 0.09 mm yr^{-1}, and spatial variations are primarily controlled by the average subbasin slope. The integrated denudation rate of the entire Var basin is 0.24 ± 0.04 mm yr^{-1}, in agreement with other methods. Our results demonstrate that fine-grained sediments (50–250 µm) may return accurate denudation rates and are thus potentially suitable targets for future ^{10}Be applications, such as studies of paleo-denudation rates using offshore sediments.

1 Introduction

Understanding landscape dynamics and denudation processes is crucial for human activities: for example, soil formation rates (Heimsath et al., 1997; Stockmann et al., 2014) control agricultural resources (Montgomery, 2007), whereas landslide occurrences (Hovius and Stark, 2007; Yu et al., 2019) are key to managing natural hazards (Kirschbaum et al., 2010). Denudation is the combined effect of physical erosion and chemical weathering processes, and it may vary with time. Because climate exerts a strong control on denudation (Molnar, 2004; Yanites and Ehlers, 2012; Zhang et al., 2001), it is important to predict how landscapes will respond to the large and rapid climate changes expected in the future.

Terrestrial cosmogenic nuclides (TCNs) in river sediments provide a means to determine denudation rates at the basin scale (Bierman and Steig, 1996; Brown et al., 1995; Granger et al., 1996; von Blanckenburg, 2005). Thus, for decades, TCN (mostly ^{10}Be) concentrations have been measured in present and past river sediments across a wide variety of climatic and geological contexts to quantify denudation rates (see review by Portenga and Bierman, 2011) over different timescales (e.g., Bekaddour et al., 2014; Charreau et al., 2011; Granger and Schaller, 2014; Grischott et al., 2017a, b; Marshall et al., 2017; Puchol et al., 2017; Schaller et al., 2002). However, although offshore marine sedimentary archives are well dated and often record several glacial cycles, they have remained unused for reconstruction of paleo-denudation rates, mainly because their grain sizes are too fine to facilitate standard in situ ^{10}Be analyses in quartz. Indeed, typical cosmogenic dating samples have grain sizes of 250 µm to 1 mm. In deep (> 200 m water depth) marine environments, sediments of such grain sizes are restricted to submarine canyons in which the stratigraphic record is poorly preserved. Thus, analyzing TCNs in fine sand fractions (50–100 µm) is prerequisite to reconstructing past denudation rates from marine sediments because this granulometric range often dominates in offshore turbidite-rich sedimentary cores (Bonneau et al., 2014; Jorry et al., 2011).

However, grain size distributions are not always uniform across continental basins (Lukens et al., 2016), and ^{10}Be concentrations in fine sands and silts at river outlets may not be representative of their entire drainage area. Furthermore, since the production rate of in situ ^{10}Be is depth dependent, any vertical variations in the granulometric distribution may induce a grain-size control on the measured ^{10}Be concentrations. Several geomorphological processes are potential controls of such grain-size dependence (Aguilar et al., 2014; Attal et al., 2015; Brown et al., 1998; Carretier et al., 2015; Codilean et al., 2014; van Dongen et al., 2019; Lukens et al., 2016; Puchol et al., 2014; Riebe et al., 2015); for example, landslides can bring ^{10}Be-poor coarse material to the surface that is then mixed with fluvial sediments (Aguilar et al., 2014; Attal et al., 2015; Belmont et al., 2007; Brown et al., 1998; Carretier et al., 2015; Puchol et al., 2014). The basin slope and precipitation also exert a control on the thickness of mixed soil on hillslopes, as well as the depth of erosion processes, which all may impact the relationship between grain size and ^{10}Be concentrations (van Dongen et al., 2019). Finally, the sediment transport time, which may differ for coarse and fine grains, as well as attrition, may yield a grain-size-effect control on ^{10}Be concentrations (Attal et al., 2015; Belmont et al., 2007; Carretier et al., 2015; van Dongen et al., 2019; Lukens et al., 2016; Matmon et al., 2003). It is worth noting that most of the studies investigating grain-size-dependent ^{10}Be concentrations do so using medium sand grain sizes to pebble-sized sediments (125 µm to > 1 mm). There is only one study presenting data on a fraction smaller than 125 µm (Brown et al., 1995).

Several studies have suggested that sediment mixing is not always efficient in mountainous environments (Binnie et al., 2006; Savi et al., 2014), which would further bias interpreted denudation rates. Finally, ^{10}Be concentrations integrate the denudation signal over time periods dependent on the denudation rate that corresponds to the time needed to erode 60 cm of rock (Lal, 1991). Perturbations in the sedimentary routing process, such as human-induced erosion or stochastic events like landslides or flash floods, can potentially affect ^{10}Be concentrations over much shorter timescales and therefore bias the interannual consistency of the ^{10}Be signal (Dingle et al., 2018; Lupker et al., 2012; Sosa Gonzalez et al., 2017).

The effects of spatial mixing, grain size, and temporal variability on TCN concentrations have mostly been tested on sand fractions coarser than 125 µm. With the exception of Brown et al. (1995, 1998), who investigated grain sizes as small as 63 µm, these processes remain largely unexplored in fine size fractions < 125 µm. Therefore, it is critical to understand how fine sediments capture denudation rates in onshore basins and if these processes alter the observed TCN concentrations.

Here, we measured in situ ^{10}Be concentrations in the 50–100 and 100–250 µm size fractions of present-day quartz sediments of the Var River. The Var drains a mountainous basin in the southern French Alps, is characterized by a steep mean slope of 23°, and has a small alluvial plain that limits sediment storage (Bonneau et al., 2017). The Var sedimentary system responds quickly (i.e., within 1000 years) to climatic forcings and is thus an ideal setting to test the suitability of fine-grained sediments to record paleo-denudation rates (Bonneau et al., 2017). We analyzed multiple samples within the Var basin to assess the spatial variability of denudation rates across a high diversity of geomorphic and climatic contexts. We then traced the upstream-to-downstream evolution of ^{10}Be concentrations in both analyzed size fractions to monitor the impact of grain size on the observed ^{10}Be concentration, the sediment mixing efficiency at major fluvial junctions, and the interannual variability of the denudation signal.

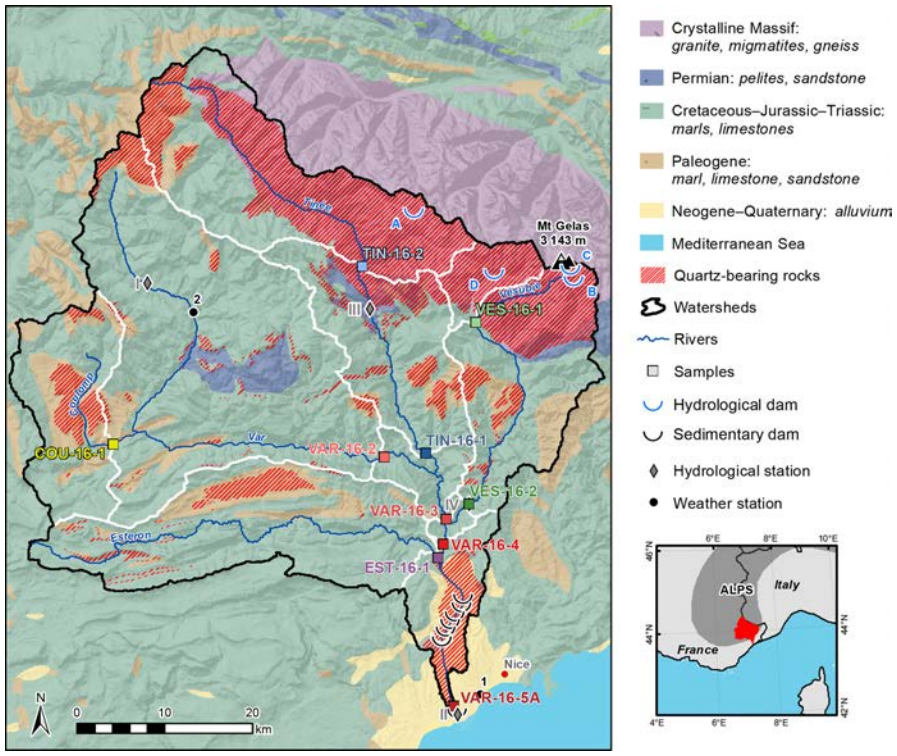


Figure 1. Geological setting of the Var basin and its subbasins. Geological data are from the French Geological Survey (see text for references). White lines delimit the sampled subbasins, colored squares represent sampling points, and red hashed areas indicate the presence of quartz-bearing rocks. Hydrological station data are from the HYDRO database (http://www.hydro.eaufrance.fr/, last access: 6 December 2019): (I) Villneuve d'Entraunes station; (II) Nice, Pont Napoléon station; (III) Saint-Sauveur-sur-Tinée station; and (IV) Utelle station. Hydrological dams are (A) Isloa 2000 dam, (B) Lac Fous dam, (C) Lac Long dam, and (D) Lac Boréon dam. Weather stations are from Météo France: (1) Nice and (2) Guillaumes. The regional map indicates the location of the Var basin in the southern French Alps.

2 The Var basin

The Var and its main tributaries (Vésubie, Tinée, Estéron and Coulomp rivers) drain a mountainous basin of 2800 km^2 in the southern French Alps (Fig. 1). This steep basin is characterized by a mean slope of 23° and elevations ranging from 0 to 3143 m a.s.l. (above sea level) with a mean elevation of 1200 m (Fig. 1). The Var basin can be divided into two main geological regions: crystalline basement in the north and sedimentary terrains in the south. In the northern and highest part of the basin, the Mercantour-Argentera Massif comprises migmatites, gneiss, and granite (Fig. 1) inherited from the Paleozoic Hercynian orogen (El Bedoui et al., 2011). The late Paleozoic to Cenozoic sedimentary cover of the southern and western parts of the basin mainly comprises Mesozoic marls and limestones (Kergkhove and Montjuvent, 1977; Roure et al., 1976). These sediments also include Permian pelites and sandstones (locally overlain by Cenozoic marls, limestones, and sandstones) at the southern edge of the Mercantour-Argentera Massif and in the inner part of the Var basin (Fig. 1). In the southernmost part of the basin, the Pliocene to Quaternary Gilbert delta developed after sea level rise in the Mediterranean Sea following the Messinian salinity crisis (Mulder et al., 1996).

Stochastic erosional processes such as landslides – the most studied being La Clapière landslide in the Tinée valley (El Bedoui et al., 2009; Casson et al., 2003) – and screes occur in the steepest part of the basin (Julian, 1977). Four hydropower dams have been built in the upper part of the basin (Fig. 1) but only the Lac Long dam (2500 m elevation) has a significant water storage capacity (4 700 000 m^3). Nine sedimentary dams were built in the lowest part of the basin in the 1970s to enhance sediment deposition and protect the city of Nice (Anthony and Julian, 1999). The climate in the Var basin is mostly controlled by elevation and is thus highly variable, from a Mediterranean climate in the south to a mountainous climate in the north. Between 1981 and 2010, the mean annual temperature and mean annual precipitation recorded at Nice (2 m a.s.l.; Fig. 1) were 16 °C and 733 mm yr^{-1}, respectively, and those at Guillaumes (790 m a.s.l.; Fig. 1) were 10.7 °C and 910 mm yr^{-1}, respectively (Meteo France database; https://donneespubliques.meteofrance.fr, last access: 6 December 2019).

3 Methods and results

3.1 Sampling and ^{10}Be analyses

We collected 11 sediment samples (2 kg each) from active riverbeds of the Var River and its main tributaries (Vésubie, Tinée, Estéron and Coulomp rivers) in November 2016. Sampling locations were carefully selected to avoid any human-induced perturbations in the basin, such as dams (Fig. 1). The Tinée and Vésubie rivers were each sampled at two locations: one within the crystalline massif (TIN-16-2 and VES-16-1) and one just upstream of their junctions with the Var River (TIN-16-1 and VES-16-2) (Fig. 1). The Coulomp and Estéron rivers were each sampled upstream of their junctions with the Var River (COU-16-1 and EST-16-1). The Var River was sampled at five locations throughout the basin: one upstream of the Tinée confluence (VAR-16-2), one upstream of the Vésubie confluence (VAR-16-3), one upstream of the Estéron confluence (VAR-16-4), and two at the river outlet near the Mediterranean Sea (VAR-16-5A and VAR-16-5B). In November 2017, we resampled three of the rivers in four of the same locations: VAR-17-2, VAR-17-5B, VES-17-1, and TIN-17-2. We sieved the samples to obtain 50–100 and 100–250 µm grain-size fractions. Quartz grains were isolated from both fractions by magnetic separation and successive $HCl + H_2SiF_6$ baths following the standard procedure. For the fine-grained fraction (50–100 µm), samples were left to decant for a few minutes (enough to let all particles fall to the bottom), then the supernatant was carefully removed. The pure quartz grains were then leached three times in HF to dissolve 30 % of the total weight of quartz and eliminate meteoric ^{10}Be contamination (Brown et al., 1991). We observed no systematic differences in HF leaching efficiency for either grain-size fractions. We then spiked the purified quartz samples with 0.3 mg of the Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) ^{9}Be carrier solution (concentration of 2020 ± 83 ppm, corresponding to $\sim 2.25 \times 10^{19}$ atoms ^{9}Be). The spiked quartz samples were then completely dissolved in 48 % HF; beryllium was separated using anion and cation exchange columns and pH-sensitive precipitations before being oxidized to BeO, mixed with Nb powder, and loaded into targets for measurement of ^{10}Be/^{9}Be ratios using the ASTER accelerator mass spectrometer at Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environment (CEREGE).

All measured ^{10}Be/^{9}Be ratios were calibrated using the CEREGE STD11 in-house normalization, which is similar to the KNSTD07 normalization and assumes a ^{10}Be/^{9}Be ratio of $(2.79 \pm 0.03) \times 10^{-11}$ for the SRM4325 standard material (Braucher et al., 2015). Five and three chemical blanks were processed and measured during the 2016 and 2017 analytical sessions, respectively; the 2016 and 2017 blanks yielded ^{10}Be/^{9}Be ratios of $(2.05 \pm 0.38) \times 10^{-15}$ and $(1.99 \pm 0.43) \times 10^{-15}$, respectively.

3.2 Calculation of denudation rates

In situ cosmogenic ^{10}Be is produced by cosmic rays in minerals such as quartz within the uppermost layer of Earth's surface (Lal and Peters, 1967). The ^{10}Be concentration in quartz depends directly on the time spent near the surface, and thus on the denudation rate (Lal, 1991). Therefore, the average denudation rate at the basin scale can be derived from the ^{10}Be concentrations measured in detrital quartz exported by fluvial sediments and sampled at the outlet of the studied basin (Brown et al., 1995). Assuming that denudation is steady state and the ^{10}Be decay constant is negligible (von Blanckenburg, 2005), the spatially averaged denudation rate of a basin is inversely proportional to the ^{10}Be concentration in sediments (Brown et al., 1995; Granger et al., 1996). The basin-averaged denudation rate can thus be calculated as

$$\overline{\varepsilon} = \sum_{i,x} \frac{\overline{P_i} \Lambda_i}{\rho \overline{C}}, \quad (1)$$

where i refers to the different ^{10}Be production pathways and associated particles (n for neutron, μ_s for slow muons and μ_f for fast muons). $\overline{P_i}$ represents the mean basin-wide ^{10}Be production rates, computed from the arithmetic mean of spallogenic and muogenic production using specific scalings for each production pathway as a function of elevation and latitude: $P_n = 4.11 \pm 0.19$ atoms g^{-1} yr^{-1}, $P_{\mu_s} = 0.011 \pm 0.001$ atoms g^{-1} yr^{-1}, and $P_{\mu_f} = 0.039 \pm 0.004$ atoms g^{-1} yr^{-1} (Braucher et al., 2011; Martin et al., 2017). Λ_i represents the attenuation lengths for each particle: $\Lambda_n = 160$ g cm^{-2}, $\Lambda_{\mu_s} = 1500$ g cm^{-2}, and $\Lambda_{\mu_f} = 4320$ g cm^{-2} (Braucher et al., 2011). Finally, ρ is the mean density of the eroded material (2.7 g cm^{-3}) and $\overline{C}$ is the ^{10}Be concentration measured in the fluvial sediments collected at the basin outlet.

We calculated basin-averaged ^{10}Be production rates for each production pathway and each studied subbasin using the Basinga GIS tool (Charreau et al., 2019), based on the Lal–Stone time-dependent scaling model (Lal, 1991; Nishiizumi et al., 1989; Stone, 2000) and using up-to-date worldwide production rates computed by the Cosmic Ray Exposure program online calculator (https://crep.otelo.univ-lorraine.fr/, last access: 6 December 2019; Martin et al., 2017). We accounted for basin topography using a cell-by-cell approach based on the 5 m resolution digital elevation model (DEM) "RGE ALTI" produced by the French Institut National de l'Information Géographique et Forestière. Denudation rates were corrected for paleomagnetic variations that occurred during the integration time and topographic shielding (Charreau et al., 2019). Topographic shielding factors were calculated using the ArcGIS toolbox of Codilean (2006), which computes both self-shielding and shading. Quartz-free areas were excluded from the basin-averaged production rate calculations based on 1 : 50 000 and 1 : 250 000 scale French Geological Survey geological maps (Bigot et al., 1967; Campredon et al., 1980; Faure-Muret et al., 1954, 1957; Gèze

et al., 1969; Ginsburg et al., 1980; Kergkhove and Montjuvent, 1977; Kergkhove and Roux, 1976; Kergkhove and Thouvenot, 2010; Roure et al., 1976). Quartz-bearing zones comprise 730 km^2, corresponding to 26 % of the total surface area of the Var basin. We calculated denudation rates for each of the Var's subbasins using the measured ^{10}Be concentrations and Eq. (1) (Table 1). We also calculated effective denudation rates and ^{10}Be concentrations in the downstream part of three basins by correcting for the contribution of upstream nested subbasins (Table 2, Fig. S1 in the Supplement) (see Granger et al., 1996 and Portenga et al., 2015, for methods).

3.3 Results

The raw ^{10}Be concentrations of the sediment samples are reported in the Supplement. Blank-corrected ^{10}Be concentrations are reported in Table 1 and summarized in Fig. 2 for the 2016 sampling. We obtained 20 ^{10}Be measurements from the 11 samples collected in 2016; concentrations were measured in both the 50–100 and 100–250 µm grain-size fractions for all samples except VAR-16-4 and TIN-16-2, which did not yield sufficient amounts of quartz in the 50–100 µm fraction. We obtained five ^{10}Be measurements from the four samples collected in 2017; both grain-size fractions were measured for VAR-17-2; only the 50–100 µm fraction was measured for VAR-17-5B and only the 100–250 µm fraction was measured for VES-17-1 and TIN-17-2. Measurement blanks accounted for, on average, 11 ± 7 % of the measured ^{10}Be/^{9}Be ratios. Native ^{9}Be amounts have been measured in three samples (VAR-16-5B 100–250 µm, TIN-16-2 100–250 µm, and VES-16-1 100–250 µm). All three samples have been found to have negligible amounts of native ^{9}Be, accounting for at most 0.3 % of the ^{9}Be carrier added to each sample. Most samples had similar ^{10}Be concentrations within uncertainties for the 50–100 and 100–250 µm grain-size fractions (Table 1 and Fig. 2). VES-16-1 and VES-16-2 are two exceptions because they yielded different ^{10}Be concentrations in each size fraction: for both samples, the 50–100 µm fraction had higher ^{10}Be concentrations than the 100–250 µm fraction. Importantly, the most distal samples collected at the outlet of the Var River (VAR-16-5A and VAR-16-5B) had undistinguishable ^{10}Be concentrations in both size fractions, ranging from $(4.02 \pm 0.78) \times 10^4$ atoms g^{-1} to $(4.40 \pm 0.64) \times 10^4$ atoms g^{-1}. We also note a decrease of the variability of the ^{10}Be concentration from upstream to downstream (Fig. 2). Sediments resampled in 2017 (VAR-17-2, VAR-17-5B, VES-17-1, and TIN-17-2) had concentrations similar within uncertainties to the 2016 samples (Table 1); only the 50–100 µm fraction of VAR-17-2 had a significantly lower ^{10}Be concentration compared to the same size fraction of the 2016 sample.

Calculated denudation rates for 2016 ranged from 0.10 ± 0.01 mm yr^{-1} (Coulomp River, COU-16-1, 100–250 µm) to 0.57 ± 0.09 mm yr^{-1} (Vésubie River, VES-16-1, 100–250 µm) (Fig. 3). The averaged denudation rates calculated at the outlet of the Var basin were 0.24 ± 0.03 and 0.25 ± 0.04 mm yr^{-1} for the 100–250 and 50–100 µm fractions, respectively. For the 2017 samples, denudation rates ranged from 0.17 ± 0.05 mm yr^{-1} (Var River, VAR-17-2, 100–250 µm) to 0.52 ± 0.06 mm yr^{-1} (Vésubie River, VES-17-1, 100–250 µm), and the average denudation rate at the Var outlet was 0.27 ± 0.04 mm yr^{-1} for the 50–100 µm fraction.

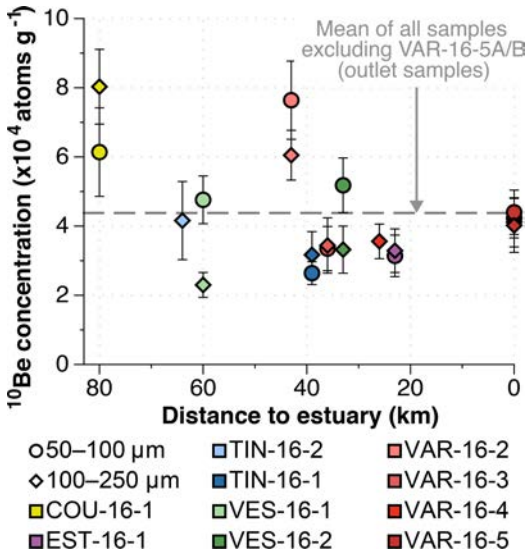


Figure 2. ^{10}Be concentrations in quartz from river sands of the Var basin plotted against the distance to the estuary (km). Data are available in Table 1. Symbol shape reflects the analyzed grain size and colors indicate the subbasin. The dashed line corresponds to the mean concentration of all samples, excluding the four outlet samples. Error bars represent 1σ uncertainties.

The integration time of the ^{10}Be signal deduced from each sample varied from 1 kyr (Vésubie River, VES-16-1, 100–250 µm) to 6 kyr (Coulomp River, COU-16-1, 100–250 µm) (Table 1).

4 Discussion

4.1 Comparison of ^{10}Be-derived denudation rates with the modern sediment flux

To validate the use of ^{10}Be-derived denudation rates obtained from fine-grained sediments, we compare the denudation rates obtained at the outlet of the Var River (samples VAR-16-5A and VAR-16-5B) to previous results for the Var basin. Both the denudation rates derived from the 100–250 µm (0.24 ± 0.03 mm yr^{-1}) and 50–100 µm fractions (0.25 ± 0.04 mm yr^{-1}) at the Var outlet are in remarkable agreement with the denudation rate of 0.22 mm yr^{-1} calculated by Bonneau et al. (2017) based on modern Var River sediment fluxes estimated by Mulder et al. (1996).

Table 1. ^{10}Be-derived denudation rates in the Var basin in 2016 and 2017. Reported ^{10}Be concentrations have been corrected for analytical blanks (raw data are available in the Supplement). ^{10}Be/^{9}Be ratios were calibrated using the CEREGE STD11 in-house normalization (Braucher et al., 2015). Neutron production rates include paleomagnetic modulations over the integration time, which is why neutron production rates can be different for both grain sizes of the same sample (Charreau et al., 2019). Denudation rates were calculated with neutron, fast muon, and slow muon attenuation lengths of 160, 4320, and 1500 g cm^{-2}, respectively (Braucher et al., 2011) and assuming a rock density of 2.7 g cm^{-3}. Integration time represents the time required to remove 60 cm of bedrock.

River	Sample name	Grain size, µm	Lat. ° N	Long. ° E	Full basin area, km^2	Quartz-bearing area, km^2	Mass quartz, g	^{10}Be concentration, at. g^{-1}	1σ, ^{10}Be concentration, at. g^{-1}	Neutron production rate, at. g^{-1} yr^{-1}	Fast muon prod. rate, at. g^{-1} yr^{-1}	Slow muon prod. rate, at. g^{-1} yr^{-1}	Denudation rate, mm yr^{-1}	1σ, denudation rate, mm yr^{-1}	Integration time, kyr
2016															
Coulomp	COU-16-1	50–100	43.959	6.730	230.3	36.1	2.9	6.14×10^4	1.28×10^4	12.506	0.049	0.021	0.14	0.03	4.4
		100–250					27.9	8.03×10^4	1.08×10^4	12.644			0.10	0.01	5.7
Esteron	EST-16-1	50–100	43.825	7.183	445.0	39.1	19.3	3.14×10^4	6.04×10^3	7.727	0.044	0.016	0.17	0.03	3.5
		100–250					6.2	3.29×10^4	6.30×10^3	7.727			0.16	0.03	3.7
Tinée	TIN-16-2	100–250	44.128	7.097	447.2	293.6	3.7	4.16×10^4	1.13×10^4	17.458	0.055	0.026	0.27	0.07	2.2
	TIN-16-1	50–100	43.933	7.717	726.7	365.1	27.9	2.64×10^4	3.34×10^3	18.714	0.054	0.025	0.46	0.06	1.3
		100–250					16.6	3.17×10^4	6.67×10^3	18.714			0.38	0.08	1.6
Var	VAR-16-2	50–100	43.931	7.115	1053.5	83.8	7.1	7.64×10^4	1.13×10^4	15.699	0.052	0.023	0.13	0.02	4.5
		100–250					12.7	6.05×10^4	7.24×10^3	15.699			0.17	0.02	3.5
	VAR-16-3	50–100	43.865	7.198	1847.4	449.3	6.4	3.35×10^4	6.36×10^3	17.315	0.053	0.024	0.34	0.06	1.8
		100–250					14.6	3.44×10^4	7.99×10^3	17.315			0.33	0.08	1.8
	VAR-16-4	100–250	43.839	7.192	2245.2	633.3	8.4	3.56×10^4	4.98×10^3	17.356	0.054	0.025	0.32	0.04	1.9
	VAR-16-5A	50–100	43.672	7.166	2807.7	730.3	27.0	4.40×10^4	6.42×10^3	15.593	0.052	0.023	0.23	0.03	2.6
		100–250					13.0	4.02×10^4	7.82×10^3	15.765			0.26	0.05	2.3
	VAR-16-5B	50–100	43.672	7.195			5.5	4.23×10^4	5.72×10^3	15.593			0.24	0.03	2.5
		100–250					4.9	4.11×10^4	7.04×10^3	15.765			0.25	0.04	2.4
Vésubie	VES-16-1	50–100	44.065	7.255	65.1	59.4	22.6	4.76×10^4	6.91×10^3	19.479	0.056	0.026	0.26	0.04	2.3
		100–250					33.2	2.30×10^4	3.55×10^3	20.326			0.57	0.09	1.1
	VES-16-2	50–100	43.879	7.231	382.5	184.0	32.8	5.18×10^4	7.89×10^3	17.892	0.054	0.025	0.22	0.03	2.7
		100–250					29.2	3.32×10^4	6.84×10^3	17.892			0.35	0.07	1.7
2017															
Tinée	TIN-17-2	100–250	44.128	7.097	447.2	293.6	13.1	5.35×10^4	8.48×10^3	17.269	0.055	0.026	0.21	0.03	2.9
Var	VAR-17-2	50–100	43.931	7.115	1053.5	83.8	7.0	3.80×10^4	5.55×10^3	16.044	0.052	0.023	0.34	0.06	1.8
		100–250					14.7	5.96×10^4	1.71×10^4	15.699			0.17	0.05	3.5
	VAR-17-5B	50–100	43.672	7.195	2807.8	730.3	10.5	3.80×10^4	6.09×10^3	15.765	0.052	0.023	0.27	0.04	2.2
Vésubie	VES-17-1	100–250	44.065	7.255	65.1	59.4	61.1	2.53×10^4	2.78×10^3	20.326	0.056	0.026	0.52	0.06	1.2

Table 2. Subbasin ^{10}Be concentrations and denudation rates in the Var basin in 2016. These effective denudation rates were calculated by excluding nested upstream subbasins following the method of Portenga et al. (2015). Denudation rates were calculated with neutron, fast muon, and slow muon attenuation lengths of 160, 4320, and 1500 g cm^{-2}, respectively (Braucher et al., 2011) and assuming a rock density of 2.7 g cm^{-3}. Integration time represents the time required to remove 60 cm of bedrock.

River	Sample name	Grain size, µm	Subbasin area, km^2	Quartz-bearing area, km^2	Subbasin ^{10}Be concentration, at. g^{-1}	Subbasin 1σ, ^{10}Be concentration, at. g^{-1}	Subbasin denudation rate, mm yr^{-1}	Subbasin 1σ, denudation, rate mm yr^{-1}	Subbasin integration time, kyr
Tinée	TIN-16-1	100–250	279.4	71.5	1.82×10^4	1.01×10^4	0.83	0.03	0.7
Var	VAR-16-2	50–100	823.2	47.7	7.77×10^4	3.24×10^4	0.13	0.03	4.5
		100–250			5.33×10^4	1.54×10^4	0.22	0.04	2.7
Vésubie	VES-16-2	50–100	317.4	124.6	5.45×10^4	1.80×10^4	0.20	0.04	3.0
		100–250			4.44×10^4	1.63×10^4	0.25	0.05	2.4

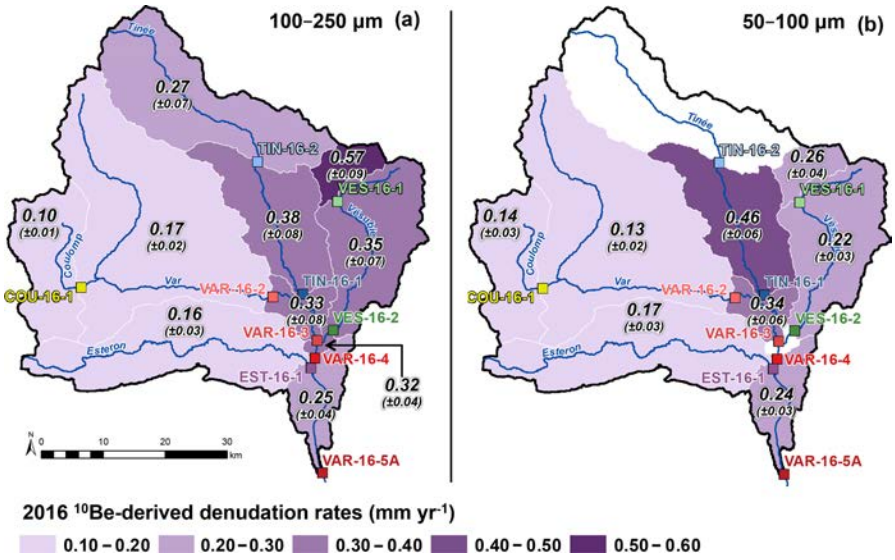


Figure 3. Spatial variations in ^{10}Be-derived denudation rates for the 2016 Var samples (data reported in Table 1). White polygons denote the absence of data. Denudation rates were derived from the **(a)** 100–250 µm and **(b)** 50–100 µm grain-size fractions.

This demonstrates that fine-grained sediments can accurately preserve and transport the ^{10}Be-derived denudation signal across the Var basin. Furthermore, because the ^{10}Be-derived denudation rate was calculated solely for quartz-bearing rocks, and the sediment flux-based estimate includes all lithologies, the agreement between the two methods suggests that quartz-bearing rocks are eroded at the same rate as other rock types in the basin. Given that different lithologies may have different erodabilities, this observation might be questionable. Thomas et al. (2017) measured ^{36}Cl-derived denudation rates in carbonate rocks located about 100 km from the Var basin. They obtained denudation values ranging between 0.10 and 0.20 mm yr^{-1}, comparable to those of the quartz-bearing rock of the lower Var catchments, which have similar climatic and geomorphologic settings. We note that the integration time of the ^{10}Be signal at the outlet (VAR-16-5A and VAR-16-5B) is between 2.3 and 2.6 kyr (Table 1), whereas the modern sediment flux was estimated over a 20-year period (between 1974 and 1994; Mulder et al., 1996). The agreement of the two methods thus suggests that denudation rates in the Var basin have been stable over the last 2.6 kyr.

4.2 Comparison with previously published ^{10}Be studies across the Alps

In this subsection, we compare the Var basin denudation rates with other studies reporting ^{10}Be-derived denudation rates in similar environments of the Alps. It is important to ver-

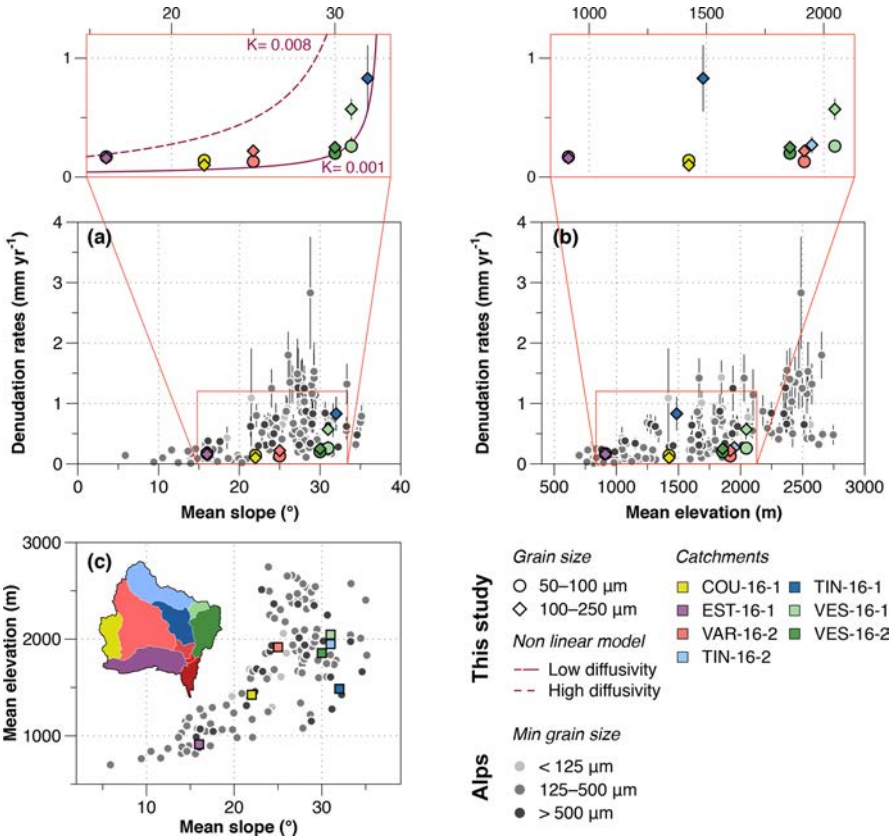


Figure 4. ^{10}Be-derived denudation rates in the Var basin and elsewhere in the Alps plotted against **(a)** mean basin slope and **(b)** mean basin elevation. The relationship between mean elevation and slope is plotted in **(c)**. For the Var basin, all parameters were calculated for quartz-bearing surfaces only using a 5 m resolution DEM from the Institut National de l'Information Géographique et Forestière (http://professionnels.ign.fr/donnees, last access: 6 December 2019). For the COU-16-1, EST-16-1, TIN-16-2, and VES-16-1 subbasins, we used denudation rates from Table 1. For the VAR-16-2, TIN-16-1, and VES-16-2 subbasins, we used subbasin ^{10}Be denudation rates (Table 2). We used the OCTOPUS database (Codilean et al., 2018) to acquire data from the Alps (Buechi et al., 2014; Chittenden et al., 2014; Delunel et al., 2010; Dixon et al., 2016; Glotzbach et al., 2013; Grischott et al., 2017a; Molliex et al., 2016; Norton et al., 2008, 2011; Savi et al., 2014; Wittmann et al., 2007, 2016).

ify that the variability of the ^{10}Be signal carried by fine-grained sediments follows the same trend as larger grain sizes. Multiples studies have explored the relationship between denudation and landscape parameters such as topography and climate at a global scale (e.g., Portenga and Bierman, 2011) and at the scale of the Alps (Delunel et al., 2010; Dixon et al., 2016; Molliex et al., 2016; Norton et al., 2011; Wittmann et al., 2007). The two most frequent parameters used in correlation with denudation rates are the average slope (Dixon et al., 2016; Portenga and Bierman, 2011; Wittmann et al., 2007) and average elevation of the basin (Delunel et al., 2010; Molliex et al., 2016; Wittmann et al., 2007). Figure 4 compares the ^{10}Be-derived denudation rates of each subbasin with its mean slope and elevation. Furthermore, Fig. 4 compares our data from the Var basin with previously published ^{10}Be-derived denudation rates across the Alps, as available in the OCTOPUS database (Codilean et al., 2018). We selected 133 basins with drainage areas comparable to the Var basin and its subbasins, i.e., ranging from 10 to 10 000 km^2 (Fig. 4). Alpine denudation rates range from 0.01 ± 0.01 mm yr^{-1} (Buechi et al., 2014) to 2.83 ± 0.93 mm yr^{-1} (Norton et al., 2011) for grain sizes ranging from 63 to 1000 µm, consistent with the overall variability of denudation rates across the Var basin (Fig. 4). It is worth noting that the OCTOPUS database takes into account all lithologies when calculating morphometric values (such as mean elevation and mean slopes as shown in Fig. 4), whereas in this study all metrics have been calculated on quartz-bearing surfaces only.

In Fig. 4, we classified ^{10}Be-derived denudation rates for the Alps into three granulometric groups, < 125, 125–500, and > 500 µm, and we note several key observations. First, the minimum grain size analyzed does not seem to induce a strong control on the ^{10}Be-derived denudation rates at the scale of the Alpine belt. Second, the mean slope of the basin does not exert a linear control on denudation rates because

the highest denudation rates are not observed on the steepest slopes (Fig. 4a); denudation rates on average slopes of 23–32° are characterized by the highest average values but are highly variable. In the Var basin, denudation rates increase nonlinearly with subbasin slope, as observed in mountainous basins elsewhere (Binnie et al., 2007; Dixon et al., 2016; Montgomery and Brandon, 2002; Roering et al., 2001; Wittmann et al., 2007). This nonlinear relationship has been interpreted as the result of a change from diffusive to non-diffusive transport dynamics above a given slope angle, variously reported to be between 22 and 30° (Binnie et al., 2007; Montgomery and Brandon, 2002; Roering et al., 2001). This slope threshold is about 30° in the Var basin. On average slopes of 16–30°, denudation rates in the Var basin are rather restricted, from 0.10 ± 0.01 mm yr^{-1} (COU-16-1, 100–250 µm) to 0.22 ± 0.04 mm yr^{-1} (VAR-16-2, 100–250 µm). Denudation rates increase on the steepest average slopes (> 30°), with values ranging from 0.20 ± 0.04 mm yr^{-1} (VES-16-2, 50–100 µm) to 0.83 ± 0.28 mm yr^{-1} (TIN-16-1, 100–250 µm) (Table 2; Fig. S1). We explain the nonlinear relationship between average slope and denudation rate observed in our data using the hillslope transport model of Montgomery and Brandon (2002), based on the model of Roering et al. (1999) (Fig. 4a). In this model we assume a chemical weathering rate of 0.023 mm yr^{-1} for the Var (the mean value between spring and winter from Donnini et al., 2016), a critical slope of 33° (similar to Ouimet et al., 2009), and diffusivities (K) of 0.001 and 0.008 m yr^{-1}, which are within the range of global values complied by Hurst et al. (2013). Third, it has been shown that elevation exerts a positive control on denudation rates across the Alps (Fig. 4b), due to frost cracking (Delunel et al., 2010), the impact of U-shaped glacial morphologies (Molliex et al., 2016) or greater uplift rates in higher regions (Wittmann et al., 2007). In the Var basin, the relationship between elevation and denudation appears rather weak, notably because the Tinée subbasin (sample TIN-16-1, 100–250 µm) presents the highest denudation rate (0.83 ± 0.28 mm yr^{-1}), although it is situated at a relatively low elevation (1486 m). The high denudation rate in this area is most likely the result of the steep average slope (∼ 32°) (Table 2; Figs. 4 and S1). In the Alps, slope and elevation display a nearly linear relationship for slopes lower than ∼ 20°, but the two variables are much more scattered for slopes steeper than 25° (Fig. 4c).

Overall, the ^{10}Be-derived denudation rates we obtained from fine-grained sediments (50–250 µm) in the Var basin are in the range of previously reported rates in the Alps. Our rates are also similar to those inferred from a wide range of grain sizes (63–1000 µm) at various slopes and elevations. This result suggests that denudation rates derived from ^{10}Be concentrations in fine-grained sediments (50–250 µm) properly record denudation in this region, with slope being the dominant control on denudation rates. This conclusion is further supported by the similar ^{10}Be concentrations of the 50–100 and 100–250 µm size fractions throughout the basin,

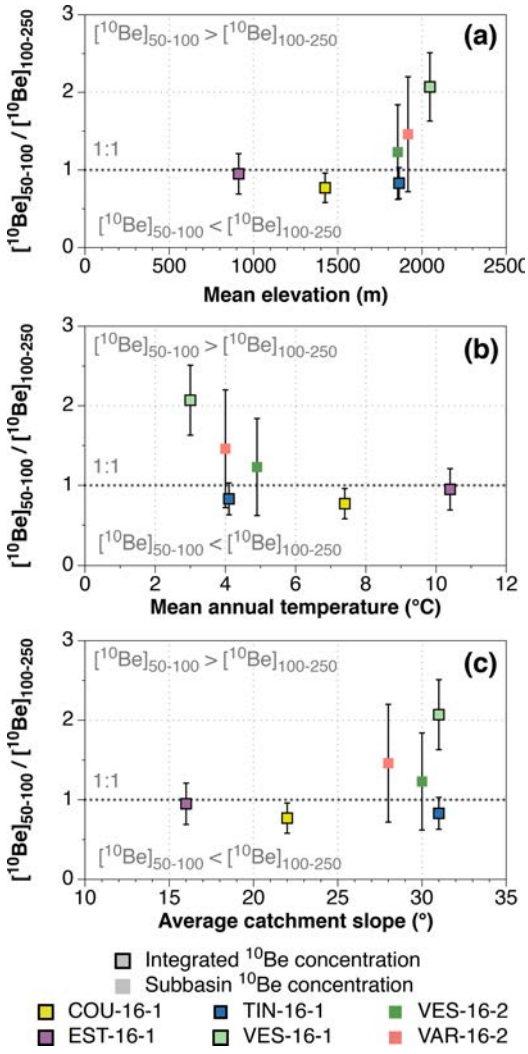


Figure 5. Differences in ^{10}Be concentrations of the 50–100 and 100–250 µm size fractions as a function of **(a)** elevation, **(b)** mean annual temperature, and **(c)** average subbasin slope. Mean elevation and temperature were calculated for quartz-bearing surfaces only using a 5 m resolution DEM from the Institut National de l'Information Géographique et Forestière (http://professionnels.ign.fr/donnees, last access: 6 December 2019). Temperature data are from the WorldClim database (http://worldclim.org/version2, last access: 6 December 2019; Fick and Hijmans, 2017). Subbasin concentrations (Table 2) are used for VES-16-2 and VAR-16-2 to exclude their nested upstream subbasins (VES-16-1 and COU-16-1, respectively).

with the notable exception of the steep upstream Vésubie subbasin (VES-16-1, Fig. 5), discussed in Sect. 4.3.

4.3 Impact of grain size on ^{10}Be concentrations

In the Var basin, we observe no systematic impact of grain size on the ^{10}Be concentration (Fig. 2). All but two samples have similar ^{10}Be concentrations for the 50–100 and 100–

250 µm size fractions. In the Vésubie subbasin, the ^{10}Be concentrations of the two size fractions did not overlap within uncertainties (Table 1; Fig. 5). To understand this discrepancy, following previous studies (van Dongen et al., 2019; Lukens et al., 2016; Riebe et al., 2015), we investigated the potential controls of topographic and climatic parameters on the ^{10}Be concentrations of the sediments (Fig. 5). For basins with nested upstream subbasins (VAR-16-2 and VES-16-2), we calculated subbasin ^{10}Be concentrations by removing the contribution of their upstream subbasins (COU-16-1 and VES-16-1, respectively; Table 2, Fig. S1), following the method of Portenga et al. (2015). It is thus apparent that above 2000 m elevation in the upper Vésubie (VES-16-1), sediments of the 50–100 µm size fraction have significantly higher ^{10}Be concentrations than those in the 100–250 µm fraction, whereas the two fractions have relatively similar concentrations in the downstream subbasin (VES-16-2; Fig. 5a). Because mean annual temperature is a function of elevation, it is tempting to propose that the main control on this discrepancy is climatic (Fig. 5b). A plausible temperature–altitude control could be related to frost cracking, an erosion mechanism enhanced by cold conditions. It has been previously shown that frost cracking can be the principal driver of ^{10}Be-derived denudation rates in the nearby Ecrins–Pelvoux massif ($\sim$ 120 km north of the Var basin) (Delunel et al., 2010). However, more data are required from different settings to thoughtfully document the influence of a potential frost cracking impact on a grain-size-dependent erosion rate.

An alternative possibility is that the slope of the subbasin affects the contributions of different grain sizes to the observed ^{10}Be concentration (Fig. 5c). Steeper areas are characterized by a larger contribution of sediments from deep-seated landslides, which are typically coarser sediments (Attal et al., 2015) with lower ^{10}Be concentrations (Puchol et al., 2014). The mixing of landslide-derived material with finer hillslope surficial sediments will thus produce sediments with different ^{10}Be concentrations in the fine and coarse fractions (Fig. 5c), which is in line with the global compilation by van Dongen et al. (2019) where average basin slope has been found to be the primary driver of grain-size-dependent ^{10}Be concentrations. Additional data are necessary to distinguish between the effects of climate and landslides in generating the observed discrepancy between the 50–100 and 100–250 µm fractions in the upper Vésubie subbasin. However, we stress that this grain-size effect is limited to the Vésubie upstream subbasin and is not observed in larger subbasins below 2000 m elevation. Importantly, we observe no effect of grain size on the measured ^{10}Be concentrations at the outlet of the Var basin (Fig. 2).

4.4 Sediment mixing

To determine if the ^{10}Be concentrations measured at the river outlet are representative of the entire basin, it is critical to assess whether the sediments are well mixed throughout the basin (Bierman and Steig, 1996; Binnie et al., 2006). This is of increased importance in the Var basin due to the heterogeneous distribution of quartz-bearing rocks. Because the basin-averaged denudation rate integrates surfaces of variable denudation rates, the average rate will not reflect the correct repartition of source areas if sediment mixing is inefficient, leading to erroneous denudation rates. Therefore, we here investigate the efficiency of sediment mixing by calculating the expected ^{10}Be concentration of sediments downstream of a particular junction, $C_{\text{calculated}}$, as the ^{10}Be concentration of sediments from each tributary weighted by the sedimentary fluxes upstream of the junction (Binnie et al., 2006; Clapp et al., 2002; Matmon et al., 2003; Neilson et al., 2017; Savi et al., 2014):

$$C_{\text{calculated}} = \frac{C_1 \times A_1 \times \varepsilon_1 + C_2 \times A_2 \times \varepsilon_2}{A_1 \times \varepsilon_1 + A_2 \times \varepsilon_2}, \quad (2)$$

where subscripts 1 and 2 denote the two upstream subbasins, C_1 and C_2 are the ^{10}Be concentrations of their respective sediments measured upstream of the junction, ε_1 and ε_2 are their denudation rates, and A_1 and A_2 are the surface areas comprising quartz-bearing rocks in each subbasin. If sediment mixing is efficient, the calculated concentrations will be similar to that measured downstream of the junction.

We calculated mixed concentrations at the Var–Tinée (VAR-16-3, junction I), Var–Vésubie (VAR-16-4, junction II), and Var–Estéron junctions (VAR-16-5A/B, junction III) (Fig. 6). We used the ^{10}Be concentrations measured in both size fractions for junction I but only those of the 100–250 µm fractions (the only available data) in junc-

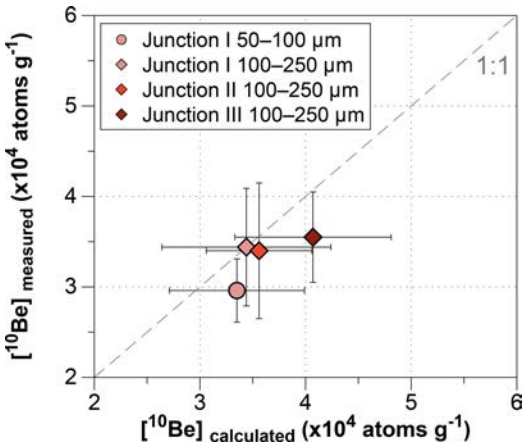


Figure 6. ^{10}Be concentrations of sediments at three river junctions calculated using Eq. (2) plotted against those measured in sediments downstream of the tributary junctions (Table 1). Junction I is the Var–Tinée junction, measured at VAR-16-3; Junction II is the Var–Vésubie junction, measured at VAR-16-4; and Junction III is the Var–Estéron junction, measured at VAR-16-5A/B. For Junction III, the measured concentration is the average of the concentrations in the 100–250 µm size fractions at VAR-16-5A and VAR-16-5B.

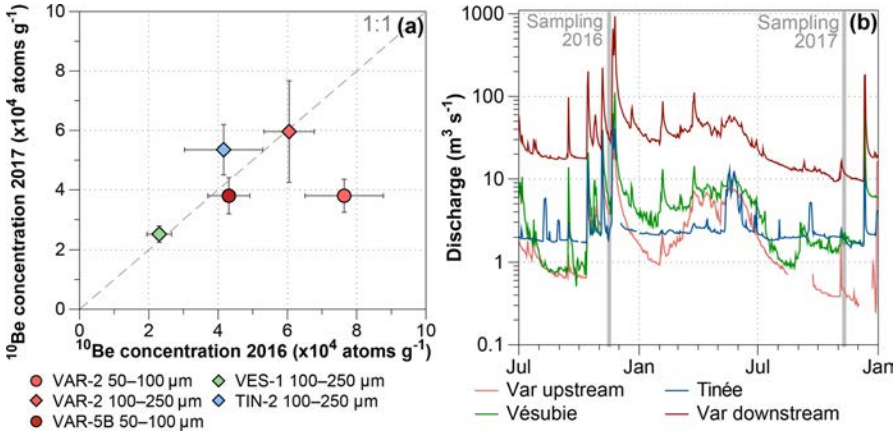


Figure 7. Interannual variability of sediment ^{10}Be concentrations. **(a)** Concentrations in sediments sampled in 2016 (x axis) are plotted against sediments of the same size fraction sampled in the same locations in 2017 (y axis). Most samples are in agreement with the 1 : 1 line, indicating little interannual variation. Only the 50–100 µm fraction at VAR-2 does not show the same trend. **(b)** Daily discharge data (log scale) from four hydrological stations in the Var basin (see Fig. 1): Var upstream (station I, Villneuve d'Entraunes), Vésubie (station IV, Utelle), Tinée (station III, Saint-Sauveur-sur-Tinée), and Var downstream (station II, Nice, Pont Napoléon). Discharge data are freely accessible at http://www.hydro.eaufrance.fr/ (last access: 6 December 2019).

tions II and III. At junction I, the calculated ^{10}Be concentrations for both grain sizes are in agreement with the measured ^{10}Be concentrations. Similarly, at junction II, the expected and measured ^{10}Be concentrations are compatible within uncertainties. At junction III, the difference between the measured and expected ^{10}Be concentrations is greater, though they are compatible within uncertainties ($C_{\text{measured}} = 4.07 \pm 0.74$ atoms g^{-1} vs. $C_{\text{calculated}} = 3.55 \pm 0.50$ atoms g^{-1}). This discrepancy may be due to the 16 km distance between the Var–Estéron junction, where the mixed ^{10}Be concentration is computed, and the downstream sampling location (VAR-16-5A/B). Indeed, between these two points, the basin is developed over quartz-rich Pliocene conglomerates (Fig. 1) whose contribution may slightly modify the observed ^{10}Be concentrations. Finally, the presence of sedimentary dams in this area does not strongly affect the observed ^{10}Be concentrations of the sediments. Consequently, the fluvial dynamic of the Var basin efficiently mix the sedimentary material transported by each major tributary. This confirms that the overall decrease in ^{10}Be concentrations from upstream to downstream (Fig. 2) is due to the efficient mixing of sediments across the basin. This behavior has previously been observed in other basins with much larger floodplains such as the Po (Wittmann et al., 2016) or the Ganga (Lupker et al., 2012).

4.5 Interannual variability of ^{10}Be concentrations

As in most mountainous areas, the discharge regimes of the Var River and its upstream tributaries (Tinée and Vésubie) are characterized by erratic and torrential behavior (Anthony and Julian, 1999). Therefore, it is important to assess whether extreme rainfall events, which are frequent in the study area (Anthony and Julian, 1999) and generate floods with high sedimentary loads (Mulder et al., 1996), affect the observed ^{10}Be concentrations. In November 2016, heavy rainfall induced multiple high-discharge events in the Tinée, Vésubie, and upstream Var (Fig. 7b). Consequently, the discharge at the outlet of the Var increased to over 200 m^3 s^{-1} 7 d before sampling. Conversely, 2017 was characterized by more moderate rainfall and the discharge at the Var outlet was around 10 m^3 s^{-1} during sampling. Despite these differences, the ^{10}Be concentrations measured in 2016 and 2017 are in agreement (Fig. 7a), with the exception of the finer sediments (50–100 µm) in the upstream Var, which yielded statistically different ^{10}Be concentrations in 2016 and 2017 (samples VAR-16-2 and VAR-17-2). This difference may have resulted from a stochastic event (e.g., landslide) that locally modified the ^{10}Be concentrations. Such perturbations are rarely buffered in such a small subbasin (the VAR-2 subbasin has a quartz-bearing surface area of only 83.3 km^2) (Niemi et al., 2005; Yanites et al., 2009). However, upstream valleys (i.e., the Tinée and Vésubie) are the most susceptible to such events (Anthony and Julian, 1999), but they do not show any interannual variations. Most importantly, the fine sediment (50–100 µm) samples at the Var outlet (VAR-16-5B and VAR-17-5B) were remarkably similar between the 2 years (Table 1, Fig. 7a). This scale effect on the ^{10}Be signal buffering – larger watershed reducing the temporal stochasticity – has already been observed in other settings (e.g., Lupker et al., 2012). Thus, despite highly variable discharge and the occurrence of stochastic events, the integrated ^{10}Be concentrations of sediments exported by the entire Var basin are not affected by a detectable interannual variability.

5 Conclusions

We documented millennial denudation rates in the Var basin (southern French Alps) using ^{10}Be concentrations measured in quartz grains in the 50–100 and 100–250 µm size fractions of detrital river sediments. ^{10}Be-derived denudation rates range from 0.10 ± 0.01 to 0.57 ± 0.09 mm yr^{-1} within the basin, and the average denudation rate obtained at the Var outlet is 0.24 ± 0.04 mm yr^{-1}, in remarkable agreement with the denudation rate of 0.22 mm yr^{-1} determined based on the Var River sediment flux (Bonneau et al., 2017). The spatial variability of denudation rates within the Var basin is on the same order of magnitude as other ^{10}Be studies across the Alps. The dominant control on denudation rates in the Var basin appears to be the average slope of the subbasin, consistent with published studies. The ^{10}Be concentrations of the two analyzed size fractions were different only in the upper and steeper parts of the basin, but they were similar at the Var outlet. By comparing the expected and measured ^{10}Be concentrations at three tributary junctions, we demonstrated that sediment mixing is efficient throughout the basin. We investigated the interannual variability of ^{10}Be concentrations in sediments under different discharge regimes during wet and dry years (2016 and 2017, respectively); we observed local variations, but concentrations at the outlet were similar each year. Our results demonstrate that fine-grained sediments (50–250 µm) may return denudation rates similar to those of coarser sediments typically used in ^{10}Be studies (250 µm to 1 mm) and are thus potentially suitable targets for future ^{10}Be applications, such as studies of paleo-denudation rates using offshore sediments. However, marine sedimentary dynamics such as longshore transport, mixing, density flows, and sea level changes might alter the validity of this statement. Hence, an additional test will be to analyze ^{10}Be concentrations in both fine and coarse sand subaliquots of marine core samples.

Data availability. A raw-data table including all samples is available in the Supplement.

Supplement. The supplement related to this article is available online at: https://doi.org/10.5194/esurf-7-1059-2019-supplement.

Team list. Georges Aumaître, Didier L. Bourlès, Karim Keddadouche (Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, INRA, Coll France, UM 34 CEREGE, Technopôle de l'Environnement Arbois-Méditerranée, BP80, 13545 Aix-en-Provence, France)

Author contributions. AM, PHB, and JC designed the study. AM, PHB, JC, and CP collected the samples for analysis. AM prepared the samples for ^{10}Be analysis and the ASTER Team measured the ^{10}Be/^{9}Be ratios using the French Service National AMS ASTER. AM, PHB, JC, and SM analyzed the data. AM wrote the initial manuscript; PHB, JC, CP, and SM commented and contributed to the final version.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. This work is part of the PhD thesis of Apolline Mariotti, whose scholarship was jointly supported by the CNRS and the Région Grand Est. The ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix-en-Provence) is supported by the INSU/CNRS, the ANR through the "Projets thématiques d'excellence" program for the "Equipements d'excellence" ASTER-CEREGE action and IRD. Fruitful discussions with Samuel Toucanne, Stephan Jorry, Lucille Bonneau, and Vincent Godard benefited the design of the study and interpretation of the results. We are grateful to Emmanuel Davy and Abdellah Zitouni for their help with quartz separation at CRPG, and to Laëticia Léanni and Régis Braucher for their expertise in ^{10}Be wet chemistry at LN2C/CEREGE. Robert Dennen is acknowledged for proofreading and improving the overall readability. We also thank Hella Wittmann and an anonymous reviewer for their constructive reviews that improved the quality of the article.

Financial support. This research has been supported by the Agence Nationale de la Recherche (grant no. ANR-17-CE01-0011-01; principal investigator: Pierre-Henri Blard).

Review statement. This paper was edited by Simon Mudd and reviewed by Hella Wittmann-Oelze and one anonymous referee.

References

Aguilar, G., Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Riquelme, R., and Martinod, P.: Grain size-dependent ^{10}Be concentrations in alluvial stream sediment of the Huasco Valley, a semi-arid Andes region, Quat. Geochronol., 19, 163–172, https://doi.org/10.1016/j.quageo.2013.01.011, 2014.

Anthony, E. J. and Julian, M.: Source-to-sink sediment transfers, environmental engineering and hazard mitigation in the steep Var River catchment, French Riviera, southeastern France, Geomorphology, 31, 337–354, https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00088-4, 1999.

Attal, M., Mudd, S. M., Hurst, M. D., Weinman, B., Yoo, K., and Naylor, M.: Impact of change in erosion rate and landscape steepness on hillslope and fluvial sediments grain size in the Feather River basin (Sierra Nevada, California), Earth Surf. Dynam., 3, 201–222, https://doi.org/10.5194/esurf-3-201-2015, 2015.

Bekaddour, T., Schlunegger, F., Vogel, H., Delunel, R., Norton, K. P., Akçar, N., and Kubik, P. W.: Paleo erosion rates and climate shifts recorded by Quaternary cut-and-fill sequences in the Pisco valley, central Peru, Earth Planet. Sc. Lett., 390, 103–115, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.048, 2014.

Belmont, P., Pazzaglia, F. J., and Gosse, J. C.: Cosmogenic ^{10}Be as a tracer for hillslope and channel sediment dynamics in the Clearwater River, western Washington State, Earth Planet. Sc. Lett., 264, 123–135, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.09.013, 2007.

Bierman, P. R. and Steig, E. J.: Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediment, Earth Surf. Proc. Land., 21, 125–139, https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199602)21:2<125::AID-ESP511>3.0.CO;2-8, 1996.

Bigot, M., Damiani, L., Dellery, B., Durozoy, G., Faure-Muret, A., and Fallot, P.: Carte géologique de la France à 1/50 000 – Saint Martin – Vésubie – Le Boréon, BRGM, Orléans, 1967.

Binnie, S. A., Phillips, W. M., Summerfield, M. A., and Fifiled, K. L.: Sediment mixing and basin-wide cosmogenic nuclide analysis in rapidly eroding mountainous environments, Quat. Geochronol., 1, 4–14, https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.06.013, 2006.

Binnie, S. A., Phillips, W. M., Summerfield, M. A., and Fifiled, K. L.: Tectonic uplift, threshold hillslopes, and denudation rates in a developing mountain range, Geology, 35, 743, https://doi.org/10.1130/G23641A.1, 2007.

Bonneau, L., Jorry, S. J., Toucanne, S., Silva Jacinto, R., and Emmanuel, L.: Millennial-Scale Response of a Western Mediterranean River to Late Quaternary Climate Changes: A View from the Deep Sea, J. Geol., 122, 687–703, https://doi.org/10.1086/677844, 2014.

Bonneau, L., Toucanne, S., Bayon, G., Jorry, S. J., Emmanuel, L., and Silva Jacinto, R.: Glacial erosion dynamics in a small mountainous watershed (Southern French Alps): A source-to-sink approach, Earth Planet. Sc. Lett., 458, 366–379, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.11.004, 2017.

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

Braucher, R., Guillou, V., Bourlès, D. L., Arnold, M., Aumaître, G., Keddadouche, K., and Nottoli, E.: Preparation of ASTER in-house ^{10}Be/^{9}Be standard solutions, Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B, 361, 335–340, https://doi.org/10.1016/j.nimb.2015.06.012, 2015.

Brown, E. T., Edmond, J. M., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Kurz, M. D., and Brook, E. J.: Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al, Geochim. Cosmochim. Ac., 55, 2269–2283, https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90103-C, 1991.

Brown, E. T., Stallard, R. F., Larsen, M. C., Raisbeck, G. M., and Yiou, F.: Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the luquillo experimental forest, Puerto Rico, Earth Planet. Sc. Lett., 129, 193–202, https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00249-X, 1995.

Brown, E. T., Stallard, R. F., Larsen, M. C., Bourlès, D. L., Raisbeck, G. M., and Yiou, F.: Determination of predevelopment denudation rates of an agricultural watershed (Cayaguás River, Puerto Rico) using in-situ-produced ^{10}Be in river-borne quartz, Earth Planet. Sc. Lett., 160, 723–728, https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00123-X, 1998.

Buechi, M. W., Kober, F., Ivy-Ochs, S., Salcher, B. C., Kubik, P. W., and Christl, M.: Denudation rates of small transient catchments controlled by former glaciation: The Hörnli nunatak in the northeastern Swiss Alpine Foreland, Quat. Geochronol., 19, 135–147, https://doi.org/10.1016/j.quageo.2013.06.005, 2014.

Campredon, R., Aicard, P., Bambier, A., and Durozoy, G.: Carte géologique de la France à 1/50 000 – Entrevaux, BRGM, Orléans, 1980.

Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Aguilar, G., Martinod, P., Riquelme, R., Christophoul, F., Charrier, R., Gayer, E., Farías, M., Audin, L., and Lagane, C.: Differences in ^{10}Be concentrations between river sand, gravel and pebbles along the western side of the central Andes, Quat. Geochronol., 27, 33–51, https://doi.org/10.1016/j.quageo.2014.12.002, 2015.

Casson, B., Delacourt, C., Baratoux, D., and Allemand, P.: Seventeen years of the "La Clapière" landslide evolution analysed from ortho-rectified aerial photographs, Eng. Geol., 68, 123–139, https://doi.org/10.1016/S0013-7952(02)00201-6, 2003.

Charreau, J., Blard, P., Puchol, N., Avouac, J.-P., Lallier-Vergès, E., Bourlès, D. L., Braucher, R., Gallaud, A., Finkel, R. C., Jolivet, M., Chen, Y., and Roy, P.: Paleo-erosion rates in Central Asia since 9 Ma: A transient increase at the onset of Quaternary glaciations?, Earth Planet. Sc. Lett., 304, 85–92, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.01.018, 2011.

Charreau, J., Blard, P., Zumaque, J., Martin, L. C. P., Delobel, T., and Szafran, L.: Basinga: A cell-by-cell GIS toolbox for computing basin average scaling factors, cosmogenic production rates and denudation rates, Earth Surf. Proce. Land., 44, 2349–2365, https://doi.org/10.1002/esp.4649, 2019.

Chittenden, H., Delunel, R., Schlunegger, F., Akçar, N., and Kubik, P. W.: The influence of bedrock orientation on the landscape evolution, surface morphology and denudation (^{10}Be) at the Niesen, Switzerland, Earth Surf. Proce. Land., 39, 1153–1166, https://doi.org/10.1002/esp.3511, 2014.

Clapp, E. M., Bierman, P. R., and Caffee, M. W.: Using ^{10}Be and ^{26}Al to determine sediment generation rates and identify sediment source areas in an arid region drainage basin, Geomorphology, 45, 89–104, https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00191-X, 2002.

Codilean, A. T.: Calculation of the cosmogenic nuclide production topographic shielding scaling factor for large areas using DEMs, Earth Surf. Proc. Land., 31, 785–794, https://doi.org/10.1002/esp.1336, 2006.

Codilean, A. T., Fenton, C. R., Fabel, D., Bishop, P., and Xu, S.: Discordance between cosmogenic nuclide concentrations in amalgamated sands and individual fluvial pebbles in an arid zone catchment, Quat. Geochronol., 19, 173–180, https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.04.007, 2014.

Codilean, A. T., Munack, H., Cohen, T. J., Saktura, W. M., Gray, A., and Mudd, S. M.: OCTOPUS: An open cosmogenic isotope and luminescence database, Earth Syst. Sci. Data, 10, 2123–2139, https://doi.org/10.5194/essd-10-2123-2018, 2018.

Delunel, R., Van Der Beek, P. A., Carcaillet, J., Bourlès, D. L., and Valla, P. G.: Frost-cracking control on catchment denudation rates: Insights from in situ produced ^{10}Be concentrations in stream sediments (Ecrins–Pelvoux massif, French Western Alps), Earth Planet. Sc. Lett., 293, 72–83, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.020, 2010.

Dingle, E. H., Sinclair, H. D., Attal, M., Rodés, Á., and Singh, V.: Temporal variability in detrital ^{10}Be concentrations in a large Himalayan catchment, Earth Surf. Dynam., 6, 611–635, https://doi.org/10.5194/esurf-6-611-2018, 2018.

Dixon, J. L., von Blanckenburg, F., Stüwe, K., and Christl, M.: Glaciation's topographic control on Holocene erosion at the eastern edge of the Alps, Earth Surf. Dynam., 4, 895–909, https://doi.org/10.5194/esurf-4-895-2016, 2016.

Donnini, M., Frondini, F., Probst, J.-L., Probst, A., Cardellini, C., Marchesini, I., and Guzzetti, F.: Chemical weathering and consumption of atmospheric carbon dioxide in the Alpine region, Global Planet. Change, 136, 65–81, https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.10.017, 2016.

El Bedoui, S., Guglielmi, Y., Lebourg, T., and Pérez, J.-L.: Deep-seated failure propagation in a fractured rock slope over 10,000 years: The La Clapière slope, the south-eastern French Alps, Geomorphology, 105, 232–238, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.025, 2009.

El Bedoui, S., Bois, T., Jomard, H., Sanchez, G., Lebourg, T., Trics, E., Guglielmi, Y., Bouissou, S., Chemenda, A., Rolland, Y., Corsini, M., and Pérez, J.-L.: Paraglacial gravitational deformations in the SW Alps: a review of field investigations, ^{10}Be cosmogenic dating and physical modelling, Geol. Soc. London Spec. Publ., 351, 11–25, https://doi.org/10.1144/SP351.2, 2011.

Faure-Muret, A., Fallot, P., Bordet, P., Lemoine, M., and Raguin, E.: Carte géologique de la France à 1/50 000 – Saint Etienne de Tinée, BRGM, Orléans, 1954.

Faure-Muret, A., Fallot, P., Carrive, J., Bordet, P., and Goquel, J.: Carte géologique de la France à 1/50 000 – Puget-Théniers, BRGM, Orléans, 1957.

Fick, S. E. and Hijmans, R. J.: WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas, Int. J. Climatol., 37, 4302–4315, https://doi.org/10.1002/joc.5086, 2017.

Gèze, B., Lanteaume, M., Peyre, Y., and Vernet, J.: Carte géologique de la France à 1/50 000 – Menton-Nice, BRGM, Orléans, 1969.

Ginsburg, L., Montenat, C., Baubron, J., and Alziar, G.: Carte géologique de la France à 1/50 000 – Roquesteron, BRGM, Orléans, 1980.

Glotzbach, C., Van Der Beek, P. A., Carcaillet, J., and Delunel, R.: Deciphering the driving forces of erosion rates on millennial to million-year timescales in glacially impacted landscapes: An example from the Western Alps, J. Geophys. Res.-Ea. Surf., 118, 1491–1515, https://doi.org/10.1002/jgrf.20107, 2013.

Granger, D. E. and Schaller, M.: Cosmogenic nuclides and erosion at the watershed scale, Elements, 10, 369–373, https://doi.org/10.2113/gselements.10.5.369, 2014.

Granger, D. E., Kirchner, J. W., and Finkel, R. C.: Spatially Averaged Long-Term Erosion Rates Measured from in Situ-Produced Cosmogenic Nuclides in Alluvial Sediment, J. Geol., 104, 249–257, https://doi.org/10.1086/629823, 1996.

Grischott, R., Kober, F., Lupker, M., Hippe, K., Ivy-Ochs, S., Hajdas, I., Salcher, B. and Christl, M.: Constant denudation rates in a high alpine catchment for the last 6 kyrs, Earth Surf. Proce. Land., 42, 1065–1077, https://doi.org/10.1002/esp.4070, 2017a.

Grischott, R., Kober, F., Lupker, M., Reitner, J. M., Drescher-Schneider, R., Hajdas, I., Christl, M., and Willett, S. D.: Millennial scale variability of denudation rates for the last 15 kyr inferred from the detrital ^{10}Be record of Lake Stappitz in the Hohe Tauern massif, Austrian Alps, Holocene, 27, 1914–1927, https://doi.org/10.1177/0959683617708451, 2017b.

Heimsath, A. M., Dietrich, W. E., Nishiizumi, K., and Finkel, R. C.: The soil production function and landscape equilibrium, Nature, 388, 358–361, https://doi.org/10.1038/41056, 1997.

Hovius, N. and Stark, C. P.: Landslide-driven erosion and topographic evolution of active mountain belts, in Landslides from Massive Rock Slope Failure, Springer Netherlands, Dordrecht, 573–590, 2007.

Hurst, M. D., Mudd, S. M., Yoo, K., Attal, M., and Walcott, R.: Influence of lithology on hillslope morphology and response to tectonic forcing in the northern Sierra Nevada of California, J. Geophys. Res.-Ea. Surf., 118, 832–851, https://doi.org/10.1002/jgrf.20049, 2013.

Jorry, S. J., Jégou, I., Emmanuel, L., Silva Jacinto, R., and Savoye, B.: Turbiditic levee deposition in response to climate changes: The Var Sedimentary Ridge (Ligurian Sea), Mar. Geol., 279, 148–161, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.10.021, 2011.

Julian, M.: Une carte géomorphologique des Alpes Maritimes franco-italiennes au 1/200 000e en couleurs, Présentation succincte, Méditerranée, 28, 45–53, https://doi.org/10.3406/medit.1977.1709, 1977.

Kergkhove, C. and Montjuvent, G.: Carte géologique de la France à 1/250 000 – Gap, BRGM, Orléans, 1977.

Kergkhove, C. and Roux, M.: Carte géologique de la France à 1/50 000 – Castellane, BRGM, Orléans, 1976.

Kergkhove, C. and Thouvenot, F.: Carte géologique de la France à 1/50 000 – Allos, BRGM, Orléans, 2010.

Kirschbaum, D. B., Adler, R., Hong, Y., Hill, S., and Lerner-Lam, A.: A global landslide catalog for hazard applications: Method, results, and limitations, Nat. Hazards, 52, 561–575, https://doi.org/10.1007/s11069-009-9401-4, 2010.

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

Lal, D. and Peters, B.: Cosmic Ray Produced Radioactivity on the Earth, in: Kosmische Strahlung II/Cosmic Rays II, vol. 9/46/2, edited by: Sitte, K., Springer, Berlin, Heidelberg, 551–612, 1967.

Lukens, C. E., Riebe, C. S., Sklar, L. S., and Shuster, D. L.: Grain size bias in cosmogenic nuclide studies of stream sediment in steep terrain, J. Geophys. Res.-Ea. Surf., 121, 978–999, https://doi.org/10.1002/2016JF003859, 2016.

Lupker, M., Blard, P., Lavé, J., France-Lanord, C., Leanni, L., Puchol, N., Charreau, J., and Bourlès, D. L.: ^{10}Be-derived Himalayan denudation rates and sediment budgets in the Ganga basin, Earth Planet. Sc. Lett., 333–334, 146–156, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.04.020, 2012.

Marshall, J. A., Roering, J. J., Gavin, D. G., and Granger, D. E.: Late Quaternary climatic controls on erosion rates and geomorphic processes in western Oregon, USA, Geol. Soc. Am. Bull., 129, 715–731, https://doi.org/10.1130/B31509.1, 2017.

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

Matmon, A., Bierman, P. R., Larsen, J., Southworth, S., Pavich, M., Finkel, R. C., and Caffee, M. W.: Erosion of an Ancient Mountain Range, The Great Smoky Mountains,

North Carolina and Tennessee, Am. J. Sci., 303, 817–855, https://doi.org/10.2475/ajs.303.9.817, 2003.

Molliex, S., Rabineau, M., Leroux, E., Bourlès, D. L., Authemayou, C., Aslanian, D., Chauvet, F., Civet, F., and Jouet, G.: Multi-approach quantification of denudation rates in the Gulf of Lion source-to-sink system (SE France), Earth Planet. Sc. Lett., 444, 101–115, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.043, 2016.

Molnar, P.: Late Cenozoic increase in accumilation rates: How Might Climate Change Have Affected Erosion Rates?, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 32, 67–89, https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.091003.143456, 2004.

Montgomery, D. R.: Soil erosion and agricultural sustainability, P. Natl. Acad. Sci. USA, 104, 13268–13272, https://doi.org/10.1073/pnas.0611508104, 2007.

Montgomery, D. R. and Brandon, M. T.: Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges, Earth Planet. Sc. Lett., 201, 481–489, https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00725-2, 2002.

Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J. P. M., and Parize, O.: Des courants de turbidité hyperpycnaux dans la tête du canyon du Var? Données hydrologiques et observations de terrain, Oceanol. Acta, 20, 607–626, 1996.

Neilson, T. B., Schmidt, A. H., Bierman, P. R., Rood, D. H., and Sosa Gonzalez, V.: Efficacy of in situ and meteoric ^{10}Be mixing in fluvial sediment collected from small catchments in China, Chem. Geol., 471, 119–130, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.09.024, 2017.

Niemi, N. A., Oskin, M., Burbank, D. W., Heimsath, A. M., and Gabet, E. J.: Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates, Earth Planet. Sc. Lett., 237, 480–498, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.07.009, 2005.

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

Norton, K. P., von Blanckenburg, F., Schlunegger, F., Schwab, M., and Kubik, P. W.: Cosmogenic nuclide-based investigation of spatial erosion and hillslope channel coupling in the transient foreland of the Swiss Alps, Geomorphology, 95, 474–486, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.07.013, 2008.

Norton, K. P., von Blanckenburg, F., DiBiase, R., Schlunegger, F., and Kubik, P. W.: Cosmogenic-derived denudation rates of the Eastern and Southern European Alps, Int. J. Earth Sci., 100, 1163–1179, https://doi.org/10.1007/s00531-010-0626-y, 2011.

Ouimet, W. B., Whipple, K. X., and Granger, D. E.: Beyond threshold hillslopes: Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges, Geology, 37, 579–582, https://doi.org/10.1130/G30013A.1, 2009.

Portenga, E. W. and Bierman, P. R.: Understanding earth's eroding surface with ^{10}Be, GSA Today, 21, 4–10, https://doi.org/10.1130/G111A.1, 2011.

Portenga, E. W., Bierman, P. R., Duncan, C., Corbett, L. B., Kehrwald, N. M., and Rood, D. H.: Erosion rates of the Bhutanese Himalaya determined using in situ-produced ^{10}Be, Geomorphology, 233, 112–126, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.027, 2015.

Puchol, N., Lavé, J., Lupker, M., Blard, P., Gallo, F., and France-Lanord, C.: Grain-size dependent concentration of cosmogenic ^{10}Be and erosion dynamics in a landslide-dominated Himalayan watershed, Geomorphology, 224, 55–68, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.06.019, 2014.

Puchol, N., Charreau, J., Blard, P., Lavé, J., Dominguez, S., Pik, R., and Saint-Carlier, D.: Limited impact of Quaternary glaciations on denudation rates in Central Asia, Geol. Soc. Am. Bull., 129, 479–499, https://doi.org/10.1130/B31475.1, 2017.

Riebe, C. S., Sklar, L. S., Lukens, C. E., and Shuster, D. L.: Climate and topography control the size and flux of sediment produced on steep mountain slopes, P. Natl. Acad. Sci. USA, 112, 201503567, https://doi.org/10.1073/pnas.1503567112, 2015.

Roering, J. J., Kirchner, J. W., and Dietrich, W. E.: Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology, Water Resour. Res., 35, 853–870, https://doi.org/10.1029/1998WR900090, 1999.

Roering, J. J., Kirchner, J. W., and Dietrich, W. E.: Hillslope evolution by nonlinear, slope-dependent transport: Steady state morphology and equilibrium adjustment timescales, J. Geophys. Res.-Solid Ea., 106, 16499–16513, https://doi.org/10.1029/2001JB000323, 2001.

Roure, J., Autran, A., Prost, A., Rossi, A., and Rousset, C.: Carte géologique de la France à 1/250 000 – Nice, BRGM, Orléans, 1976.

Savi, S., Norton, K. P., Picotti, V., Brardinoni, F., Akçar, N., Kubik, P. W., Delunel, R., and Schlunegger, F.: Effects of sediment mixing on ^{10}Be concentrations in the Zielbach catchment, central-eastern Italian Alps, Quat. Geochronol., 19, 148–162, https://doi.org/10.1016/j.quageo.2013.01.006, 2014.

Schaller, M., von Blanckenburg, F., Veldkamp, A., Tebbens, L. A., Hovius, N., and Kubik, P. W.: A 30 000 yr record of erosion rates from cosmogenic ^{10}Be in Middle European river terraces, Earth Planet. Sc. Lett., 204, 307–320, https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00951-2, 2002.

Sosa Gonzalez, V., Schmidt, A. H., Bierman, P. R., and Rood, D. H.: Spatial and temporal replicability of meteoric and in situ ^{10}Be concentrations in fluvial sediment, Earth Surf. Proc. Land., 42, 2570–2584, https://doi.org/10.1002/esp.4205, 2017.

Stockmann, U., Minasny, B., and McBratney, A. B.: How fast does soil grow?, Geoderma, 216, 48–61, https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.10.007, 2014.

Stone, J. O. H.: Air pressure and cosmogenic isotope production, J. Geophys. Res.-Solid Ea., 105, 23753–23759, https://doi.org/10.1029/2000JB900181, 2000.

Thomas, F., Godard, V., Bellier, O., Shabanian, E., Ollivier, V., Benedetti, L., Rizza, M., Espurt, N., Guillou, V., Hollender, F., and Molliex, S.: Morphological controls on the dynamics of carbonate landscapes under a mediterranean climate, Terra Nov., 29, 173–182, https://doi.org/10.1111/ter.12260, 2017.

von Blanckenburg, F.: The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment, Earth Planet. Sc. Lett., 237, 462–479, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.030, 2005.

van Dongen, R., Scherler, D., Wittmann, H., and von Blanckenburg, F.: Cosmogenic ^{10}Be in river sediment: where grain size matters and why, Earth Surf. Dynam., 7, 393–410, https://doi.org/10.5194/esurf-7-393-2019, 2019.

Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Kruesmann, T., Norton, K. P., and Kubik, P. W.: Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the

Central Alps of Switzerland, J. Geophys. Res., 112, F04010, https://doi.org/10.1029/2006JF000729, 2007.

Wittmann, H., Malusà, M. G., Resentini, A., Garzanti, E., and Niedermann, S.: The cosmogenic record of mountain erosion transmitted across a foreland basin: Source-to-sink analysis of in situ ^{10}Be, ^{26}Al and ^{21}Ne in sediment of the Po river catchment, Earth Planet. Sc. Lett., 452, 258–271, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.07.017, 2016.

Yanites, B. J. and Ehlers, T. A.: Global climate and tectonic controls on the denudation of glaciated mountains, Earth Planet. Sc. Lett., 325–326, 63–75, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.030, 2012.

Yanites, B. J., Tucker, G. E., and Anderson, R. S.: Numerical and analytical models of cosmogenic radionuclide dynamics in landslide-dominated drainage basins, J. Geophys. Res., 114, F01007, https://doi.org/10.1029/2008JF001088, 2009.

Yu, F., Hunt, A., Egli, M. and Raab, G.: Comparison and Contrast in Soil Depth Evolution for Steady State and Stochastic Erosion Processes: Possible Implications for Landslide Prediction, Geochem. Geophy. Geosy., 20, 2886–2906, https://doi.org/10.1029/2018GC008125, 2019.

Zhang, P., Molnar, P., and Downs, W. R.: Increased sedimentation rates and grain sizes 2–4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates, Nature, 410, 891–897, https://doi.org/10.1038/35073504, 2001.

3. Supplementary materials

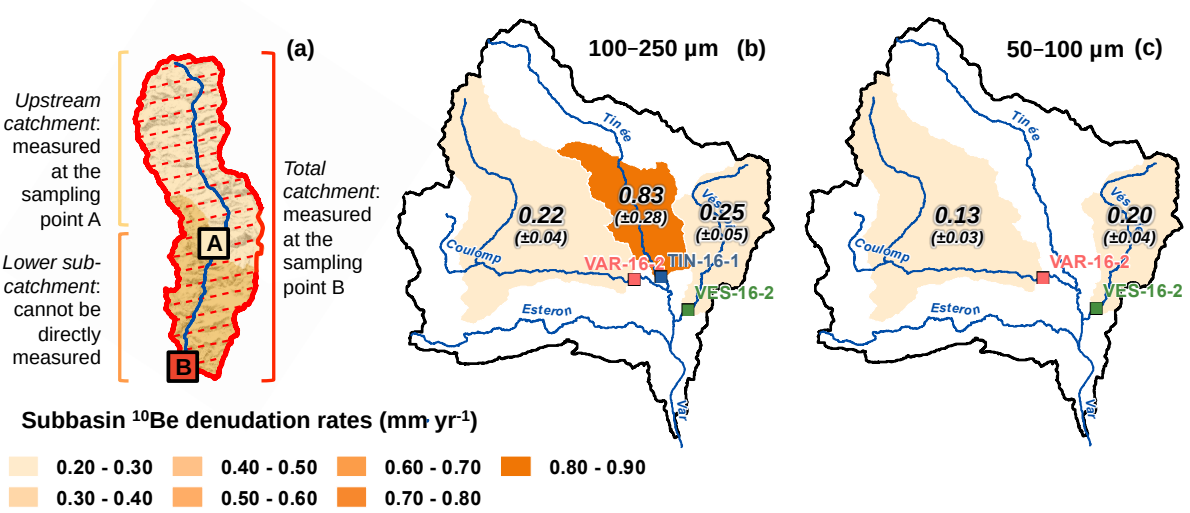


Figure 0-1: Subbasin ^{10}Be denudation rates. (a) A schematic representation of the sampling points used to calculated the denudation rate in the lower subbasin. Subbasin denudation rates were calculated for the (b) 100–250 and (c) 50–100 µm size fractions.

VAR - TINÉE: JUNCTION I					
Subbasin name	Quartz-bearing surface area	100–250 µm ^{10}Be concentration	1 sigma, 100–250 µm ^{10}Be concentration	50–100 µm ^{10}Be concentration	1 sigma, 50–100 µm ^{10}Be concentration
	km^2	at g^{-1}	at g^{-1}	at g^{-1}	at g^{-1}
upstream tributaries					
VAR-16-2	83.8	6.05×10^4	7.24×10^3	7.64×10^4	1.13×10^4
TIN-16-1	365.1	3.17×10^4	6.67×10^3	2.64×10^4	3.34×10^3
downstream sampling point					
VAR-16-3	449.3	**3.44×10^4**	**7.99×10^3**	**3.35×10^4**	**6.36×10^3**
Expected ^{10}Be concentration and 1 sigma uncertainty		**3.44×10^4**	**6.46×10^3**	**2.96×10^4**	**3.46×10^3**

VAR - VESUBIE: JUNCTION II			
Subbasin name	Quartz-bearing surface area	100–250 µm ^{10}Be concentration	1 sigma, 100–250 µm ^{10}Be concentration
	km^2	at g^{-1}	at g^{-1}
upstream tributaries			
VAR-16-3	449.3	3.44×10^4	7.99×10^3
VES-16-2	184	3.32×10^4	6.84×10^3
downstream sampling point			
VAR-16-4	633.3	**3.56×10^4**	**4.98×10^3**
Expected ^{10}Be concentration and 1 sigma uncertainty		**3.44×10^4**	**7.64×10^3**

VAR - ESTERON: JUNCTION III			
Subbasin name	Quartz-bearing surface area	100–250 µm ^{10}Be concentration	1 sigma, 100–250 µm ^{10}Be concentration
	km^2	at g^{-1}	at g^{-1}
upstream tributaries			
VAR-16-4	633.3	3.56×10^4	7.24×10^3
EST-16-1	39.1	3.29×10^4	6.67×10^3
downstream sampling point			
VAR-16-5	730.3	**4.07×10^4**	**7.41×10^3**
Expected ^{10}Be concentration and 1 sigma uncertainty		**3.55×10^4**	**5.01×10^3**

Tableau 0-1: Expected ^{10}Be concentration of three major junctions in the Var basin assuming complete mixing of upstream sediments following Eq. (2).

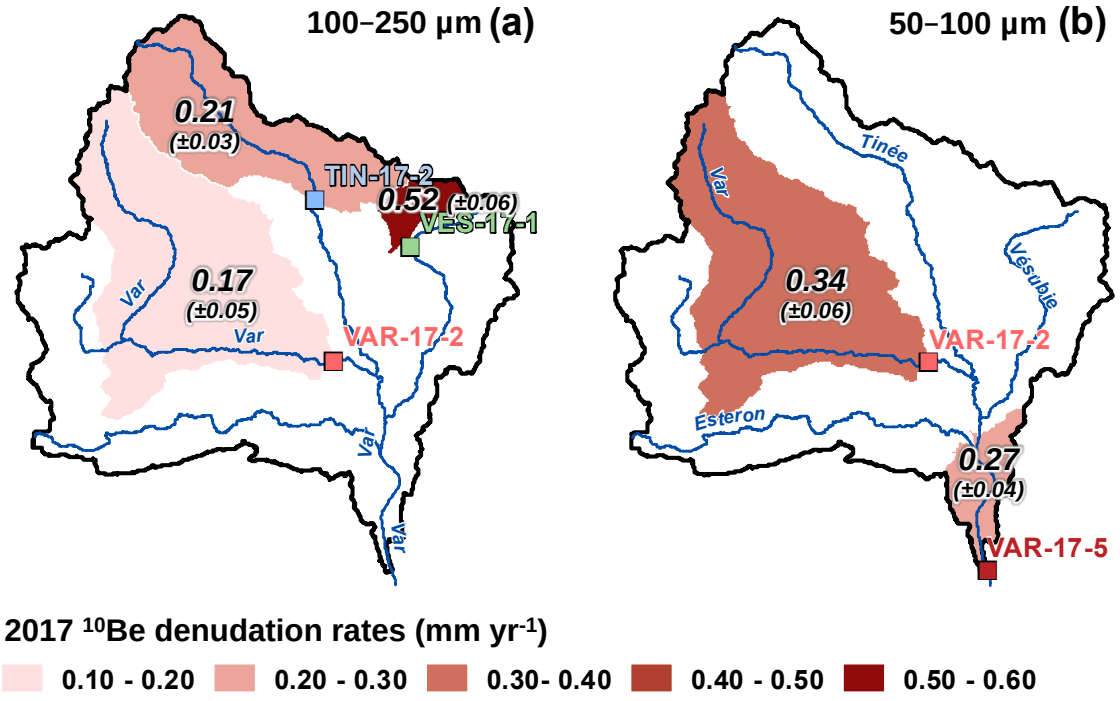


Figure 0-2: ^{10}Be-derived denudation rates determined from Var River samples collected in 2017 (Table 1). White polygons denote the absence of data. Denudation rates were calculated for the (a) 100–250 and (b) 50–100 µm size fractions

Chapitre V

Impact de la dernière glaciation sur les taux de dénudation dans les Alpes

---

Article en review à *Nature Geoscience*

Chapitre V 113

1. Résumé de l'article en français 113

2. Impact of the last glaciation on denudation rates in the Alps 115

4. Methods 125

5. Supplementary materials 127

1. Résumé de l'article en français

La dénudation est l'un des principaux processus qui façonnent les paysages et interagit fortement avec le climat à des échelles de temps géologiques. Cependant, les impacts directs des variations climatiques sur la dénudation restent controversés. Il est donc crucial de disposer d'enregistrements de dénudation à haute résolution pendant les périodes de changement des conditions climatiques. Nous mesurons ici la concentration cosmogénique ^{10}Be in situ dans le quartz des turbidites marines de deux carottes prélevées en mer Méditerranée, permettant une reconstruction quasi continue (résolution temporelle ~2 ka) de la dénudation dans les Alpes depuis 75 ka. Il s'agit du premier enregistrement de paléodénudation à haute résolution qui peut être comparé à des variations climatiques bien maîtrisées au cours du dernier cycle glaciaire. La conversion des concentrations de ^{10}Be en taux de paléodénudation comprend une reconstitution de l'étendue des paléoglaciers. Nos résultats indiquent que les taux de dénudation totale étaient ~2 fois la valeur actuelle pendant le Dernier Maximum glaciaire (26.5-19 ka), la composante glaciaire des taux de dénudation étant 0.96 ± 0.36 mm a^{-1}. Cependant, pendant les périodes modérément glaciaires (74-29 ka), les taux de dénudation

étaient semblables à ceux d'aujourd'hui (0.24 ± 0.04 mm a.), ce qui suggère un forçage non linéaire de la glaciation sur la dénudation, contrôlé à la fois par la dynamique glaciaire et l'hypsométrie du bassin.

2. Impact of the last glaciation on denudation rates in the Alps

Apolline Mariotti[1*], Pierre-Henri Blard[1], Julien Charreau[1], Samuel Toucanne[2], Stephan J. Jorry[2], Stéphane Molliex[1,3], Didier L. Bourlès[4°], Georges Aumaître[4°], Karim Keddadouche[4°]

[1] CRPG, CNRS - Université de Lorraine, UMR 7358, 54500 Vandoeuvre-lès-Nancy, France

[2] IFREMER, Laboratoire Géodynamique et Enregistrement Sédimentaire, 29280 Plouzané, France

[3] Laboratoire Géosciences Océan, Institut Universitaire Européen de la Mer, 29280 Plouzané, France

[4] Aix-Marseille Univ., CNRS, IRD, INRA, Coll France, UM 34 CEREGE, Technopôle de l'Environnement Arbois-Méditerranée, BP80, 13545 Aix-en-Provence, France

* *corresponding author* (apolline.mariotti@univ-lorraine.fr)

° Didier L. Bourlès, Georges Aumaître and Karim Keddadouche are ASTER Team

2.1. Abstract

Denudation is one of the main processes shaping landscapes and strongly interacts with climate on geological timescales. However, the direct impacts of climatic variations on denudation remain controversial. There is thus a crucial need for high-resolution denudation records over periods of changing climatic conditions. Here we measure *in-situ* cosmogenic ^{10}Be concentration in quartz in marine turbidites of two cores collected in the Mediterranean Sea, providing a near-continuous (~2 ka temporal resolution) reconstruction of denudation in the Alps since 75 ka. This represents the first high-resolution paleo-denudation record that can be compared with well-constrained climatic variations over the last glacial cycle. The conversion of ^{10}Be concentrations into paleo-denudation rates includes a reconstruction of paleo-glaciers extent. Our results indicate that total denudation rates were ~2 times the present value during the Last Glacial Maximum (26.5–19 ka), the glacial component of the denudation rates being 0.96 ± 0.36 mm a^{-1}. However, during moderately glaciated times (74–29 ka), denudation rates were similar to today (0.24 ± 0.04 mm a^{-1}), suggesting a non-linear forcing of glaciation on denudation, controlled both by glacier dynamics and basin hypsometry.

2.2. Main text

How climate and climatic fluctuations affect denudation rates over geological timescales remains debated (*Willenbring and Jerolmack, 2016; Herman and Champagnac, 2016*). Relying on sedimentation records *(Peizhen et al., 2001b)* and thermochronology *(Champagnac et al., 2014; Herman et al., 2013; Valla et al., 2011)*, several authors have reported increased denudation rates at the onset of Pleistocene glaciations around 2.6 Ma *(Batchelor et al., 2019)*, either due to increased variability of Quaternary climatic cycles *(Peizhen et al., 2001b)* or growth of glaciers in mountain ranges, an efficient agent of erosion *(Hallet et al., 1996; Herman et al., 2013)*. However, marine $^{10}Be/^{9}Be$ records indicate stable weathering rates over the same period *(Willenbring and von Blanckenburg, 2010)*. Other studies have highlighted the potential biases inherent in sedimentary records *(Sadler and Jerolmack, 2015)* and thermochronology *(Schildgen et al., 2018)*, and the link between weathering and erosion has also been questioned *(Norton and Schlunegger, 2017)*. Moreover, the presence of glaciers does not necessarily lead to an increase in denudation rates *(Thomson et al., 2010)*.

In-situ Terrestrial Cosmogenic Nuclides (TCNs) such as ^{10}Be record denudation rates in modern river systems *(Bierman and Steig, 1996; Brown et al., 1995; Granger et al., 1996)* as well as over geological (10 Ma) timescales *(Charreau et al., 2011; Puchol et al., 2017a)*. TCNs are not affected by the same biases as sedimentation rate estimates or thermochronology, and they track both weathering and erosion rates, i.e., denudation *(Bierman and Steig, 1996; Brown et al., 1995; Granger et al., 1996)*, at sufficient resolution (<1 ka in better cases) to capture the impact of millennial climatic variations. Previous paleo-denudation studies have used continental sedimentary archives such as cave sediments *(Anthony and Granger, 2007; Refsnider, 2010)*, terrace deposits *(Bekaddour et al., 2014; Schaller et al., 2002)*, lake sediments *(Grischott et al., 2017a; Marshall et al., 2017)* and molasse deposits in foreland basins *(Charreau et al., 2011; Puchol et al., 2017a)*. However, these records are often too discontinuous to accurately reflect the impact of short-term climatic variations on denudation. Moreover, the most complete records were obtained in active tectonic settings over long time scales (>5 Ma), making it difficult to decipher any climatic forcing *(Puchol et al., 2017a)*. Continuous, well-dated, and high-resolution marine sediment records in well-constrained sediment routing systems have great potential to overcome these limitations; they may represent the gold standard of TCN archives of paleo-denudation rates.

In this study, we measured *in-situ* ^{10}Be concentrations in marine sediments exported by the Var River, which drains the Southern French Alps into the Mediterranean Sea (Fig. 1). The Var catchment (2,800 km^2, maximum altitude of 3,143 m above sea level, mean altitude of

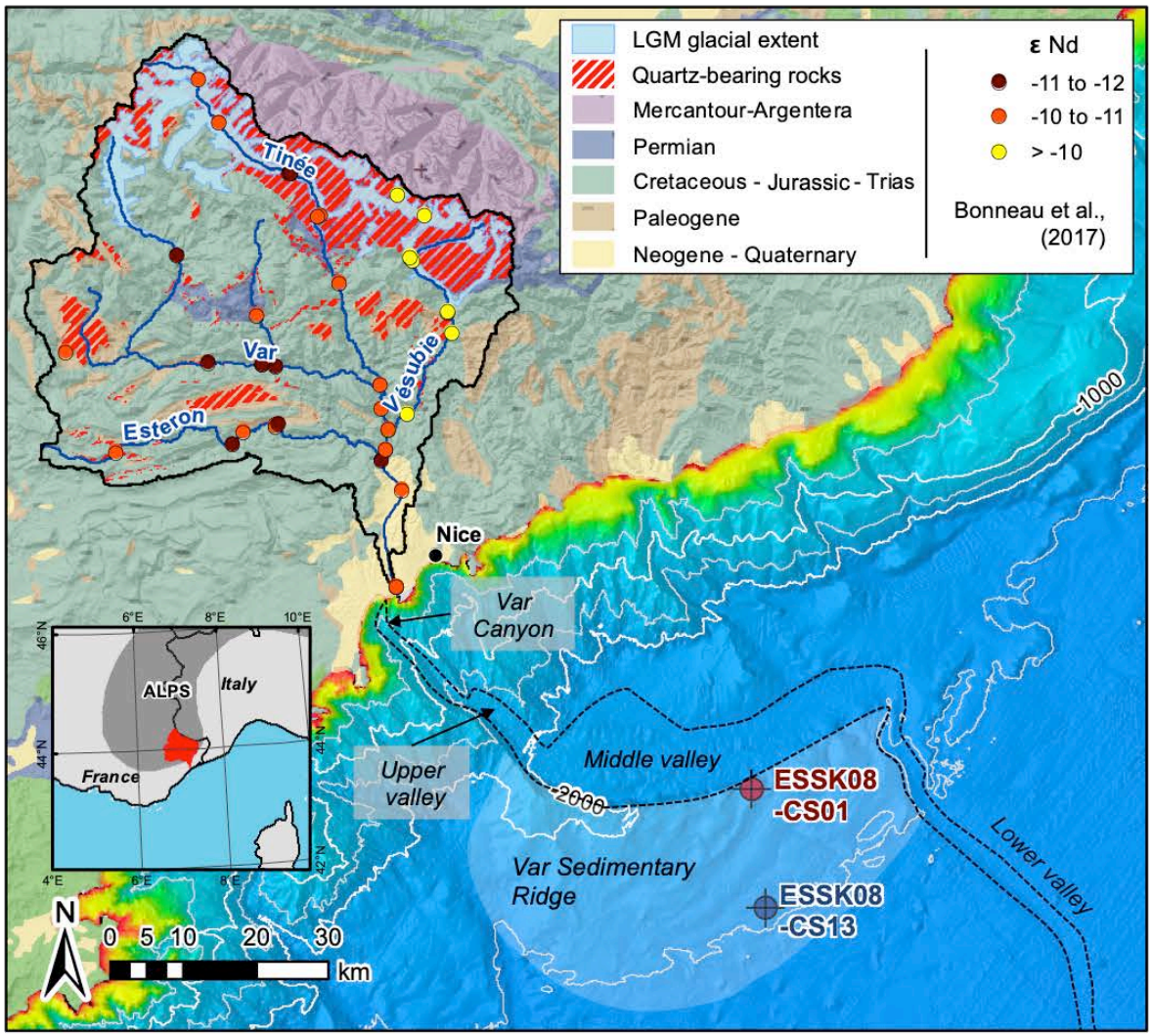


Figure 5-1: **The Var watershed and sedimentary system.** Geological data is from the French Geological Survey (references provided in Supplementary Information). LGM glacial extent based on Ehlers et al., *(2011)*, and εNd sampling points from Bonneau et al., *(2017)*. Sampling sites of cores ESSK08-CS01 and ESSK08-CS13 are shown in the Var Sedimentary Ridge.

1,250 m) is a reactive watershed *(Bonneau et al., 2014, 2017)*, i.e., one that responds quickly to any change in denudation or sediment transport *(Allen, 2008)*, with steep slopes (mean 23°) and a small alluvial plain (<50 km^2) that limits on-land sediment storage *(Bonneau et al., 2017)*. The geology of the Var basin includes two main regions: the crystalline Mercantour-Argentera massif in the northern and highest part of the catchment, and sedimentary terrains in the southern part. Quartz-bearing rocks (^{10}Be being measured in quartz) cover 26% of the Var watershed and are mainly present in the upper part of the catchment. The present-day ^{10}Be-derived denudation rate of the entire Var catchment is 0.24 ± 0.04 mm a^{-1} *(Mariotti et al., 2019)*. The mouth of the Var River is connected to a submarine canyon that incises both a virtually absent continental shelf (width >200 m) *(Jorry et al., 2011)* and a steep (11°) continental slope *(Savoye et al., 1993)*. Hence, during

the Quaternary, sediments draining the catchment have been continuously transferred to the deep depositional system of the Var in the form of turbidites, building the Var Sedimentary Ridge (VSR, <2,000 m below sea level) *(Bonneau et al., 2017; Jorry et al., 2011; Savoye et al., 1993)*.

Due to a colder climate than today, the European Alps were extensively glaciated during Pleistocene (2.6 Ma to 11.7 ka) *(Clark et al., 2009)*. In the Var catchment, glaciers occupied the upper valleys of the Var, Tinée, and Vésubie Rivers (Fig. 1) during the Last Glacial Maximum *(Ehlers et al., 2011)* (LGM, 26.5–19 ka *(Clark et al., 2009)*). When the glaciers receded and completely melted most recently (19–11 ka), they left markers of glacial erosion *(Darnault et al., 2012)*, and river incision began in the newly deglaciated valleys *(Rolland et al., 2019)*. This shift from glacial to fluvial environments is thought to have driven strong changes in denudation processes *(Bonneau et al., 2017; Koppes and Montgomery, 2009)*. The high frequency of turbidites in the VSR is attributed to flood events, and their geochemical signatures (εNd) have been correlated to climatic changes in the Var basin, both over millennial Dansgaard-Oeschger cycles and glacial-interglacial periods *(Bonneau et al., 2014; Jorry et al., 2011)*. This correlation is interpreted to have been driven by glacial fluctuations, as the highest sediment fluxes occurred during glacial maxima *(Bonneau et al., 2017)* (Fig. 2d).

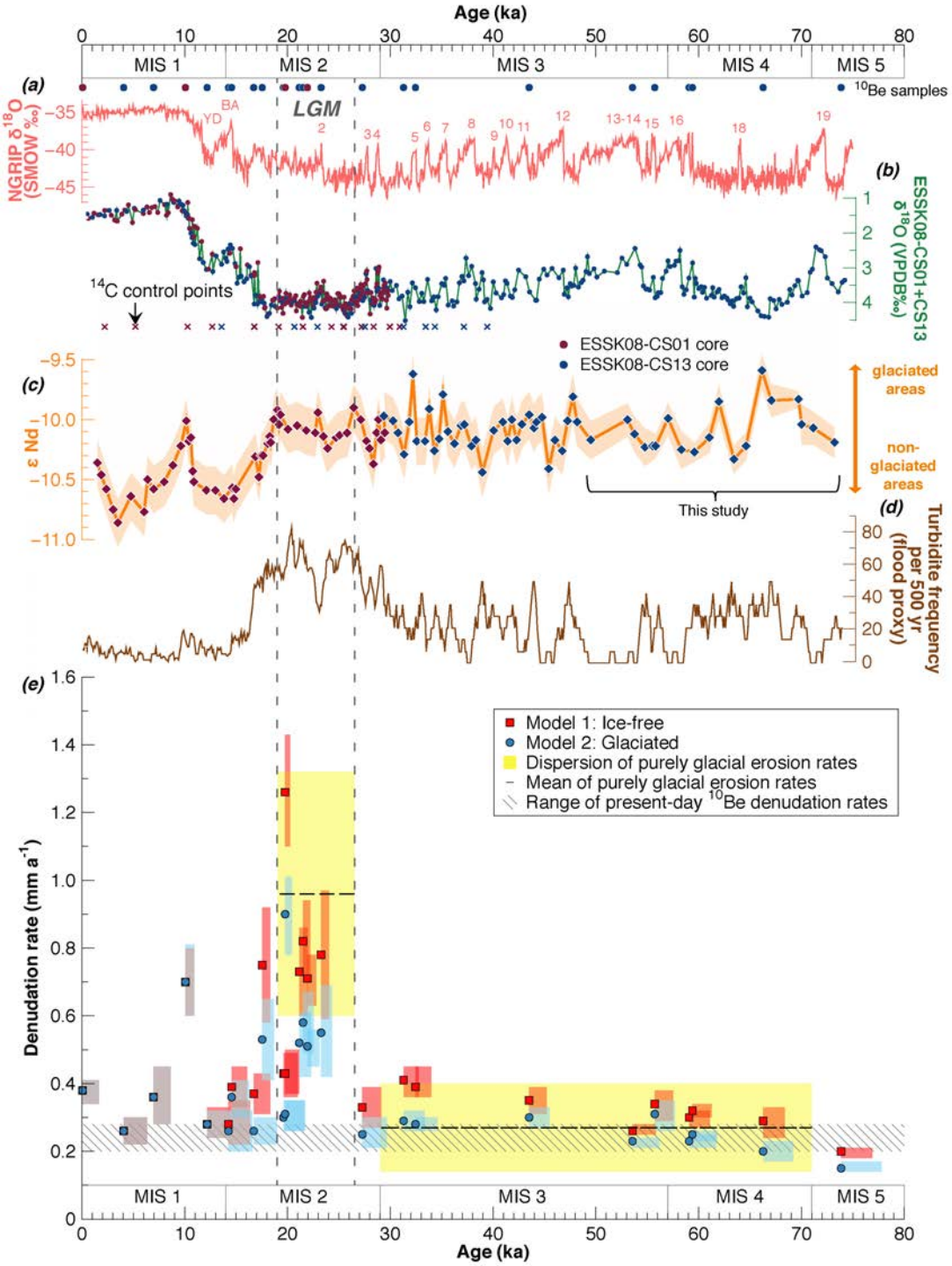


Figure 0-2: **Climate, sediment provenance, and flood proxies compared to denudation rates. a** The high-resolution $\delta^{18}O$ record of Greenland ice core NGRIP (a proxy of climate) (*Andersen et al., 2004*). Numbers and labels indicate D-O events. **b** $\delta^{18}O$ values of *G. bulloides* (a local proxy of sea surface temperature) and ^{14}C control points from the studied cores *(Bonneau et al., 2014, 2017; Jorry et al., 2011)*. Point colours indicate the core. **c** εND data from the ESSK08-CS01 and ESSK0-CS13 cores, reflecting sediment provenance. The most recent data (since ~50 ka) are from Bonneau et al. *(Bonneau et al., 2017)*, and the points labelled "this study" are new data. The orange shaded area corresponds to 2σ uncertainties. **d** Mean turbidite fluxes over the two cores *(Bonneau et al., 2014)*. **e** ^{10}Be-derived denudation rates according to the ice-free and glaciated models (Models 1 and 2, respectively). Coloured squares adjacent to the data points indicate the integration time (x-axis) and

uncertainty (1σ, y-axis) for each sample. The range of present-day values is from Mariotti et al., *(2019b)*, and the LGM is from Clark et al., *(2009)*. Purely glacial erosion rates were calculated by mass balance, accounting only for erosion in glaciated areas (i.e., excluding fluvial contributions to the denudation rate; see text and Supplementary Information).

A total of 26 samples of silts to fine sands (50–250 μm) were collected from two cores drilled in the VSR. ^{10}Be concentrations in the samples range from (0.91 ± 0.12) × 10^4 at g^{-1} (19.8 ka, LGM) to (5.62 ± 0.44) × 10^4 at g^{-1} (73.9 ka, Marine Isotopic Stage (MIS) 5a *(Railsback et al., 2015)*) (see Methods, Supplementary Section 1). Both Dansgaard-Oeschger stadials and interstadials are documented by our sampling (Fig. 2a). Our data show that grain size has no impact on the ^{10}Be concentrations (see Methods, Supplementary Section 2). We analyzed 19 new samples (see Methods) to extend the coverage of pre-existing εNd data from 50–20 ka *(Bonneau et al., 2017)* to 74–50 ka. Our new εNd values range between –10.3 and –9.6 (average –10.1).

Deriving basin-wide denudation rates from ^{10}Be concentrations requires computing the ^{10}Be production rate at the time of sediment production. This parameter is mainly a function of basin altitude, which has likely remained steady over the last 75 ka. ^{10}Be production is also controlled by glacial extent because glaciers shield underlying rocks from cosmic rays, effectively eliminating ^{10}Be production beneath several decameters of ice. To test the sensitivity of the calculation to glacial cover, we considered two models to compute paleo-production rates. The first assumes that no glaciers were present between 0 and 75 ka (Model 1: 'Ice-free') *(Charreau et al., 2019)*; although this approach contradicts geomorphological evidence of glaciers in the Var catchment *(Darnault et al., 2012)*, it provides maximum denudation rate estimates. In the second model (Model 2: 'Glaciated'), we computed paleo-production rates by reconstructing glacial extents. We used δ^{18}O data from planktonic foraminifera *(Bonneau et al., 2014; Jorry et al., 2011)* sampled in both cores to compute sea surface paleo-temperatures, which we then used to reconstruct the glacial extents in the Var watershed (see Supplementary Section 3). The basin-averaged paleo-production rates were then calculated with the BASINGA code, assuming no cosmogenic production under ice *(Charreau et al., 2019)*. Our modelling yields glacial extents of 21%, 15%, and 23% during MISs 4, 3, and 2, respectively, i.e., 14%, 10%, and 16% lower than the respective ice-free production rates.

Our paleo-denudation rates (both models) range between 0.15 ± 0.01 and 1.26 ± 0.16 mm a^{-1}, implying ^{10}Be integration times of 0.5–3.9 ka (see Methods), sufficiently short to observe the potential influence of major climatic changes both throughout the last glacial cycle and during the deglaciation. Between 75 and 25 ka (MIS 5a–3), both cosmogenic production models yield

comparable and rather stable denudation rates between 0.15 ± 0.01 (Model 2, 73.9 ka) and 0.41 ± 0.04 mm a^{-1} (Model 1, 31.3 ka), with mean values of 0.32 ± 0.03 (Model 1) and 0.25 ± 0.02 mm a^{-1} (Model 2) (Fig. 2). These rates are similar to the present-day value of 0.24 ± 0.04 mm a^{-1} *(Mariotti et al., 2019)*. Therefore, neither climatic and glacial fluctuations reported in the Alps *(Heiri et al., 2014; Ivy-Ochs et al., 2008)* during MIS 4–3 nor Atlantic Dansgaard-Oeschger oscillations (well identified from $\delta^{18}O$ records in the studied cores) have a noticeable impact on the ^{10}Be denudation signal, suggesting that denudation rates are not significantly impacted by climate *(von Blanckenburg et al., 2015; Willenbring and von Blanckenburg, 2010; Willenbring and Jerolmack, 2016)*, at least over multi-millennial timescales *(Koppes and Montgomery, 2009)*. The observed fluctuations of the Var River sediment discharge during MIS 4–3 (Fig. 2d) might thus result from changes in the frequency of transport conditions rather than variations in denudation dynamics *(Bonneau et al., 2014)*. Nevertheless, εNd data indicate that partially glaciated valleys (Tinée and Vésubie) represented a significant contribution to the sedimentary supply between 75 and 20 ka (MIS 5a–2).

Denudation rates obtained using both models during MIS 2 and the LGM were more variable and on average two times higher than the present-day rate and those during MIS 4–3 (Fig. 2). Indeed, the average ^{10}Be concentrations of samples from the LGM are 50% lower than those of MIS 4–3 and Holocene samples (see Supplementary Table 1). This period of higher denudation rates coincides with the largest glacial extent: during the LGM, glaciers covered nearly 30% of the quartz-bearing surfaces in the Var catchment. This spike in denudation rates could be due to contributions from ^{10}Be-depleted sediments previously stored in the catchment. Such a mixing mechanism would lower the average ^{10}Be concentration, thus artificially enhancing denudation rates. A potential source of ^{10}Be-depleted material is Pliocene sediments stored in the Var Canyon (Fig. 1), whose incision may have been triggered by ~40 m of sea level drop between the end of MIS 3 and MIS 2 *(Rohling et al., 2014)*. However, as such long-stored materials formed during a warm and unglaciated period, they should have low εNd values (<–10.5) inconsistent with the values (mean –10.1) observed during the LGM (Fig. 2c). Another potential source of ^{10}Be-depleted materials could be paleo-moraines that accumulated on slopes during MIS 4–3. Assuming a steady denudation rate of ~0.24 mm a^{-1} during the LGM (similar to MIS 4–3 and present day values), a total of ~1 km^3 of sediments was produced over this 7.5-ka-long period. The same volume of reworked MIS 4–3 moraine sediments would be required to lower the overall cosmogenic concentration by 50% (see Supplementary Section 4). Given this sediment volume and assuming a simple triangular moraine shape, the MIS 4–3 moraines would have been ~130 km long, 200 m wide, and 100 m high (see Supplementary Section 4). Although such dimensions are plausible in some regions, pre-Holocene moraines observable today in the Southern Alps are only 25 m high and less

than 100 m wide *(Federici et al., 2012)*. Another mechanism is therefore required to explain the 50% dilution of cosmogenic concentrations observed in Var sediments during the LGM.

The high denudation rates during the LGM could result from increased bedrock incision by glacial advance into previously unglaciated parts of the catchment. Between 75 and 26.5 ka, glaciers were likely restricted to the highest parts of the catchment, where the topography was already shaped by previous glaciations (see Supplementary Fig. 3). Pre-LGM glaciers were thus in relative equilibrium with the topography, explaining the stable and moderate denudation rates observed during MIS 4–3. When glaciers intruded into previously unglaciated parts of the catchment during the LGM, they would have been in disequilibrium with the fluvial topography, inducing locally higher denudation rates *(Koppes and Montgomery, 2009)*. The controlling mechanism here could be the relationship between the sliding velocity of the glaciers and their denudation efficiency *(Herman et al., 2015)*. Indeed, glacial cover during the LGM extended into narrow valleys, increasing flow velocity and thus glacial incision *(Herman et al., 2015)* (Fig. 3).

Such denudation solely due to glaciation can be quantified by mass balance, assuming that the ^{10}Be concentration measured in each sample is a mix of glacial and fluvial contributions (see Supplementary Section 5). The resulting average glacial erosion rate during the LGM is 0.96 ± 0.36 mm a^{-1} (Figs. 2, 3), roughly four times greater than the value obtained during MIS 4–3 (0.27 ± 0.13 mm a^{-1}), on the same order of magnitude as the maximum local glacial incision estimated in the upper Tinée during the Würm (1.8 mm a^{-1}) *(Darnault et al., 2012)*, and similar to the value proposed for present-day small temperate glaciers in the Swiss Alps (1 mm a^{-1}) *(Hallet et al., 1996)*. Increased glacial erosion, along with the reworking of MIS 4–3 moraines, thus likely contributed to lowering the ^{10}Be concentrations and increasing the overall denudation rates of the Var basin during the LGM (Figs. 2e, 3).

During deglaciation (19–11 ka) *(Rolland et al., 2019)*, the ice-free and glaciated models again return similar denudation rates close to the present-day value (Fig. 2e). Decreasing denudation between 19 and 15 ka is concomitant with the εNd-inferred shift of sediment sources from exposed crystalline massifs to sedimentary cover (Fig. 2c), and with a decrease in turbidites frequency (Fig. 2d) *(Bonneau et al., 2017)*. These changes suggest that denudation dynamics returned to a purely fluvial system during that time *(Bonneau et al., 2017)*. At 10 ka, we observe a spike in denudation rates (Fig. 2e) synchronous with a positive εNd excursion. This short-term ^{10}Be spike is only supported by one core sample and occurred during a period of increased rainfall in the Mediterranean region *(Toucanne et al., 2015)*. Together with the εNd trend, this excursion is thus characteristic of a paraglacial lag in the

sedimentary transport of previously eroded glacial sediments *(Church and Ryder, 1972)* and should not be considered an actual increase in bedrock denudation *(Bonneau et al., 2017)*. After this spike, denudation rates are similar to present-day rates and those observed during MIS 4–3 (Figs. 2, 3).

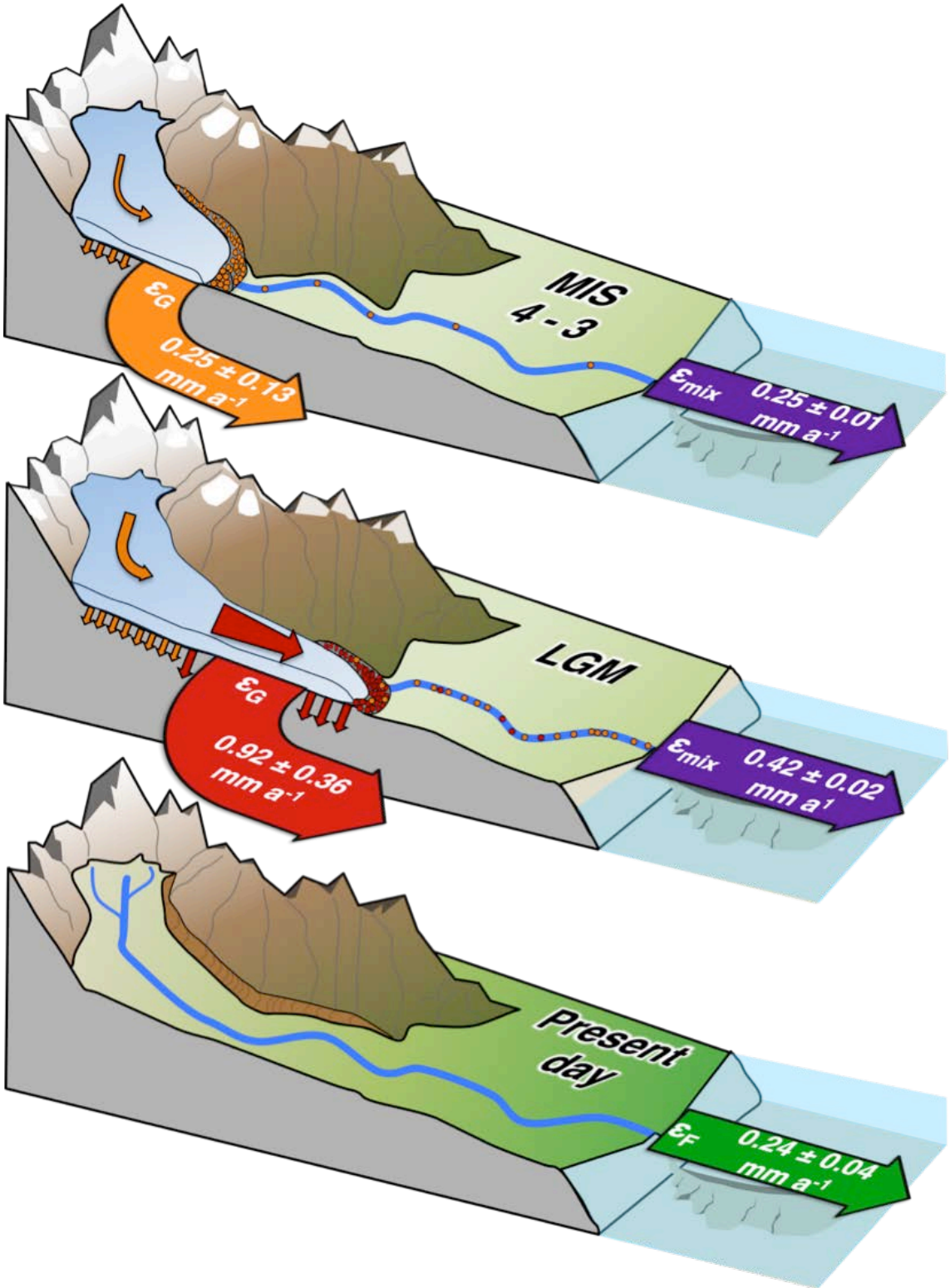


Figure 0-3: **Schematic representations of denudation dynamics in the Var watershed.** Denudation was calculated according to the glaciated model (see Methods) in the Var watershed during MIS 3–4 (71–29 ka), the

Last Glacial Maximum (LGM, 26.5–19 ka), and at present day *(Mariotti et al., 2019)*. For MIS 3–4 and LGM, ε_G values represent purely glacial denudation (i.e., without any contribution from fluvial processes), and were estimated using both null and non-null ^{10}Be concentrations in glaciated areas (see Methods). ε_{mix} values are weighted means of the catchment-wide (glacial and fluvial) denudation rates. ε_F is the present-day catchment-wide (fluvial) denudation rate *(Mariotti et al., 2019)*. In the upper part of the catchment, orange arrows indicate slow glacial flow and limited glacial erosion. In distal narrow valleys downstream, red arrows indicate high flow glacial velocity and high subglacial denudation rates.

Our 75-ka-long denudation record from the Southern French Alps indicates a nonlinear link between climate and denudation, as shown by the poor correlation between δ^{18}O-derived sea surface temperatures and ^{10}Be-derived denudation rates (Fig. 4).

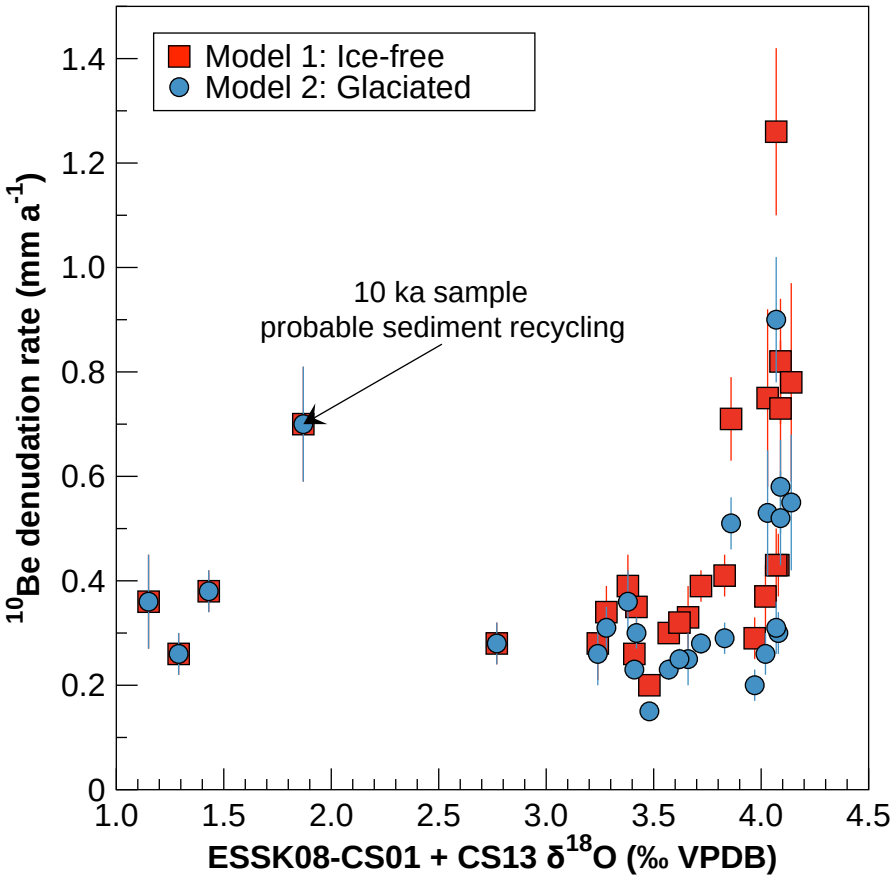


Figure 0-4: **Comparison of denudation rates and sea surface temperature proxy data.** ^{10}Be-derived denudation rates as a function of δ^{18}O values measured in the cores, according to the two models used to convert ^{10}Be concentrations to denudation rates (see Methods). Uncertainties on the denudation rates correspond to 1σ. Although there is no clear relationship between the two parameters, higher denudation rates only occur for δ^{18}O values higher than 3.5‰.

Our data suggest that climatic variations may only strongly effect denudation beyond a certain threshold, possibly controlled by glaciation dynamics. We interpret our dataset as strong support of the hypothesis that glacier velocity exerts a significant control on

denudation *(Herman et al., 2015)*. However, since glacier dynamics are nonlinearly controlled by climate and topography, climatic impacts on denudation in glaciated regions may be spatiotemporally variable. Additional data in different climatic and morphologic settings are needed to better quantify and understand these nonlinear mechanisms.

3. Methods

3.1. Cores and samples

We sampled sediments (Supplementary Table 1) from two Calypso piston cores collected in 2008 *(Lefort, 2008)* (Fig. 1): ESSK08-CS01 (22 m long) is from the VSR levee crest (2,146 m water depth) and ESSK01-CS13 (24 m long) from the southwestern flank of the VSR (2,473 m water depth). Age models for both cores were previously anchored by 25 ^{14}C dates, as well as high-resolution planktonic oxygen isotope stratigraphy *(Bonneau et al., 2014; Jorry et al., 2011)* (Fig. 2a, b, Supplementary Table 2). Accordingly, core ESSK08-CS01 spans 0.3–29.8 ka and ESSK08-CS13 spans 0.5–74.2 ka, corresponding to mean sedimentation rates of 80 and 30 cm ka^{-1}, respectively.

Twenty-six samples (19 in ESSK01-CS13 and 4 in ESSK08-CS01) were selected from coarser (>50 µm) turbiditic facies suitable for *in-situ* ^{10}Be analyses in quartz *(Mariotti et al., 2019)*. Because of the reactive nature of the watershed and the depth of the VSR, all samples were buried quickly and have not been re-exposed to cosmic radiation: changes in ^{10}Be concentrations thus reflect only denudation rate variations. Sample preparation and analytical methods are described in the Supplementary Information.

3.2. Computation of ^{10}Be-derived denudation rates

Basin-averaged denudation rates can be calculated using a simplified version of Eq. 1 of Brown *(Brown et al., 1995)*:

$$\bar{\varepsilon} = \frac{1}{\rho}\sum_{i,x}\frac{\bar{P}_i \Lambda_i}{\bar{C}} \qquad (1)$$

where i refers to the different ^{10}Be production pathways (n for neutron, µs for slow muons, and µf for fast muons); $\bar{P}_i$ is the mean basin-wide ^{10}Be production rate, computed from the arithmetic mean of spallogenic and muogenic production rates using specific scalings for each production pathway as a function of elevation and latitude; Λ_i are the attenuation lengths for each particle (Λ_n = 160 g cm^{-2}, $\Lambda_{\mu s}$ = 1,500 g cm^{-2}, and $\Lambda_{\mu f}$ = 4,320 g cm^{-2})[6]; ρ is the mean density of the eroded material (2.7 g cm^{-3}); and $\bar{C}$ is the ^{10}Be concentration measured in the

sediments sampled from the cores, after correction for radioactive decay (maximum correction of 4% for the oldest sample, 73.9 ka). $\overline{P_i}$ was calculated using the BASINGA GIS tool *(Charreau et al., 2019)* and the Lal-Stone scaling model *(Stone, 2000)*. We used the following values as sea-level, high-latitude production rates: P_n = 4.11 ± 0.19 atoms g^{-1} a^1, $P_{\mu s}$ = 0.011 ± 0.001 atoms g^{-1} a^{-1}, and $P_{\mu f}$ = 0.039 ± 0.004 atoms g^{-1} a^{-1} (global mean derived from the CREp online calculator; https://crep.otelo.univ-lorraine.fr/) *(Braucher et al., 2011; Martin et al., 2017)*. All production rates are given in Supplementary Tables 3 and 4. All measured $^{10}Be/^{9}Be$ ratios were calibrated using the CEREGE STD11 in-house normalization, which is similar to the KNSTD07 normalization and assumes a $^{10}Be/^{9}Be$ ratio of (2.79 ± 0.03) × 10^{-11} for the SRM4325 standard material *(Braucher et al., 2015)*.

Quartz-free areas (based on 1:250,000-scale French Geological Survey geological maps *(Kergkhove and Montjuvent, 1977; Roure et al., 1976)*) were excluded from the basin-averaged production rate calculations. Production rates were corrected for topographic shielding, ice cover, and changes in paleo-magnetic variations occurring during the integration time *(Charreau et al., 2019)*. Topographic shielding factors were calculated using an ArcGIS toolbox *(Codilean, 2006)* that computes both self-shielding and shading. Ice cover was estimated independently for each sample, and production rates were considered null under the extent of the ice cover. Paleomagnetic changes were averaged over the 3 ka preceding the age of the sample. We used paleomagnetic data from Muscheler et al., (*2005*) for samples dating to 0–60 ka and data from Valet et al., (*2005*) for older samples. Paleomagnetic correction factors ranged from 0.90 to 1.06.

3.3. Integration time

A crucial consideration in cosmogenic dating is the method's ability to detect changes in denudation rates. This mainly depends on the integration time, T_{int}, which is the amount of time required to remove about 60 cm of bedrock, calculated as $T_{int} = \Lambda/(\rho\varepsilon)$, where Λ is the neutronic attenuation length (g cm^{-2}), ρ the rock density (g cm^{-3}) and ε the denudation rate (cm a^{-1}) *(Brown et al., 1995; Lal, 1991)*. To detect past changes, this integration time must be shorter than the timescale of denudation rate changes. In this dataset, the computed integration time ranges from 0.5 to 3.9 ka.

3.4. Impact of grain-size on *in-situ* ^{10}Be concentration measurements

Our previous study showed that, in modern Var sediments, both the 50–100 µm and 100–250 µm size fractions have similar ^{10}Be concentrations at the river outlet *(Mariotti et al., 2019)*.

To verify that submarine processes did not induce a grain size-related bias, here we analyzed ^{10}Be concentrations in the same size fractions when the sample size was large enough (17 of 26 samples). ^{10}Be concentrations were compatible at the 2σ level for both size fractions in all 17 samples, and the best-fit regression is statistically compatible with the 1:1 line (Supplementary Fig. 1). These results suggest that submarine turbidite dynamics do not induce a record bias. Consequently, we used the weighted mean ^{10}Be concentrations from both grain sizes to derive denudation rates (Supplementary Table 1).

3.5. Sediment provenance

We use εNd values measured in bulk sediments (finer than 63 μm) to trace sediment provenance across the catchment. Indeed, it was previously shown that the εNd signatures in cores ESSK08-CS01 and ESSK08-CS13 provide a reliable means to distinguish sediment contributions from glaciated and non-glaciated areas *(Bonneau et al., 2017)* (Fig. 2c). Here we used the same methodology *(Bonneau et al., 2017)* to complete the εNd record to the bottom of core ESSK08-CS13, i.e., from 50 to 74 ka (Supplementary Table 5). Prior to sample analysis, we removed carbonates, Fe-Mn oxyhydroxides, and organic compounds by successive leachings. The completed εNd record allows direct comparison with the ^{10}Be data over the entire study period (Fig. 2c).

4. Supplementary materials

4.1. Sample preparation for ^{10}Be measurements

Samples were collected from silty to sandy turbiditic facies of the cores at the IFREMER facilities. We sieved the samples to 50–100 μm and 100–250 μm grain size fractions. Quartz grains were isolated from both fractions by magnetic separation and successive dissolution in a 1:2 HCl:H_2SiF_6 mixture. The pure quartz grains were then partially dissolved three times in concentrated HF to dissolve a total of 30% of the total weight of quartz and eliminate meteoric ^{10}Be contamination following the method of Brown et al., (*1991*). We then spiked the purified quartz samples with 0.3 mg of the Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) ^{9}Be carrier solution (concentration of 2,020 ± 83 ppm, corresponding to ~2.3 to 3.6 × 10^{19} atoms ^{9}Be). The spiked quartz samples were then completely dissolved in 48% HF, and beryllium was separated using anion and cation exchange columns and pH-sensitive precipitations before being oxidized to BeO, mixed with Nb powder and loaded into targets for measurement of ^{10}Be/^{9}Be ratios using the ASTER accelerator mass spectrometer at the Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE).

4.2. Negligible impact of grain size on measured *in-situ* ^{10}Be concentrations

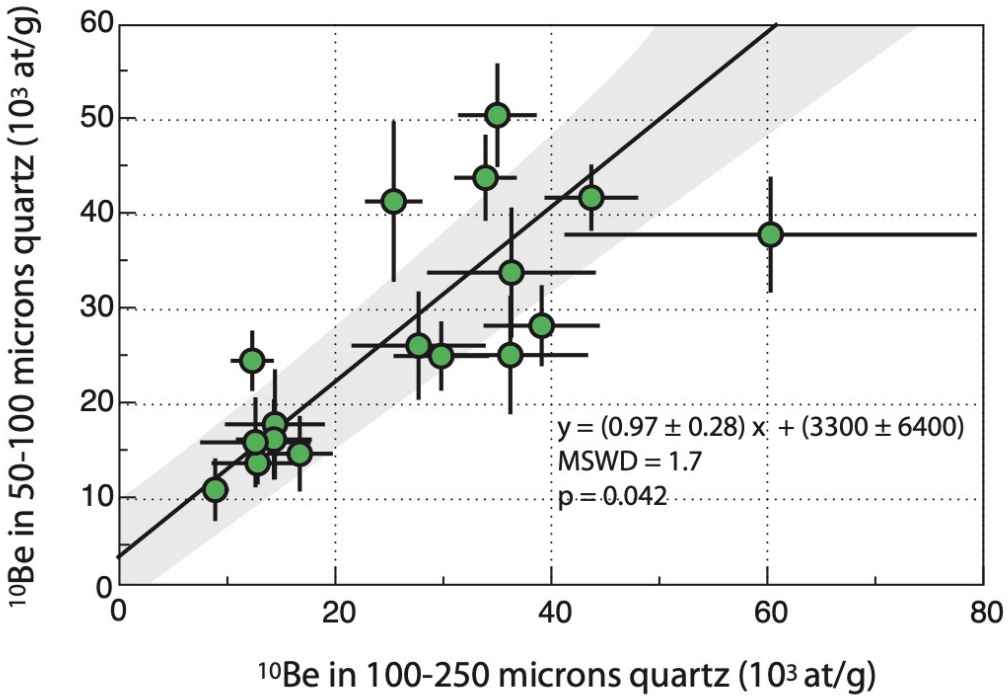


Figure 0-5: Analysed ^{10}Be concentrations in the 50–100 µm sand fraction vs those measured in the 100–250 µm sand fraction. Analytical uncertainties on each measurement are 1σ. Uncertainties on the best-fit regression line are 2σ.

4.3. Models for computing the impact of glaciers on ^{10}Be production

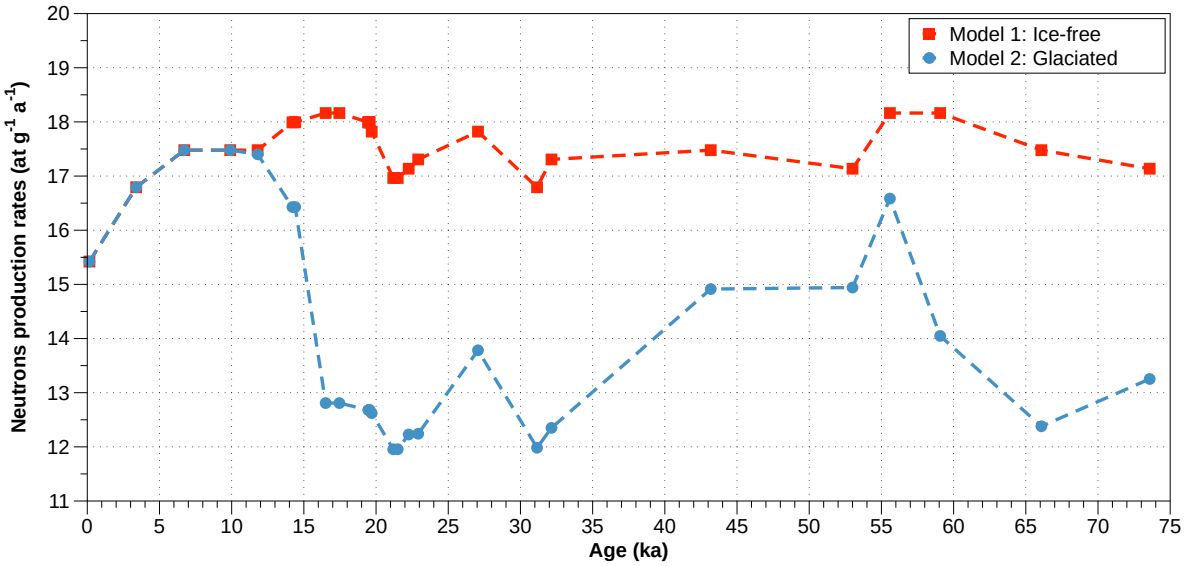


Figure 0-6: ^{10}Be production (spallation) rates according to the ice-free and glaciated models as a function of time.

The ice-free model (Model 1) considers the Var catchment to have been completely ice-free from 75 ka to today. For this model, paleomagnetic corrections were applied to each sample.

The glaciated model (Model 2) uses $\delta^{18}O$ data *(Bonneau et al., 2014; Jorry et al., 2011)* from *Globigerina bulloides* in the two cores to reconstruct sea-surface temperatures (SSTs), and we converted them into ice cover extents using a numerical glacier model. To establish the transfer function (equation S1) between SST and foraminifera $\delta^{18}O$ values, we first computed the average Late Holocene SST of the Ligurian Sea (17 °C), using the Jalali et al., (*2018*) record (0–3 ka) and the average Ligurian Sea SST during the Last Glacial Maximum (LGM; 8 °C) between 19 and 23 ka using the record of Hayes et al., (*2005*). Then, we computed the average $\delta^{18}O$ values over the same time periods in both cores. Finally, we used the LGM and Holocene values to establish an empirical relationship between SST and foraminifera $\delta^{18}O$ values:

$$SST(\delta^{18}O) = -3.52 \times \delta^{18}O + 22.075 \quad \text{(S1)}$$

From equation (S1) and the *G. bulloides* $\delta^{18}O$ data, we reconstructed SSTs contemporaneous to our ^{10}Be-derived denudation data. The calculated SSTs were averaged over 3 kyr and used as input into a numerical glacier model *(Blard et al., 2007; Harper and Humphrey, 2003; Hock, 2003)*. The degree-day ablation parameters of the model were calibrated using the present day equilibrium-line altitude (ELA) of the Southern French Alps. The model's ability to reproduce the glacial extent during the LGM was confirmed by comparing the modelled extents with previously published LGM extents *(Bigot-Cormier et al., 2000; Bravard et al., 1987; Buoncristiani and Campy, 2011; Darnault et al., 2012; Julian, 1977)*.

For each sample, the glacier model computes an ELA and ice extent at equilibrium with the inferred paleo-climatic conditions (Supplementary Fig. 3). According to our reconstruction, glaciers were present in the watershed from 75 to 12 ka. The largest glacial extent was at 23.4 ka, when almost 30% of the quartz-bearing rocks were covered by ice (Supplementary Fig. 3).

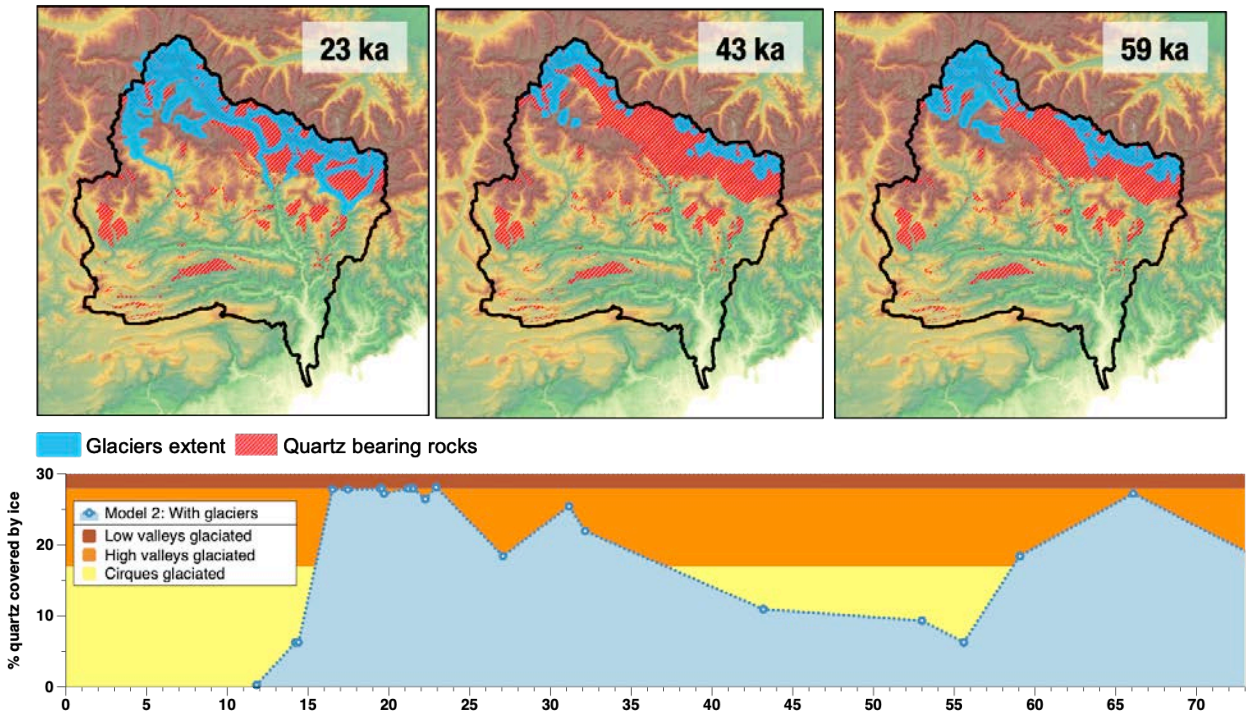


Figure 0-7: Percentage of quartz-bearing rocks covered by ice as a function of time

Finally, these ice coverages were then used in the BASINGA GIS tool *(Charreau et al., 2019)* to compute average glaciated ^{10}Be production rates. The variation of production rate over time in Model 2 (glaciated) is thus the result of both the reconstructed ice extent and changes in the paleomagnetic field.

4.4. Incorporation of ^{10}Be-poor material during the LGM glacial advance

To test the possibility that glacial advance during the LGM incorporated ^{10}Be-poor materials from MIS 4–3 moraines (now eroded), we used a simple binary mixing model. This was done to estimate the proportion of ^{10}Be-poor sediments already stored in the Var watershed, which subsequently mixed with fluvial sediments to yield the low ^{10}Be concentrations measured in LGM sediments. We consider the ^{10}Be concentration measured in the core (C_{core}) to be a binary mixture of two end-members (C_{A} and C_{B}) and their respective proportions (f_{A} and $f_{\text{B}} = 1 - f_{\text{A}}$) *(Mason and Romans, 2018)*:

$$C_{\text{core}} = C_{\text{A}} f_{\text{A}} + C_{\text{B}}(1 - f_{\text{A}}) \qquad \text{(S8)}$$

where C_{A} is the ^{10}Be concentration averaged over MIS 4–3 (3.51×10^4 at g^{-1}) and C_{B} is the theoretical concentration of sediments stored in the MIS 4–3 moraines. We tested two

scenarios for C_B: the first (C_{B1}) assumes $C_B = 0$ at g^{-1} and the second (C_{B2}) assumes $C_B = 2.53 \times 10^4$ at g^{-1} (from the Bosson glacier *(Guillon et al., 2015)*) (Supplementary Fig. 5).

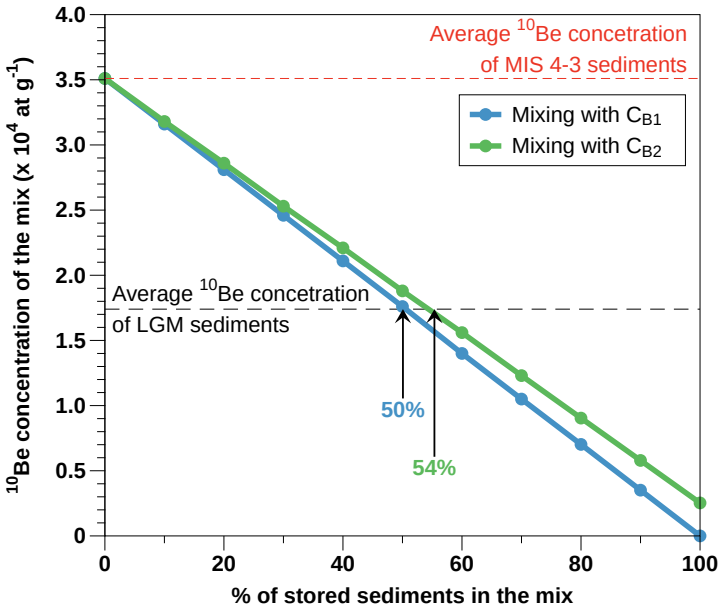
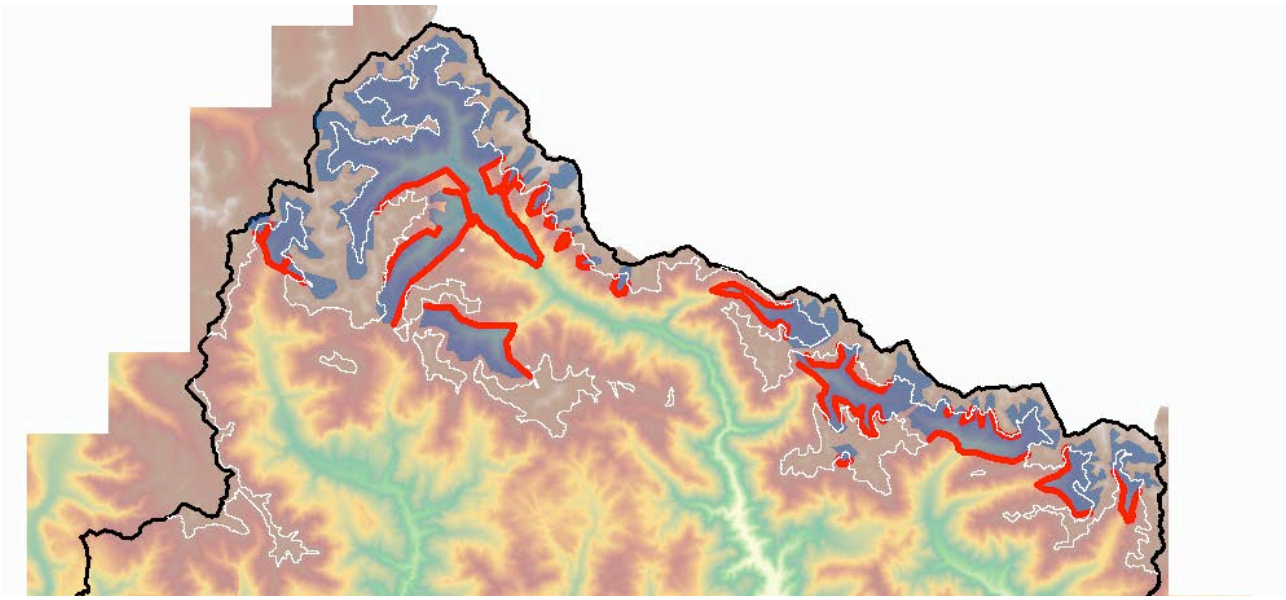


Figure 0-8: Amounts of sediments stored in MIS 4–3 moraines required to lower the MIS 4–3 ^{10}Be concentration to the average LGM value.

This calculation shows that, to produce the low ^{10}Be concentrations observed in LGM samples, 50–54% of the sediment exported during the LGM might be ^{10}Be-poor material (such as the now-eroded MIS 4–3 moraines) remobilized by glacial advance during the LGM. Taking into account the total sediment volume exported during the 7-kyr LGM period, such MIS 4–3 moraine volumes would need to be at least 9.49×10^8 m^3.



Supplementary Figure 9: Average glacial cover during MIS 4-3 (blue) and the average ELA during MIS 4–3 (white). In red, the perimeter of ice cover below the ELA indicates where moraines may have accumulated.

To test the plausibility of incorporation of MIS 4–3 moraine sediments, we compared the average glacial extent and average ELA during MIS 4–3 (Supplementary Fig. 6). This permitted us to estimate where and in what volumes moraines could have been deposited. For this, we calculated the perimeter of ice fronts below the ELA (130 km) where both lateral and terminal moraines could realistically have accumulated. Accumulation of the required sediment volume (9.49×10^8 m^3) along the perimeter of the average glacial extent (130 km) would require moraines 100 m thick and 200 m wide, on average.

4.5. Mass balance model and computation of glacial denudation

We used a mass-balance mixing model to estimate denudation in glaciated areas only. The mixing model considers that the ^{10}Be concentrations measured in the core samples result from a mixture of sediments originating from glaciated areas with those from non-glaciated fluvial domains, as:

$$C_{\mathrm{mix}} = \frac{C_R \times F_R + C_G \times F_G}{F_R + F_G} \quad \text{(S2)}$$

where C_{mix} is the measured ^{10}Be concentration in the core samples, C_R and C_G are the ^{10}Be concentrations originating from non-glaciated river domains and glaciated areas, respectively, and F_R and F_G are the sediment fluxes from non-glaciated domains and glaciated areas, respectively. Sediments flux is calculated as:

$$F = A \times \varepsilon \quad \text{(S3)}$$

where A is the quartz-bearing surface area in each domain (i.e., A_R and A_G) as determined from the geological map and the modelled paleo-glacier extents, and ε is the denudation rate in each domain (ε_R and ε_G). Thus, we obtain:

$$C_{\mathrm{mix}} = \frac{C_R \times A_R \times \varepsilon_R + C_G \times A_G \times \varepsilon_G}{A_R \times \varepsilon_R + A_G \times \varepsilon_G} \quad \text{(S4)}$$

Solving equation (S4) for ε_G requires knowing A_R, A_G (computed from the modelled glacier extents), C_G (see below), C_R, and ε_R. C_R and ε_R are calculated according to the average slope of the fluvial parts of the watershed. An exponential law has been determined to calculate the average denudation rate as a function of slope, based on present-day denudation rates in the Var basin *(Mariotti et al., 2019)*:

$$\varepsilon_R = 0.0058 \times e^{0.13 \times slope} \quad \text{(S5)}$$

where the slope corresponds to the average slope of the non-glaciated domain. We thus obtain values of ε_R ranging from 0.22 to 0.24 mm yr^{-1} (Supplementary Table 4). Thus, the impact of the slope on fluvial denudation is rather limited and does not represent a significant source of uncertainty. C_R is then deduced from ε_R using equation (1) in the Methods.

Then, to estimate C_G, we consider two cases. In the first case, C_G is considered null, meaning that sediments originating from the glacial domain have ^{10}Be concentrations of 0 at g^{-1}. This approximation is rather standard in the literature *(Delunel et al., 2010; Godard et al., 2012)*. In this case, ε_G is calculated by combining equation (S4) and equation (1) in the Methods, as:

$$\varepsilon_G = \frac{\varepsilon_R \times A_R \times \left(\left(\frac{P_{sp} \times \Lambda_{sp} + P_{\mu s} \times \Lambda_{\mu s} + P_{\mu f} \times \Lambda_{\mu f}}{\rho \times \varepsilon_R} \right) - C_{mix} \right)}{C_{mix} \times A_G} \quad \text{(S6)}$$

In the second case, the mass balance model uses a non-null value of C_G. This second end-member calculation is justified by recent ^{10}Be measurements in sediments exiting from present-day alpine glaciers: Guillon et al., *(2015)* measured a ^{10}Be concentration of 2.53 × 10^4 at g^{-1} in Bosson glacier material (Alps). In this case, we used their value for C_G (2.53 × 10^4 at g^{-1}) and computed ε_G as:

$$\varepsilon_G = \frac{\left(\left(\frac{P_{sp} \times \Lambda_{sp} + P_{\mu s} \times \Lambda_{\mu s} + P_{\mu f} \times \Lambda_{\mu f}}{\rho \times \varepsilon_R} \right) \times \varepsilon_R \times A_R \right) - (C_{mix} \times \varepsilon_R \times A_R)}{A_G \times (C_{mix} - C_G)} \quad \text{(S7)}$$

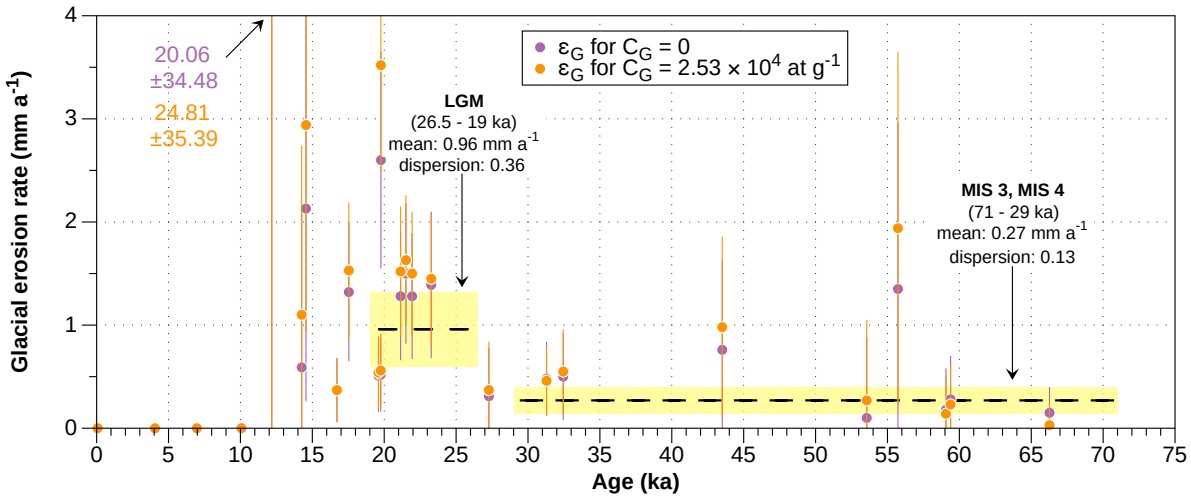


Figure 0-10: Impact of the ^{10}Be concentration in sediments originating from glaciated areas (C_G) on the calculated glacial erosion rates.

Chapitre VI

Estimation des taux de dénudation glaciaires dans les Alpes en utilisant un modèle de mélange

---

Chapitre VI 135
1. Résumé français 135
2. Article en préparation 135

1. Résumé français

Il est essentiel de contraindre les taux de dénudation glaciaire pour mieux comprendre l'évolution des chaînes de montagnes. Nous avons utilisé un modèle de conservation de masse et recalculé des données publiées sur les taux de dénudation ^{10}Be pour estimer des taux de dénudation glaciaire pour 28 bassins Alpins. Les taux de dénudation glaciaires positifs qui en résultent varient de 0.2 ± 1.7 mm a^{-1} à 17 ± 10 mm a^{-1}.

2. Article en préparation

2.1. Introduction

Glacial denudation is thought to be a key component in the evolution of mountain ranges *(Davis, 1906; Penck and Brückner, 1905)*. In some cases, glaciers have been found to be extremely powerful agent of erosion, shaping and limiting mountains elevation by acting as a "glacial buzzsaw" *(Egholm et al., 2009; Thomson et al., 2010)*. In other cases, the opposite has been found: glaciers can shield the underlying topography and thus limiting denudation rates

(Banerjee and Wani, 2018; Godon et al., 2013; Thomson et al., 2010). In order to improve our understanding of the influence of glacial denudation dynamics on mountain building, it is essential to constrain glacial denudation across multiple topographic and climatic settings.

^{10}Be measured in sediments has been widely used in the last thirty years signatures *(Bierman and Steig, 1996; Brown et al., 1995; Granger et al., 1996)* to infer integrated denudation rates at the catchment scale, both in fluvial and glacial settings. While it is not possible to decipher the pure glacial denudation rates from the pure fluvial denudation rates using only ^{10}Be measurements, we use here a simple mass conservation approach to deconvolute one from the other. This approach relies on several strong assumption and simplifications but provides a quick and easy way to estimate the order of magnitude of glacial denudation rates.

2.2. Methods

2.2.1. Mass conservation approach

We consider that in every glaciated catchment, the sediment sampled in the hydrographic network is a mix of two separate contributions: from the fluvial domain (defined here as the non-glaciated part of the catchment) and from the strictly glaciated domain. It is commonly accepted that the overall denudation dynamics occurring in both domains are very different from one another *(Brocklehurst and Whipple, 2006; Koppes and Montgomery, 2009)* and thus can carry different ^{10}Be signatures *(Godard et al., 2012; Guillon et al., 2015)*. The mass conservation approach used here relies on two assumptions that are detailed below.

First, we consider that the pace of denudation in non-glacial environments is primarily controlled by its average slope, which is an assumption often made in the literature and has been demonstrated by many observation at the local scale *(Aalto et al., 2006; Binnie et al., 2007; Granger et al., 1996; Montgomery and Brandon, 2002; Norton et al., 2010)* as well as in worldwide data compilations *(Milliman and Syvitski, 1992; Portenga and Bierman, 2011; Summerfield and Hulton, 1994)* and modeling studies *(Roering, 2008; Roering et al., 1999)*.

Second, we consider that glaciers effectively shield underlying bedrock from cosmic rays and that sediments produced by glacial erosion have either a null (end-member 1) or low ^{10}Be concentration ($(2.53 \pm 0.88) \times 10^3$ atoms g^{-1}, end-member 2). The end-member 1 is often used in studies relating to the ^{10}Be concentration of glacial sediments (*Delunel et al., 2010; Godard et al., 2012)* because the cosmic rays are effectively stopped by a few decameters of ice. This shielding effect has been computed for the Bossons glacier (French Alps) where only

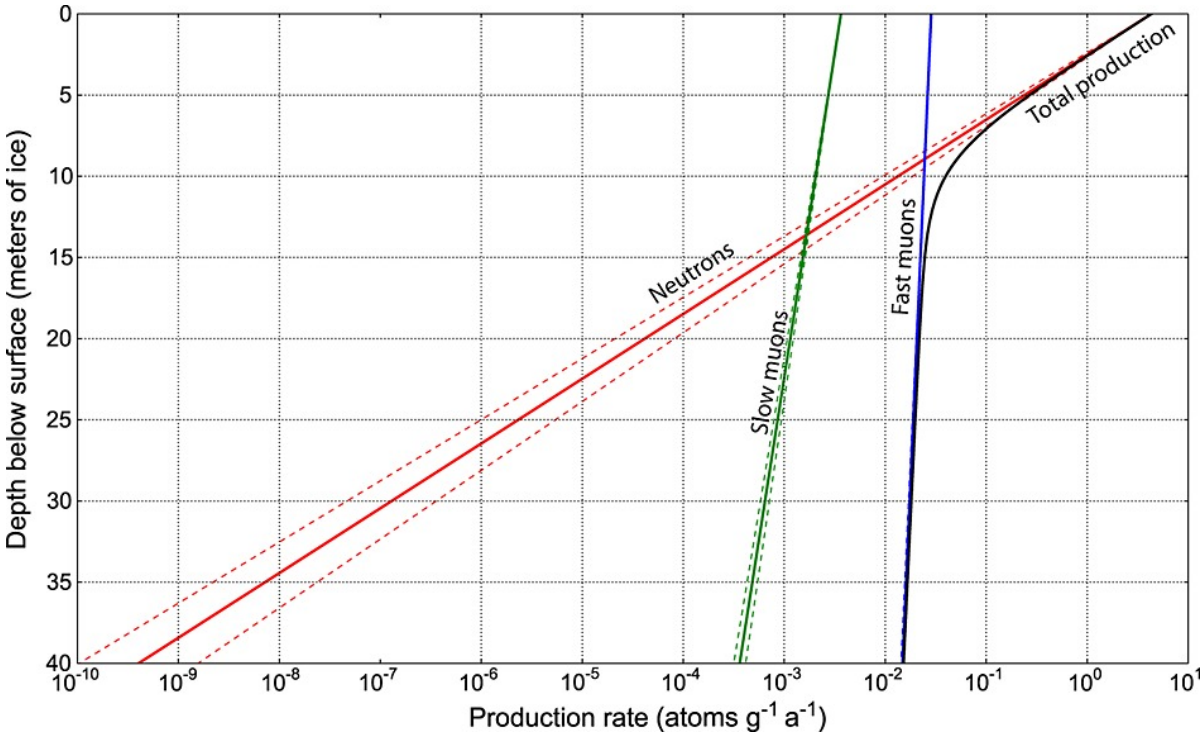


Figure 6-1: ^{10}Be production rate under ice at sea level and 45° latitude for loosely compacted ice (ρ = 815 kg m^{-3}, upper dashed line), well-compacted ice (ρ = 916.7 kg m^{-3}, lower dashed line) and a mean value (ρ = 865.85 kg m^{-3}, solid line). P_n = 4.33± 0.21 atom g^{-1} a^{-1}, Λ_n = 150 g cm^{-2}, Λ_{μ^s} = 1500 g cm^{-2}, Λ_{μ^f} = 5300 gcm^{-2}.

15 m of ice are sufficient to drastically reduce the ^{10}Be production rate (Figure 6-1) *(Guillon et al., 2015)*.

However, the muonic production of ^{10}Be may produce detectable amount of ^{10}Be below glaciers. This was shown by a recent ^{10}Be measurement of sediments exiting the Bossons glacier that have a low but non-negligible ^{10}Be concentration: (2.53 ± 0.88) × 10^3 atoms g^{-1} *(Guillon et al., 2015)*. We thus also tested this value as a second end-member.

Accounting for these two assumptions, the fundamental idea behind the mass conservation approach is that the sediments originating from the glaciers have either a null (end-member 1) or low ^{10}Be concentration (end-member 2) that dilutes the ^{10}Be signal originating from the fluvial domain and thus artificially enhance denudation rates.

2.2.2. Selection and homogenization of ^{10}Be data

We used the OCTOPUS database *(Codilean et al., 2018b)* to retrieve ^{10}Be data and corresponding basins from mountainous areas of Europe (n= 330) (Alps, Pyrenees and Corsica) (Figure 6-2). We then used the GLIMS database which provides a worldwide inventory of glaciers *(Raup et al., 2007)* to characterize the basins according to glaciers presence, resulting in 114 basins being partially glaciated and 216 basins being ice free. We

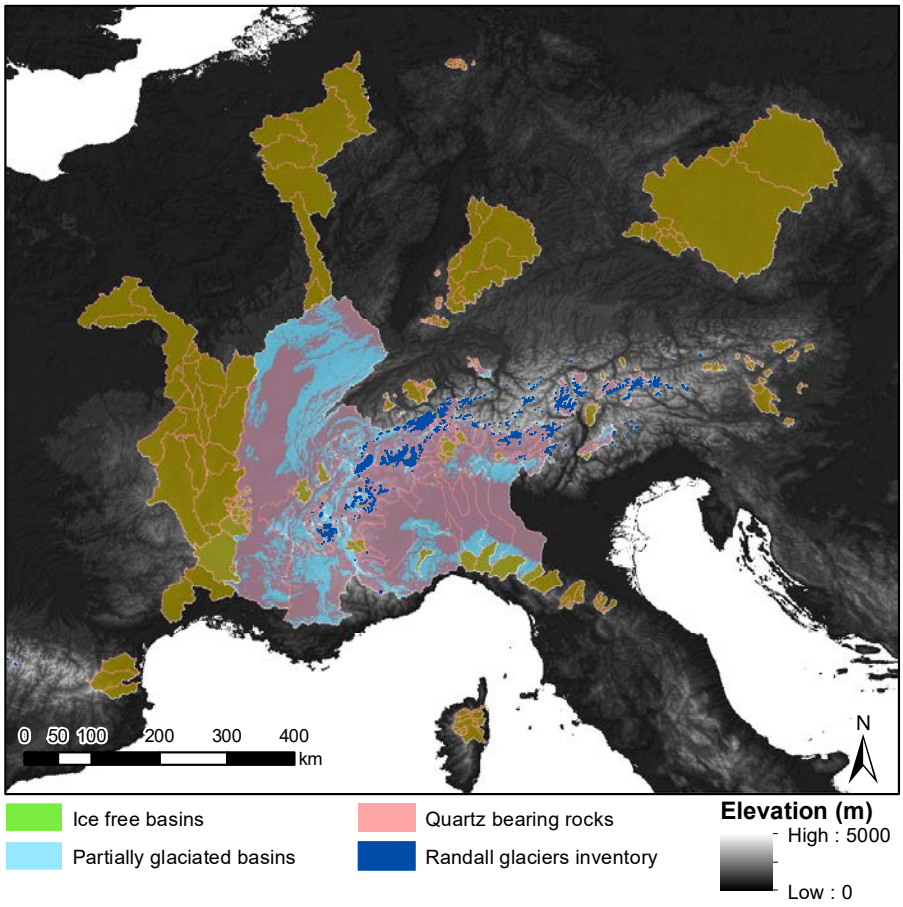


Figure 6-2: Map of the basins used in this study *(Andersen et al., 2004)*. The green basins are completely ice-free, the pale blue basins are partially glaciated. The red overlay denotes quartz-bearing rocks *(Bonneau, 2014; Bonneau et al., 2014; Jorry et al., 2011)*. Present day glaciers are represented in dark blue *(Codilean et al., 2018b)*.

used the global lithological map database GLiM *(Hartmann and Moosdorf, 2012)* to select all quartz bearing rocks within the selected basins. We also used the SRTM DEM (resolution of 90m at the equator) to complement these data. We then recalculated each basins average cosmogenic production using the STRM DEM and the Basinga toolbox *(Charreau et al., 2019)* which accounts for lithological correction, paleomagnetic correction and a null cosmogenic production under the glaciers in the case of partially glaciated basins. Corresponding denudation rates have been computed using the ^{10}Be concentration provided by the OCTOPUS database, which normalize ^{10}Be ratios measurements across different standardizations.

2.2.3. Application of the mass conservation approach to estimate glacial denudation rates

The use of the mass conservation approach consider that the ^{10}Be concentrations measured in the sediments in partially glaciated catchments result from a mixture of sediments originating from the glaciated areas with those from the non-glaciated fluvial areas, such as:

$$C_{sed} = \frac{C_F \times F_F + C_G \times F_G}{F_F + F_G} \quad (1)$$

where C_{sed} is the measured ^{10}Be concentration in the sediments taken from the OCTOPUS database *(Codilean et al., 2018b)*, C_F and C_G are the ^{10}Be concentrations originating from non-glaciated river domains and glaciated areas, respectively, and F_F and F_G are the sediment fluxes from non-glaciated domains and glaciated areas, respectively. Sediments flux is calculated as:

$$F = A \times \varepsilon \quad (2)$$

where A is the quartz-bearing surface area in each domain (i.e., A_F and A_G) as determined from the lithological map database GLiM *(Hartmann and Moosdorf, 2012)* and the GLIMS glaciers database *(Raup et al., 2007)*. ε is the denudation rate in each domain (ε_F and ε_G). Thus, we obtain:

$$C_{sed} = \frac{C_F \times A_F \times \varepsilon_F + C_G \times A_G \times \varepsilon_G}{A_F \times \varepsilon_F + A_G \times \varepsilon_G} \quad (3)$$

Solving equation (3) for ε_G requires knowing A_F and A_G (which are calculated using GIS software and are considered to have 10% uncertainties), as well as ε_F, C_F and C_G.

ε_F is calculated according to the average slope of the quartz bearing rocks in the fluvial domain of the watershed. Here we used the re-calculated denudation rates of non-glaciated catchments (n = 216) as well as the re-calculated average slope of the quartz bearing rocks of the A_F domain. We found that the data was best explained by an exponential relationship between the average catchment slope and the average denudation rate (Figure 6-3).

$$\varepsilon_F = 0.029 \times \exp^{(0.072 \times \text{slope})} \quad (4)$$

This is of similar form that the relation found by Granger et al., (*1996*) and Milliman and Syvitski (*1992*). To account for the dispersion of values, we considered a 50% uncertainty on

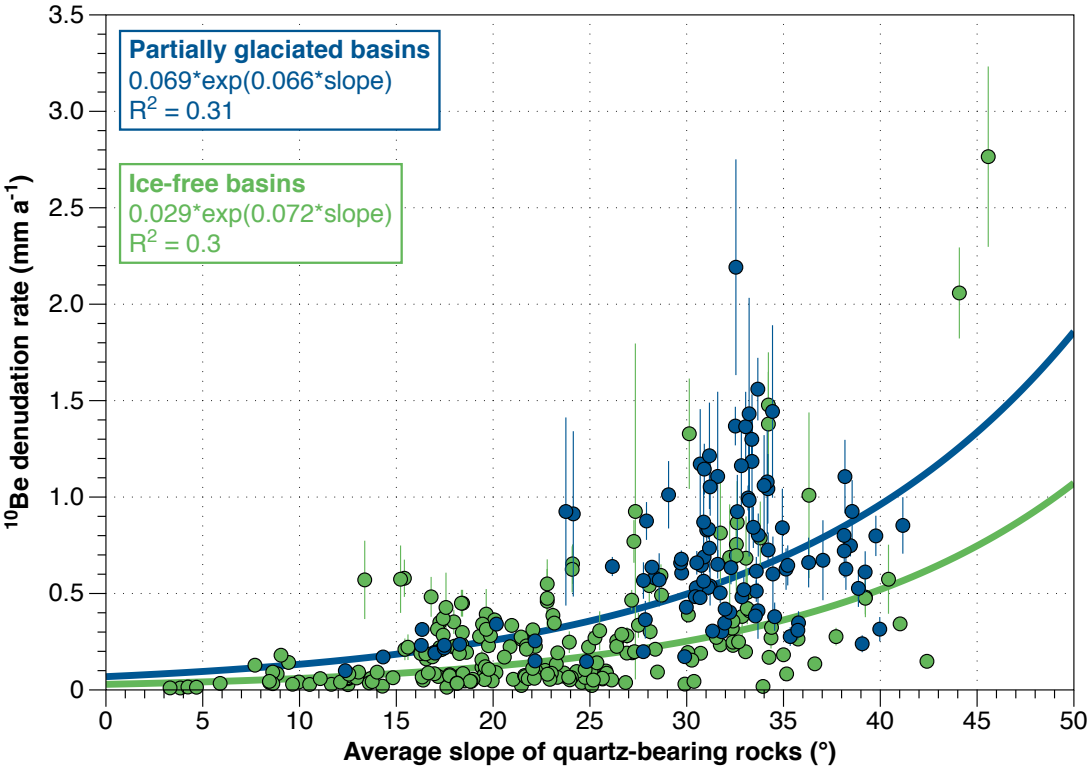


Figure 6-3: ^{10}Be denudation rates of the fluvial basins (ice-free, in green) and of the partially glaciated basins (in blue) as a function of the average slope of the quartz-bearing rocks.

this relation. The uncertainty value should only be considered as a first arbitrary approximation. A more careful review of the parameters controlling the denudation in the fluvial domain in the future is necessary in order to provide a more accurate value.

C_F is then deduced from ε_F using the equation from Brown et al., (*1995*); Granger et al., (*1996*) and Lal, (*1991*) and also carries a 50% uncertainty:

$$\varepsilon_F = \sum_{i,x} \frac{\overline{P}_{iF} \times \Lambda_i}{\rho \times C_F} \tag{5}$$

where i refers to the different ^{10}Be production pathways and associated particles (n for neutron, μs for slow muons and μf for fast muons), $\overline{P_{iF}}$ are the spallogenic and muogenic production rates calculated by the Basinga toolbox on exclusively quartz bearing rocks of the fluvial domain using the Lal-Stone scaling model (*Stone, 2000*) as well as sea level high latitude production rates of $P_n = 4.11 \pm 0.19$ atoms g^{-1} a^{1}, $P_{\mu s} = 0.011 \pm 0.001$ atoms g^{-1} a^{-1}, and $P_{\mu f} = 0.039 \pm 0.004$ atoms g^{-1} a^{-1} (global mean derived from the CREp online calculator (*Martin et al., 2017*)) Attenuation length are as follows: $\Lambda_n = 160$ g cm^{-2}, $\Lambda_{\mu s} = 1{,}500$ g cm^{-2}, and $\Lambda_{\mu f} = 4{,}320$ g cm^{-2} *(Braucher et al., 2011)* and $\rho = 2.7$ g cm^{-3}.

C_G is then either considered to be null (end-member 1) or have a fixed value of 2.53×10^4 at g^{-1} *(Guillon et al., 2015)* (end-member 2).

ε_G is then calculated by combining equation (3) and (5) which gives for the end-member 1:

$$\varepsilon_{G1} = \frac{\varepsilon_F \times A_F \times \left(\left(\sum_{i,x} \frac{\overline{P_i}\ \Lambda_i}{\rho + \varepsilon_F}\right) - C_{sed}\right)}{C_{mix} \times A_G} \quad (6)$$

and for the end-member 2:

$$\varepsilon_{G2} = \frac{\left(\left(\sum_{i,x} \frac{\overline{P_i}\ \Lambda_i}{\rho + \varepsilon_F}\right) \times \varepsilon_F \times A_F\right) - (C_{mix} \times \varepsilon_F \times A_F)}{A_G \times (C_{mix} - C_G)} \quad (7)$$

We applied the mass conservation approach to partially glaciated catchment with at least 5% of the quartz bearing rocks being covered by ice (n = 28). We chose this cut off value because the large uncertainties associated with ε_F (and thus with C_F) induce extremely high uncertainties for ε_G when the ratio $A_G/A_{ALL\ QUARTZ}$ is low (< 5%).

2.3. Results

Re-calculated basins average denudation rates ε_{mix} range from 0.01 ± 0.00 mm a^{-1} to 2.8 ± 0.5 mm a^{-1} for all considered basins. Using geological, paleomagnetic and ice cover correction rectify OCTOPUS data by an average factor of 0.93.

Based on the exponential relation derived from the non-glaciated catchments, the fluvial denudation rates of the selected (n= 28) partially glaciated catchments range from 0.3 ± 0.2 mm a^{-1} to 0.9 ± 0.4 mm a^{-1}. Positive glacial denudation rates ranges from 0.6 ± 1.2 mm a^{-1} to 12 ± 15 mm a^{-1} (mean of 4.3 ± 6.1 mm a^{-1} with a standard deviation of 4.0) using the end-member 1 (Figure 6-4) and from 0.2 ± 1.7 mm a^{-1} to 17± 10 mm a^{-1} (mean of 5.5 ± 6.0 mm a^{-1} with a standard deviation of 5.4) using the end-member 2 (Figure 6-5).

Glacial denudation rates calculated using the end-member 1 are in average slightly less high than the glacial denudation rates calculated using the end-member 2 (Figure 6-5). There are 3 basins for which the calculated glacial denudation rates are negative (values ranging from -3.5 ± 4.1 mm a^{-1} to -0.7 ± 4.4 mm a^{-1}).

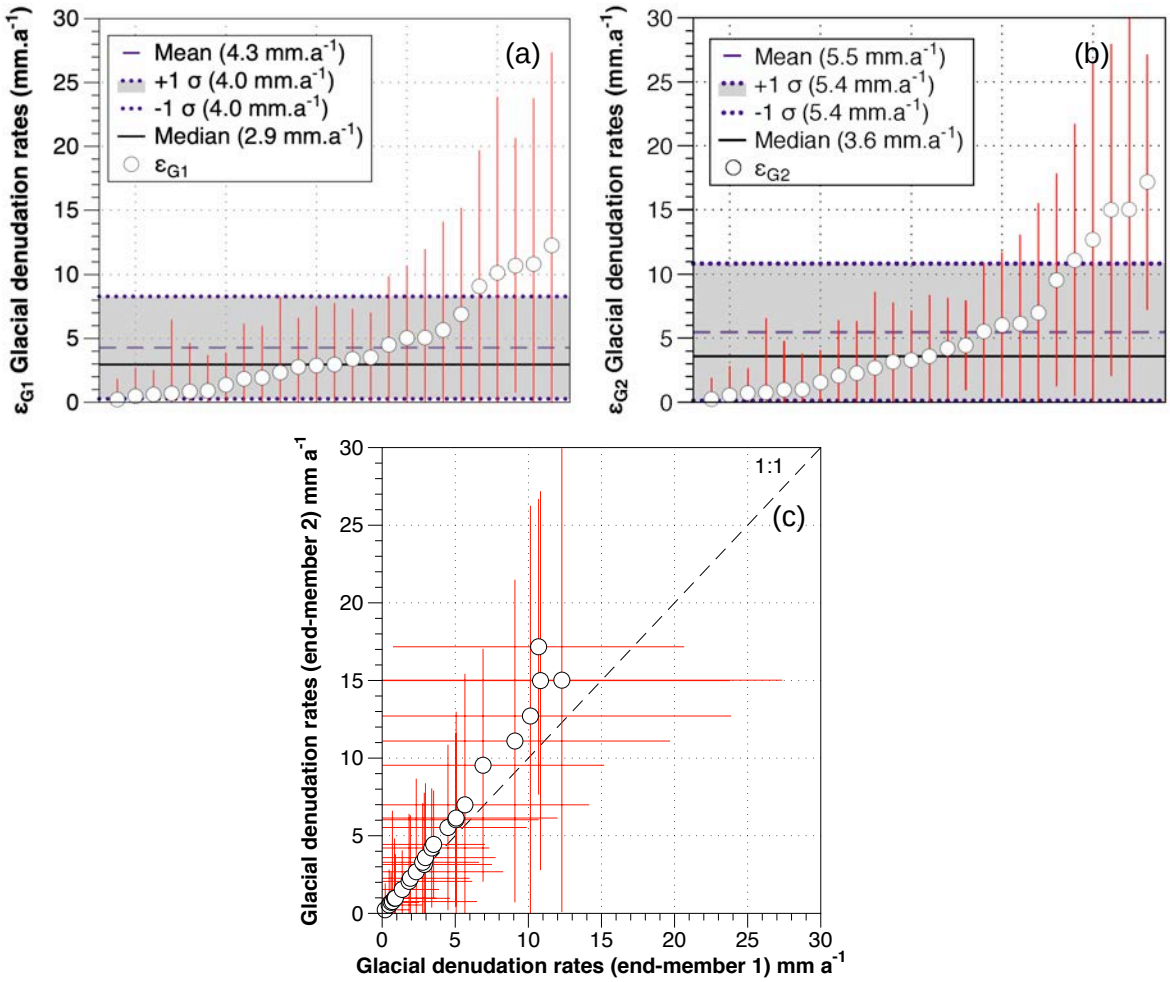


Figure 6-5: (a): Glacial denudation rates using a null ^{10}Be concentration for glacial sediments (ε_{G1} end-member 1). (b): Glacial denudation rates using a low ^{10}Be concentration (2.53×10^4 at g^{-1}, ε_{G2} end-member 2).

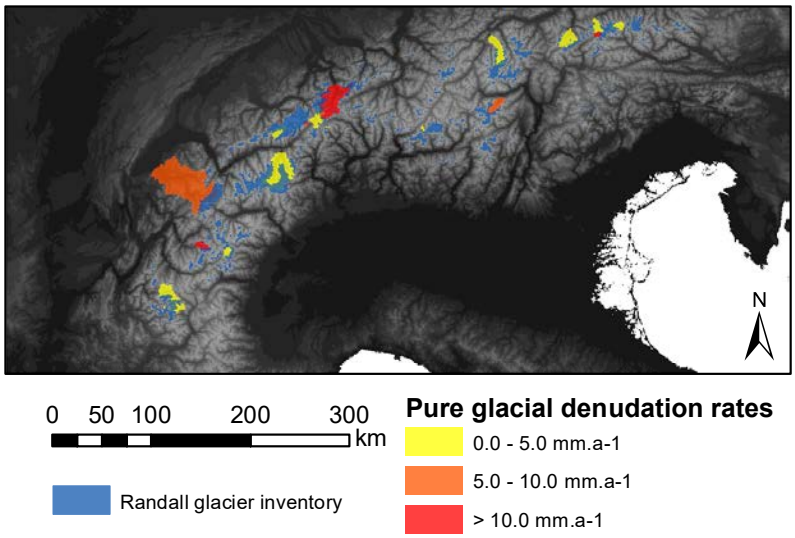


Figure 6-4: Map of the 28 selected basins. The colors (yellow-orange-red) represent the calculated glacial denudation rate of each catchment. Note that glacial surfaces are represented in blue. However for readability purpose, we colored the whole basins according to its pure glacial denudation rate.

2.4. Discussion

The simple mass balance model used here gives us a first order appreciation of the glacial denudation across the Alps. First, we address the negative glacial denudation rates values. Negative glacial denudation rates are due to the incorrect hypothesis of dilution by glacial sediment, meaning that the theoretical denudation rates from the fluvial domain calculated with the exponential function is higher that the measured denudation rate from the ^{10}Be concentration. This can be due to either the exponential function not being suited to the morphological parameters of the basin or the release into the sedimentary system of highly concentrated ^{10}Be sediments (such as stored moraines). Such sediments could be thin moraines (<10m) from the Last Glacial Maximum (19.5 - 26 ka *(Clark et al., 2009)*) which have been remobilized. This would enhance the measured ^{10}Be concentration and thus artificially lower the denudation rates. While it is not possible here to decipher one cause from the other, we note that this only affects 3 basins out of 28.

Second, we address positive glacial denudation rates. These rates are in average higher than these proposed by Hallet et al., (*1996*) for temperate glacier in the Swiss Alps (1 mm a^{-1}) but are still comparable within the uncertainties. The range of positive glacial denudation computed here are of similar amplitude than these reported in the compilation by Delmas et al., (*2009*) which regroup for different methodologies for estimating glacial denudation rates.

Third, we address the potential control of the percentage of ice-covered quartz on the glacial denudation rate. As stated above, the mass conservation approach was only applied to basin with at least 5% of ice-covered quartz because of the high uncertainties on the glacial denudation for basin with less than 5% of ice-covered quartz (Figure 6-6).

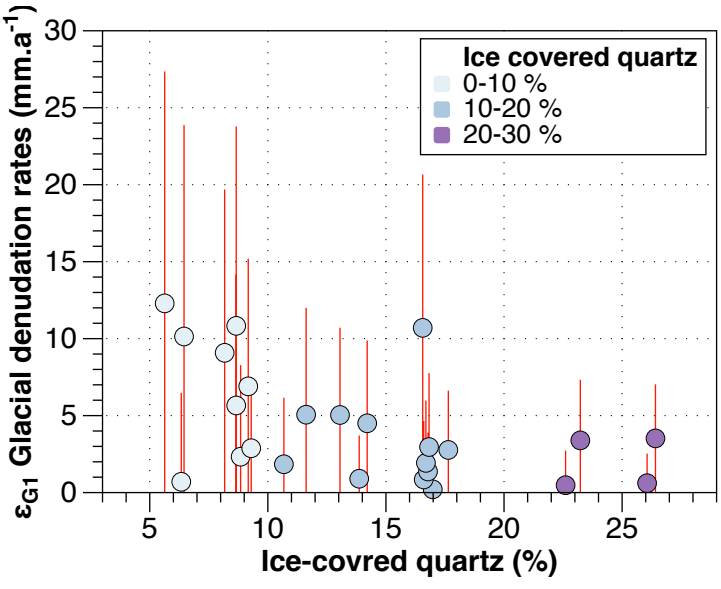


Figure 6-6: Impact of the percentage of ice-covered quartz on the glacial denudation rates.

This mass conservation approach is based on the premise that the glacial sediments flux originating from A_G dilutes the ^{10}Be concentration of the fluvial sediments (C_F) originating from A_F. The large uncertainty of C_F (50%) means that the glacial sediment flux ($F_G = E_G * A_G$) must accommodate a large range of values. When A_G is small compared to A_F, E_G will be the parameter that accommodates the high variability of the glacial sediment flux. Therefore, the low values of ice-covered quartz (for example the 5-10 % range of the Figure 6-6) are characterized both by high E_G values (maximum of 12 ± 15 mm a^{-1}) and by large uncertainties (mean of uncertainties > 200%). This potential control of the ice cover on the glacial denudation rates can be address by refining E_G and C_F and thus lowering their uncertainties.

In the literature, glacial denudation rates are often correlated with ice sliding velocity (*Egholm et al., 2009; Hallet et al., 1996; Herman et al., 2011, 2015; Humphrey and Raymond, 1994*) as well as climate (*Koppes et al., 2015*), thermal base regime *(Bennett and Glasser, 1997; Thomson et al., 2010)* and glacier's retreat rates *(Koppes and Hallet, 2006)*. Here we look at morphometric parameters (mean slope, mean altitude and quartz surface are under the ice), and climatic parameters (mean annual temperature, yearly precipitations and mean solar

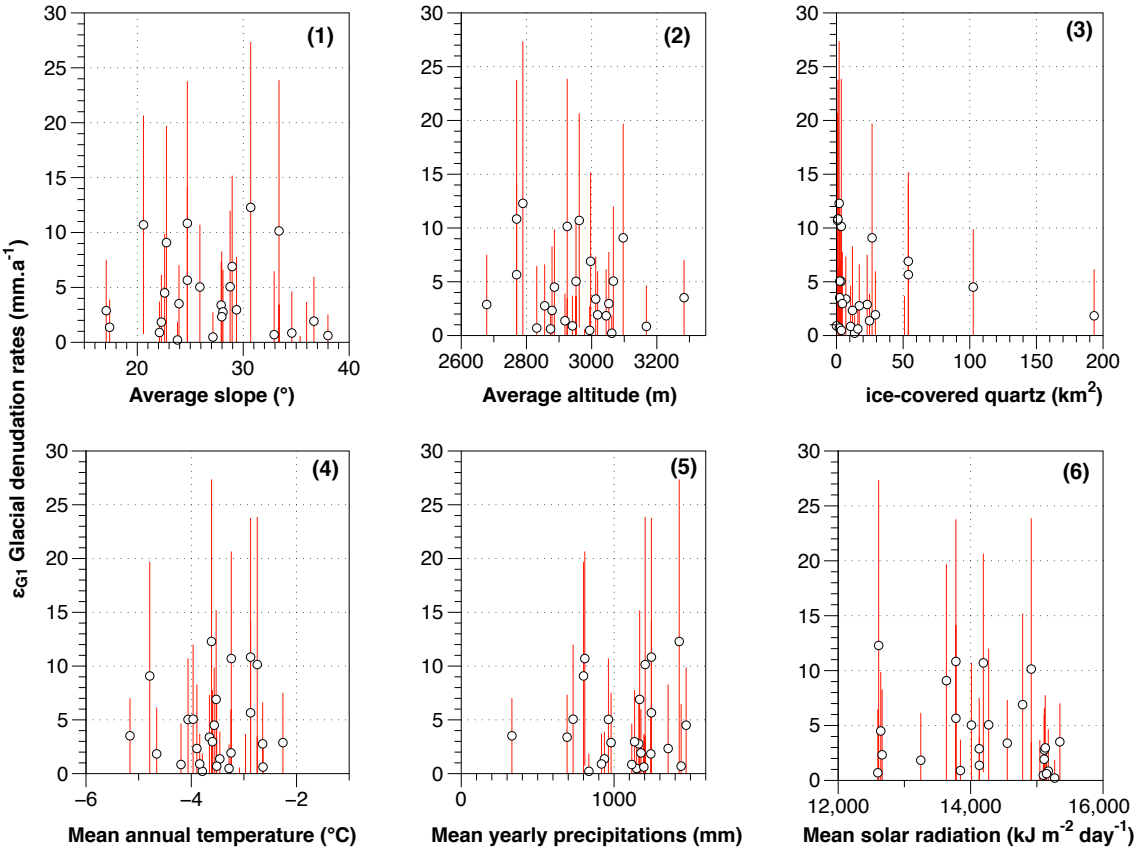


Figure 6-7: Glacial denudation rates as a function of glacier morphometric and climatic parameters. (1) average slope, derived from 90m DEM. (2) average elevation, derived from 90m DEM. (3)

radiation). Morphometric parameters are derived from the SRTM DEM (90 m resolution) and calculated on the entire glacier' surface. Climactic parameters are derived from the Wolrd Clim Version 2 database *(Fick and Hijmans, 2017)* which provides average data for 1970-2000 at 1 km resolution and calculated on the entire glacier' surface (Figure 6-7). The results presented here are accounting for a null ^{10}Be concentration exiting glaciers (end-member 1) and it is worth noting that using a low ^{10}Be concentration for glacial sediments (end-member 2) does not change data interpretation.

We cannot identify either a morphometric or climatic parameter that would control the glacial denudation rates calculated with the mass conservation approach. However, it is worth noting that glacial denudation rates have mostly been correlated with the ice sliding velocity *(Egholm et al., 2009; Hallet et al., 1996; Herman et al., 2011, 2015; Humphrey and Raymond, 1994)* which could explain the absence of correlation with the presented parameters. In the future, remote sensing analysis of the studied glaciers velocity could provide some useful insight on glaciers dynamics.

2.5. Conclusion

Constraining glacial denudation rates is crucial to improve our understanding of mountain ranges evolution. Here we used a mass conservation model and re-calculated published ^{10}Be denudation rates data to estimate glacial denudation rates for 28 basins across the Alps. Resulting positive glacial denudation rates range from 0.2 ± 1.7 mm a^{-1} to 17 ± 10 mm a^{-1}.

		Input paramters								Morphometric and climatic galcier characteristics					$C_G = 0$				$C_G = 2.53 \times 10^4$ at gr^{-1} (*Guillon et al., 2015*)			
Author	**Basin**	**Surface covered by glaciers (km^2)**	**Surface of fluvial domain (km^2)**	**% ice covered quartz**	**Fluvial slope (°)**	**E_R (mm/a)**	**Neutronic production rate**	**Slow muon production rate**	**Fast muons production rate**	**slope mean**	**Altitude mean)**	**Average yearly temp mean**	**Sum yearly precip mean**	**Average daily solar_ad mean)**	**E_G (mm/a)**	**1s E_G (mm/a)**	**E_{MIX} (mm/a)**	**1s E_{MIX} (mm/a)**	**E_G (mm/a)**	**1s E_G (mm/a)**	**E_{MIX} (mm/a)**	**1s E_{MIX} (mm/a)**
Norton	ND	32.9	2	5.6	29.00	0.50	27.07	0.030	0.059	30.7	2789	-3.6	1426	12611	12.29	15.07	1.16	0.89	15.02	14.93	1.32	0.39
Wittmann	Chietalbach	122.8	24.8	16.8	28.70	0.49	25.68	0.029	0.059	17.4	2918	-3.5	937	14132	1.37	2.52	0.57	0.46	1.54	2.52	0.60	0.67
Wittmann	Furkareuss	23.3	3.5	13.1	25.70	0.41	25.31	0.029	0.058	25.9	2952	-4.1	963	14012	5.04	5.67	1.01	0.77	6.03	5.59	1.14	0.25
Glotzbach	Ruisseau le Remous	51.9	3.6	6.5	25.61	0.41	28.27	0.031	0.060	33.4	2925	-2.7	1204	14916	10.14	13.73	1.18	0.93	12.71	13.54	1.35	0.45
Glotzbach	Torrent le Doron de Champagny	49.5	3.6	6.7	31.19	0.57	24.95	0.029	0.058	33.4	2925	-2.7	1204	14916	-1.88	5.31	0.41	0.46	-2.02	5.95	0.40	0.13
Glotzbach	L Arc	66.5	13.6	17.0	31.49	0.58	24.45	0.029	0.058	23.8	3062	-3.8	835	15269	0.21	1.64	0.37	0.33	0.23	1.70	0.37	0.17
Grischott	Fedoz Riv.	13.8	2.2	13.9	25.11	0.40	31.69	0.033	0.063	22.1	2941	-3.8	918	13846	0.90	2.81	0.53	0.44	0.98	2.83	0.55	0.18
Norton	ND	103.4	7	6.3	28.12	0.47	28.88	0.031	0.061	32.9	2832	-3.5	1439	12598	0.70	5.78	0.50	0.44	0.76	5.85	0.51	0.98
Wittmann	Lonza	76.1	23	23.2	31.75	0.59	33.21	0.034	0.063	27.9	3012	-3.7	693	14554	3.39	3.94	1.24	0.95	4.21	3.84	1.43	0.95
Wittmann	Maggia	7.8	0.8	9.3	21.98	0.33	29.38	0.032	0.061	17.1	2678	-2.3	980	14130	2.88	4.63	0.57	0.46	3.15	4.62	0.59	0.04
Norton	Upper Rhone	11.8	2.4	16.6	29.39	0.51	27.93	0.030	0.060	20.6	2962	-3.2	808	14192	10.70	9.96	2.20	1.68	17.17	9.52	3.27	0.23
Wittmann	Secchia Riv.	538.6	193.3	26.4	28.20	0.48	33.76	0.034	0.064	23.9	3283	-5.2	331	15347	3.52	3.51	1.28	0.95	4.44	3.47	1.52	14.90
Norton	ND	223.6	26.7	10.7	28.74	0.49	26.61	0.029	0.059	22.3	3045	-4.7	1241	13247	1.84	4.32	0.64	0.51	2.06	4.35	0.66	2.13
Norton	ND	145.7	13	8.2	27.90	0.47	28.10	0.030	0.060	22.8	3097	-4.8	800	13634	9.08	10.61	1.17	0.90	11.10	10.39	1.34	1.25
Delunel	Romanche	655.3	51	7.2	33.06	0.63	22.77	0.028	0.057	35.4	2978	-3.1	1196	15053	-3.29	3.87	0.35	0.42	-3.52	4.11	0.33	3.31
Delunel	Veneon	247.7	29.2	10.6	36.38	0.77	27.05	0.030	0.060	36.0	2952	-3.0	1195	15045	-0.68	4.36	0.61	0.58	-0.75	4.51	0.61	2.13
Delunel	Romanche	85.4	17.1	16.7	35.45	0.73	30.13	0.032	0.061	36.7	3018	-3.2	1176	15111	1.93	4.05	0.93	0.74	2.26	4.06	0.98	1.12
Delunel	Tabuc	17	3.7	17.6	30.07	0.53	28.42	0.031	0.061	28.1	2856	-2.6	1162	15114	2.77	3.85	0.93	0.72	3.29	3.81	1.02	0.18
Delunel	Saint Pierre	36.3	10.6	22.6	36.00	0.75	31.48	0.033	0.063	27.1	2994	-3.3	1148	15098	0.48	2.25	0.69	0.59	0.54	2.28	0.70	0.36
Delunel	Celse Niere	22	4.4	16.6	38.38	0.86	32.36	0.033	0.063	34.6	3168	-4.2	1116	15173	0.85	3.80	0.86	0.73	0.97	3.85	0.88	0.27
Delunel	Gyr	79	16	16.8	35.67	0.73	30.68	0.032	0.062	29.4	3053	-3.6	1134	15127	2.96	4.80	1.11	0.87	3.59	4.79	1.22	1.25
Delunel	Etages	7.2	2.5	26.1	34.92	0.70	28.38	0.030	0.060	38.0	2874	-2.6	1195	15146	0.61	1.92	0.68	0.57	0.71	1.93	0.70	0.25
Norton	Upper Rhone	8	1.1	11.6	30.89	0.56	27.88	0.030	0.060	28.8	3067	-4.0	732	14272	5.06	6.94	1.08	0.85	6.14	6.85	1.21	0.07
Wittmann	Reuss	568.3	53.9	8.7	30.39	0.54	22.31	0.027	0.056	24.7	2770	-2.9	1244	13777	10.83	12.95	1.43	1.15	14.99	12.20	1.79	4.68

Conclusions

1. Rappel des objectifs de la thèse

L'objectif de cette thèse était d'apporter de nouvelles contraintes sur l'impact des variations climatiques passées sur les taux de dénudation. Cette question est largement débattue dans la communauté des sciences de la Terre depuis 20 à 30 ans *(Herman and Champagnac, 2016; Norton and Schlunegger, 2017; Willenbring and Jerolmack, 2016)*. Pour cela, nous avons étudié le système sédimentaire du Var (Alpes Maritimes) en raison de sa réactivité aux changements de conditions climatiques *(Petit et al., 2017; Rolland et al., 2017; Saillard et al., 2014)*, de l'efficacité du transfert sédimentaire et de la haute résolution temporelle de ses archives turbiditiques *(Bonneau et al., 2014, 2017; Jorry et al., 2011; Mulder et al., 1998; Savoye et al., 1993)*.

Afin de réaliser ces objectifs nous avons choisi de quantifier les taux de dénudation passés (0-75 ka) et actuels à l'aide de la concentration en isotopes cosmogéniques in situ (^{10}Be) dans les quartz des sédiments fins (50-250 µm) actuels et passés du Var.

2. Synthèse des résultats

La première étude présentée dans cette thèse a été consacrée à l'étude des sédiments actuels du bassin du Var et est présentée sous forme d'un article publié en 2019 dans *Earth Surface Dynamics*. En premier lieu, l'adaptation du protocole chimique du ^{10}Be aux sables fins a permis de mesurer des concentrations ^{10}Be pour la première fois dans des sédiments de taille 50-100 µm. Le bassin versant du Var a été échantillonné à plusieurs endroits et deux fractions granulométriques ont été analysées afin de contraindre l'évolution du signal ^{10}Be à travers le bassin. Plusieurs problématiques clés pour l'interprétation des concentrations de ^{10}Be ont été abordées : (1) l'influence de la granulométrie sur la concentration en ^{10}Be des sédiments, (2) l'efficacité du mélange sédimentaire par le réseau hydrographique, (3) la variabilité temporelle

de la concentration des sédiments en ^{10}Be et (4) les principaux facteurs de contrôle des taux de dénudation. Cette étude a permis ainsi de démontrer que la concentration en ^{10}Be des sédiments exportés par le Var était indépendante de la taille des grains. Elle atteste également de l'efficacité du mélange sédimentaire et la stabilité annuelle des concentrations en ^{10}Be mesurées à l'embouchure. De plus cette étude a permis de déterminer que les taux de dénudation du Var actuels sont contrôlés, au premier ordre, par la pente. Le taux dénudation actuel moyenné sur l'ensemble du bassin versant est de 0.24 ± 0.04 mm a^{-1} *(Mariotti et al., 2019)*.

La deuxième étude présentée dans cette thèse s'intéresse cette fois aux sédiments anciens du Var, prélevés par des carottages de l'IFREMER *(Lefort, 2008)* sur la Ride Sédimentaire du Var. Cette étude est également présentée sous forme d'un article en review à *Nature Geoscience*. Au total, afin de déterminer les paléo-taux de dénudation, la concentration en ^{10}Be in situ sur quartz a été analysée dans 26 échantillons répartis sur deux carottes. 19 autres échantillons ont été utilisés pour tracer la variation temporelle des sources sédimentaires par les isotopes du néodyme. Cette étude a permis un suivi haute résolution des taux de dénudation sur les derniers 75 ka et a mis en évidence une relation non-linéaire entre le climat et les taux de dénudation. En effet, entre 75 et 29 ka, le climat est froid, caractéristique d'une période glaciaire et est soumis à des fluctuations climatiques de haute fréquence : les cycles de Dansgaard–Oeschger (1 - 2 ka). Malgré un climat instable, les taux de dénudation mesurés sur cette période restent relativement stables et comparables à l'actuel (taux de dénudation moyens sur cette période : 0.32 ± 0.03 mm a^{-1} ou 0.25 ± 0.02 mm a^{-1} suivant le modèle utilisé). Le traçage des sources sédimentaires ne montre par ailleurs pas de changement de sources pendant cette période. Ces deux traceurs pointent donc vers une dynamique de dénudation stable pour la période 75 - 29 ka. A l'inverse, pendant le Dernier Maximum Glaciaire (26.5 - 19 ka) les concentrations en ^{10}Be diminuent d'un facteur ~2 en moyenne par rapport a l'actuel, ce qui traduit une perturbation du système sédimentaire. Cette perturbation est par ailleurs synchrone de la période climatique la plus froide des derniers 75 ka, caractérisée par l'avancée maximale des glaciers dans le Var. Nous relions cette la baisse des concentrations en ^{10}Be pendant cette période à une augmentation de la dénudation glaciaire, alors que la dénudation fluviale est probablement restée constante. Pour estimer la contribution de la dénudation glaciaire, un modèle de mélange sédimentaire à été utilisé ; il a permis de déterminer un taux d'érosion glaciaire pur pour la période 75 - 29 ka (0.25 ± 0.13 mm a^{-1}) et la période 26.5 - 19 ka (0.96 ± 0.36 mm a^{-1}). Cette augmentation d'un facteur ~4 a été interprétée comme la conséquence combinée de deux phénomènes : (1) l'avancée des glaciers dans des zones anciennement non englacés -donc en déséquilibre topographique avec le glacier- et étroites, ce qui a augmenté la vitesse d'écoulement de la glace et par conséquence

l'érosion glaciaire *(Herman et al., 2015)* et (2) par la reprise du matériel morainique produit pendant les stades isotopiques 3 et 4, plus pauvre en ^{10}Be. Cette réponse non-linéaire entre les variations climatiques et les taux de dénudation dans le bassin du Var souligne un effet de seuil induit par la dynamique glaciaire. Cependant, cette dynamique étant contrôlée en partie par l'hypsométrie du bassin versant, les impacts climatiques sur la dénudation dans les régions glaciaires peuvent être temporellement et spatialement variables.

La troisième étude présentée dans cette thèse reprend le modèle de mélange de sédiments utilisé dans le deuxième article et l'applique à une échelle plus grande, celle des Alpes. L'objectif est de contraindre l'érosion glaciaire, qui est encore mal connue. Cette étude repose sur une méthode relativement simple qui fait l'hypothèse que les flux sédimentaires totaux sont un mélange d'une composante fluviale avec une composante glaciaire sans ^{10}Be *(Godard et al., 2012)*. Le but de cette approche est de réaliser une estimation au premier ordre des taux d'érosion glaciaire alpins, en réalisant une analyse exhaustive de toutes les données ^{10}Be publiées et recensées dans les Alpes par la base de données OCTOPUS *(Codilean et al., 2018a)*. Les taux d'érosion glaciaire purs déduit sont très variables (de 0.2 ± 1.7 mm a^{-1} à 17 ± 10 mm a^{-1}). Ce travail, encore préliminaire, sera complété dans les prochaines semaines par une meilleure évaluation des paramètres utilisés dans le modèle, afin de réduire les incertitudes et de préciser la dynamique érosive actuelle des glaciers.

3. Conclusion majeures

Mon travail de thèse a produit les résultats suivants :

- Les sédiments fins (50-100 μm) sont, au même titre que la fraction « standard » 100-250 µm, capables de tracer les taux de dénudation via le ^{10}Be avec fiabilité, que ce soit dans le bassin actuel du Var, ou dans les archives turbiditiques profondes.
- Les enregistrements marins dans des systèmes turbitiques réactifs peuvent être utilisés dans les études de paléo taux de dénudation. Ils ont par ailleurs l'avantage de connaître un enfouissement rapide et pas de re-exposition au rayonnement cosmique après dépôt.
- L'étude haute résolution des archives sédimentaires du Var des derniers 75 ka a permis de montrer que l'impact des variations climatiques sur la dénudation est vraisemblablement non-linéaire et dépendant de la fréquence de la perturbation.
- La réponse absolue de l'érosion glaciaire aux fluctuations climatiques peut être très forte (augmentation de ~ 1 mm a-1) mais est spatialement et temporellement dépendante de l'hypsométrie du bassin.

4. Perspectives

Dans le cadre de futurs travaux de recherches, plusieurs perspectives sont possibles.

Dans le cas de systèmes sédimentaires tamponnés il serait judicieux de coupler deux isotopes cosmogéniques ($^{10}Be/^{26}Al$ ou $^{10}Be/^{14}C$) afin de contraindre le temps de transfert des sédiments, ainsi que le taux de dénudation. Cette information pourrait permettre de mieux comprendre le comportement des grands systèmes sédimentaires sur plusieurs périodes climatiques.

Afin de déconvoluer le signal de dénudation glaciaire et le signal de dénudation fluvial, l'étude d'autres systèmes avec des conditions d'englacement passées différentes de celle du Var pourrait apporter des informations sur la sensibilité des différentes domaines fluvial et glaciaire aux variations climatiques.

Plus généralement, l'utilisation des enregistrements turbititiques dans d'autres contextes climatiques pourra apporter de nouveaux jeux de données complémentaires pour mieux comprendre sur l'influence du climat sur les taux de dénudation. A ce titre, des chantiers utiles seront les zones tropicales non englacées.

Références

Références

A

Aalto, R., Dunne, T. and Guyot, J. L.: **Geomorphic Controls on Andean Denudation Rates**, J. Geol., 114(1), 85–99, doi:10.1086/498101, 2006.

Acosta, V. T., Schildgen, T. F., Clarke, B. A., Scherler, D., Bookhagen, B., Wittmann, H., von Blanckenburg, F. and Strecker, M. R.: **Effect of vegetation cover on millennial-scale landscape denudation rates in East Africa**, Lithosphere, 7(4), 408–420, doi:10.1130/L402.1, 2015.

Ahnert, F.: **Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins**, Am. J. Sci., 268(3), 243–263, doi:10.2475/ajs.268.3.243, 1970.

Allen, P. A.: **Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems**, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 296(1), 7–28, doi:10.1144/SP296.2, 2008.

Allen, P. A.: **Sediment Routing Systems**, Cambridge University Press, Cambridge., 2017.

Alley, R. B.: **Palaeoclimatology: Icing the North Atlantic**, Nature, 392(6674), 335–337, doi:10.1038/32781, 1998.

Andersen, K. K., Azuma, N., Barnola, J. M., Bigler, M., Biscaye, P., Caillon, N., Chappellaz, J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Flückiger, J., Fritzsche, D., Fujii, Y., Goto-Azuma, K., Grønvold, K., Gundestrup, N. S., Hansson, M., Huber, C., Hvidberg, C. S., Johnsen, S. J., Jonsell, U., Jouzel, J., Kipfstuhl, S., Landais, A., Leuenberger, M., Lorrain, R., Masson-Delmotte, V., Miller, H., Motoyama, H., Narita, H., Popp, T., Rasmussen, S. O., Raynaud, D., Rothlisberger, R., Ruth, U., Samyn, D., Schwander, J., Shoji, H., Siggard-Andersen, M. L., Steffensen, J. P., Stocker, T., Sveinbjörnsdóttir, Á. E., Svensson, A., Takata, M., Tison, J. L., Thorsteinsson, T.,

Watanabe, O., Wilhelms, F. and White, J.: **High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period**, Nature, 431(7005), 147–151, doi:10.1038/nature02805, 2004.

Anthony, D. M. and Granger, D. E.: **A new chronology for the age of Appalachian erosional surfaces determined by cosmogenic nuclides in cave sediments**, Earth Surf. Process. Landforms, 32(6), 874–887, doi:10.1002/esp.1446, 2007.

B

Balco, G. and Stone, J. O. H.: **Measuring middle Pleistocene erosion rates with cosmic-ray-produced nuclides in buried alluvial sediment, Fisher Valley, southeastern Utah**, Earth Surf. Process. Landforms, 30(8), 1051–1067, doi:10.1002/esp.1262, 2005.

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

Ballantyne, C. K.: **A general model of paraglacial landscape response**, The Holocene, 12(3), 371–376, doi:10.1191/0959683602hl553fa, 2002.

Banerjee, A. and Wani, B. A.: **Exponentially decreasing erosion rates protect the high-elevation crests of the Himalaya**, Earth Planet. Sci. Lett., 497, 22–28, doi:10.1016/j.epsl.2018.06.001, 2018.

Batchelor, C. L., Margold, M., Krapp, M., Murton, D. K., Dalton, A. S., Gibbard, P. L., Stokes, C. R., Murton, J. B. and Manica, A.: **The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary**, Nat. Commun., 10(1), 3713, doi:10.1038/s41467-019-11601-2, 2019.

Bayon, G., German, C. R., Boella, R. M., Milton, J. A., Taylor, R. N. and Nesbitt, R. W.: **An improved method for extracting marine sediment fractions and its application to Sr and Nd isotopic analysis**, Chem. Geol., 187(3–4), 179–199, doi:10.1016/S0009-2541(01)00416-8, 2002.

Bayon, G., Vigier, N., Burton, K. W., Jean Carignan, A. B., Etoubleau, J. and Chu, N.-C.: **The control of weathering processes on riverine and seawater hafnium isotope ratios**, Geology, 34(6), 433, doi:10.1130/G22130.1, 2006.

Bayon, G., Barrat, J. A., Etoubleau, J., Benoit, M., Bollinger, C. and Révillon, S.: **Determination of Rare Earth Elements, Sc, Y, Zr, Ba, Hf and Th in Geological Samples by ICP-MS after Tm Addition and Alkaline Fusion**, Geostand. Geoanalytical Res., 33(1), 51–62, doi:10.1111/j.1751-908X.2008.00880.x, 2009.

Becker, D., Verheul, J., Zickel, M. and Willmes, C.: **LGM paleoenvironment of Europe - Map**, CRC806-Database, doi:10.5880/SFB806.15., 2015.

Van Der Beek, P. A. and Bourbon, P.: **A quantification of the glacial imprint on relief development in the French western Alps**, Geomorphology, 97(1–2), 52–72, doi:10.1016/j.geomorph.2007.02.038, 2008.

Bekaddour, T., Schlunegger, F., Vogel, H., Delunel, R., Norton, K. P., Akçar, N. and Kubik, P. W.: **Paleo erosion rates and climate shifts recorded by Quaternary cut-and-fill sequences in the Pisco valley, central Peru**, Earth Planet. Sci. Lett., 390, 103–115, doi:10.1016/j.epsl.2013.12.048, 2014.

Bennett, M. R. and Glasser, N. F.: **Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms**, Wiley-Blackwell, 9(03), doi:10.1017/S0954102097230440, 1997.

Berger, A. L.: **Milankovitch Theory and climate**, Rev. Geophys., 26(4), 624–657, doi:10.1029/RG026i004p00624, 1988.

Berner, R. A. and Raiswell, R.: **Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over phanerozoic time: a new theory**, Geochim. Cosmochim. Acta, 47(5), 855–862, doi:10.1016/0016-7037(83)90151-5, 1983.

Di Biase, R. A.: **Short communication: Increasing vertical attenuation length of cosmogenic nuclide production on steep slopes negates topographic shielding corrections for catchment erosion rates**, Earth Surf. Dyn., 6(4), 923–931, doi:10.5194/esurf-6-923-2018, 2018.

Bierman, P. R. and Montgomery, D. R.: **Key Concepts in Geomorphology**, W. H. Freeman; 1 edition., 2014.

Bierman, P. R. and Steig, E. J.: **Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediment**, Earth Surf. Process. Landforms, 21(2), 125–139, doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199602)21:2<125::AID-ESP511>3.0.CO;2-8, 1996.

Bigot-Cormier, F., Poupeau, G. and Sosson, M.: **Denudations differentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) revelees par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons)**, Comptes Rendus l'Academie Sci. - Ser. IIa Sci. la Terre des Planetes, 330(5), 363–370, doi:10.1016/S1251-8050(00)00127-0, 2000.

Bigot-Cormier, F., Braucher, R., Bourlès, D. L., Guglielmi, Y., Dubar, M. and Stephan, J.: **Chronological constraints on processes leading to large active landslides**, Earth Planet. Sci. Lett., 235(1–2), 141–150, doi:10.1016/j.epsl.2005.03.012, 2005.

Bigot, M., Damiani, L., Dellery, B., Durozoy, G., Faure-Muret, A. and Fallot, P.: **Carte géologique de la France à 1/50 000 - Saint Martin - Vésubie - Le Boréon**, BRGM., 1967.

Binnie, S. A., Phillips, W. M., Summerfield, M. A. and Fifiled, K. L.: **Tectonic uplift, threshold hillslopes, and denudation rates in a developing mountain range**, Geology, 35(8), 743, doi:10.1130/G23641A.1, 2007.

von Blanckenburg, F.: **The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment**, Earth Planet. Sci. Lett., 237(3–4), 462–479, doi:10.1016/j.epsl.2005.06.030, 2005.

von Blanckenburg, F., Bouchez, J., Ibarra, D. E. and Maher, K.: **Stable runoff and weathering fluxes into the oceans over Quaternary climate cycles**, Nat. Geosci., 8(7), 538–542, doi:10.1038/ngeo2452, 2015.

Blard, P.-H., Bourlès, D. L., Lavé, J. and Pik, R.: **Applications of ancient cosmic-ray exposures: Theory, techniques and limitations**, Quat. Geochronol., 1(1), 59–73, doi:10.1016/j.quageo.2006.06.003, 2006.

Blard, P.-H., Lavé, J., Pik, R., Wagnon, P. and Bourlès, D. L.: **Persistence of full glacial conditions in the central Pacific until 15,000 years ago**, Nature, 449(7162), 591–594, doi:10.1038/nature06142, 2007.

Blum, M. D. and Törnqvist, T. E.: **Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward**, Sedimentology, 47(SUPPL. 1), 2–48, doi:10.1046/j.1365-3091.2000.00008.x, 2000.

Bond, G. C., Broecker, W., Johnsen, S. J., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. and Bonani, G.: **Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice**, Nature, 365(6442), 143–147, doi:10.1038/365143a0, 1993.

Bond, G. C., Showers, W., Elliot, M., Evans, M., Lotti, R., Hajdas, I., Bonani, G. and Johnsen, S. J.: **The North Atlantic's 1–2 kyr climate rhythm: Relation to Heinrich events, Dansgaard/Oeschger cycles and the Little Ice Age**, in Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales, vol. 112, pp. 35–58., 1999.

Bonneau, L.: **Impact des oscillations climatiques rapides du dernier cycle glaciaire sur l'érosion et les transferts sédimentaires dans le sud des Alpes (SE France)**, Université Pierre et Marie Curie., 2014.

Bonneau, L., Jorry, S. J., Toucanne, S., Silva Jacinto, R. and Emmanuel, L.: **Millennial-Scale Response of a Western Mediterranean River to Late Quaternary Climate Changes: A View from the Deep Sea**, J. Geol., 122(6), 687–703, doi:10.1086/677844, 2014.

Bonneau, L., Toucanne, S., Bayon, G., Jorry, S. J., Emmanuel, L. and Silva Jacinto, R.: **Glacial erosion dynamics in a small mountainous watershed (Southern French**

Alps): A source-to-sink approach, Earth Planet. Sci. Lett., 458, 366–379, doi:10.1016/j.epsl.2016.11.004, 2017.

Boulton, G. S.: **Processes of Glacier Erosion on Different Substrata**, J. Glaciol., 23(89), 15–38, doi:10.3189/S0022143000029713, 1979.

Bouma: **Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation**, Elsevier., 1962.

Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J. and Bourlès, D. L.: **Production of cosmogenic radionuclides at great depth: A multi element approach**, Earth Planet. Sci. Lett., 309(1–2), 1–9, doi:10.1016/j.epsl.2011.06.036, 2011.

Braucher, R., Bourlès, D. L., Merchel, S., Vidal Romani, J., Fernadez-Mosquera, D., Marti, K., Léanni, L., Chauvet, F., Arnold, M., Aumaître, G. and Keddadouche, K.: **Determination of muon attenuation lengths in depth profiles from in situ produced cosmogenic nuclides**, Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms, 294, 484–490, doi:10.1016/j.nimb.2012.05.023, 2013.

Braucher, R., Guillou, V., Bourlès, D. L., Arnold, M., Aumaître, G., Keddadouche, K. and Nottoli, E.: **Preparation of ASTER in-house 10Be/9Be standard solutions**, Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms, 361, 335–340, doi:10.1016/j.nimb.2015.06.012, 2015.

Bravard, Y., Chardon, M., Dresch, J., Julian, M. and Soutadé, G.: **Dynamique de l'évolution des reliefs au cours du Quaternaire**, Méditerranée, 61(2), 37–60, doi:10.3406/medit.1987.2471, 1987.

Brisset, E., Guiter, F., Miramont, C., Revel, M., Anthony, E. J., Delhon, C., Arnaud, F., Malet, E. and de Beaulieu, J.-L.: **Lateglacial/Holocene environmental changes in the Mediterranean Alps inferred from lacustrine sediments**, Quat. Sci. Rev., 110, 49–71, doi:10.1016/j.quascirev.2014.12.004, 2015.

Brocklehurst, S. H. and Whipple, K. X.: **Assessing the relative efficiency of fluvial and glacial erosion through simulation of fluvial landscapes**, Geomorphology, 75(3), 283–299, doi:10.1016/j.geomorph.2005.07.028, 2006.

Brocklehurst, S. H., Whipple, K. X. and Foster, D.: **Ice thickness and topographic relief in glaciated landscapes of the western USA**, Geomorphology, 97(1–2), 35–51, doi:10.1016/j.geomorph.2007.02.037, 2008.

Brown, E. T., Edmond, J. M., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Kurz, M. D. and Brook, E. J.: **Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced 10Be and 26Al**, Geochim. Cosmochim. Acta, 55(8), 2269–2283, doi:10.1016/0016-7037(91)90103-C, 1991.

Brown, E. T., Stallard, R. F., Larsen, M. C., Raisbeck, G. M. and Yiou, F.: **Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced 10Be in the luquillo**

experimental forest, Puerto Rico, Earth Planet. Sci. Lett., 129(1–4), 193–202, doi:10.1016/0012-821X(94)00249-X, 1995.

Buoncristiani, J.-F. and Campy, M.: **Quaternary Glaciations in the French Alps and Jura**, in Developments in Quaternary Science, vol. 15, pp. 117–126., 2011.

Burbank, D. W. and Anderson, R. S.: **Tectonic Geomorphology**, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK., 2011.

C

Campredon, R., Aicard, P., Bambier, A. and Durozoy, G.: **Carte géologique de la France à 1/50 000 - Entrevaux**, BRGM., 1980.

Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Aguilar, G., Martinod, P., Riquelme, R., Christophoul, F., Charrier, R., Gayer, E., Farías, M., Audin, L. and Lagane, C.: **Differences in 10Be concentrations between river sand, gravel and pebbles along the western side of the central Andes**, Quat. Geochronol., 27, 33–51, doi:10.1016/j.quageo.2014.12.002, 2015.

Cartier, R., Sylvestre, F., Paillès, C., Sonzogni, C., Couapel, M., Alexandre, A., Mazur, J.-C., Brisset, E., Miramont, C. and Guiter, F.: **Diatom-oxygen isotopic record from high-altitude Petit Lake (2200 m a.s.l) in the Mediterranean Alps: shedding light on a climatic pulse**, Clim. Past Discuss., 1–21, doi:10.5194/cp-2018-103, 2018a.

Cartier, R., Brisset, E., Guiter, F., Sylvestre, F., Tachikawa, K., Anthony, E. J., Paillès, C., Bruneton, H., Bard, E. and Miramont, C.: **Multiproxy analyses of Lake Allos reveal synchronicity and divergence in geosystem dynamics during the Lateglacial/Holocene in the Alps**, Quat. Sci. Rev., 186, 60–77, doi:10.1016/j.quascirev.2018.02.016, 2018b.

Champagnac, J.-D., Valla, P. G. and Herman, F.: **Late-Cenozoic relief evolution under evolving climate: A review**, Tectonophysics, 614, 44–65, doi:10.1016/j.tecto.2013.11.037, 2014.

Charreau, J., Gumiaux, C., Avouac, J.-P., Augier, R., Chen, Y., Barrier, L., Gilder, S., Dominguez, S., Charles, N. and Wang, Q.: **The Neogene Xiyu Formation, a diachronous prograding gravel wedge at front of the Tianshan: Climatic and tectonic implications**, Earth Planet. Sci. Lett., 287(3–4), 298–310, doi:10.1016/j.epsl.2009.07.035, 2009.

Charreau, J., Blard, P.-H., Puchol, N., Avouac, J.-P., Lallier-Vergès, E., Bourlès, D., Braucher, R., Gallaud, A., Finkel, R., Jolivet, M., Chen, Y. and Roy, P.: **Paleo-erosion rates in Central Asia since 9Ma: A transient increase at the onset of Quaternary glaciations?**, Earth Planet. Sci. Lett., 304(1–2), 85–92, doi:10.1016/j.epsl.2011.01.018, 2011.

Charreau, J., Blard, P.-H., Zumaque, J., Martin, L. C. P., Delobel, T. and Szafran, L.: **Basinga: A cell-by-cell GIS toolbox for computing basin average scaling factors, cosmogenic production rates and denudation rates**, Earth Surf. Process. Landforms, 44(12), 2349–2365, doi:10.1002/esp.4649, 2019.

Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K. and Jakob, D.: **Determination of the 10Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting**, Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms, 268(2), 192–199, doi:10.1016/j.nimb.2009.09.012, 2010.

Church, M. and Ryder, J.: **Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation**, Bull. Geol. Soc. Am., 83(October), 319–342, 1972.

Clark, P. U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J. D., Rial, J. A., Brovkin, V., Mix, A. C., Pisias, N. G. and Roy, M.: **The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO2**, Quat. Sci. Rev., 25(23–24), 3150–3184, doi:10.1016/j.quascirev.2006.07.008, 2006.

Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W. and McCabe, A. M.: **The Last Glacial Maximum**, Science (80-.)., 325(5941), 710–714, doi:10.1126/science.1172873, 2009.

Cockburn, H. A. P., Seidl, M. A. and Summerfield, M. A.: **Quantifying denudation rates on inselbergs in the central Namib Desert using in situ–produced cosmogenic 10Be and 26Al**, Geology, 27(5), 399, doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0399:QDROII>2.3.CO;2, 1999.

Codilean, A. T.: **Calculation of the cosmogenic nuclide production topographic shielding scaling factor for large areas using DEMs**, Earth Surf. Process. Landforms, 31(6), 785–794, doi:10.1002/esp.1336, 2006.

Codilean, A. T., Munack, H., Cohen, T. J., Saktura, W. M., Gray, A. and Mudd, S. M.: **OCTOPUS: An open cosmogenic isotope and luminescence database**, Earth Syst. Sci. Data, 10(4), 2123–2139, doi:10.5194/essd-10-2123-2018, 2018a.

Codilean, A. T., Munack, H., Cohen, T. J., Saktura, W. M., Gray, A. and Mudd, S. M.: **OCTOPUS: An Open Cosmogenic Isotope and Luminescence Database**, Earth Syst. Sci. Data Discuss., (March), 1–23, doi:10.5194/essd-2018-32, 2018b.

Cohen, K. M. and Gibbard, P. L.: **Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500**, Quat. Int., 500(October 2018), 20–31, doi:10.1016/j.quaint.2019.03.009, 2019.

Covault, J. A., Romans, B. W., Fildani, A., McGann, M. and Graham, S. A.: **Rapid Climatic Signal Propagation from Source to Sink in a Southern California Sediment-Routing System**, J. Geol., 118(3), 247–259, doi:10.1086/651539, 2010.

Covault, J. A., Craddock, W. H., Romans, B. W., Fildani, A. and Gosai, M.: **Spatial and Temporal Variations in Landscape Evolution: Historic and Longer-Term Sediment Flux through Global Catchments**, J. Geol., 121(1), 35–56, doi:10.1086/668680, 2013.

Cyr, A. J. and Granger, D. E.: **Dynamic equilibrium among erosion, river incision, and coastal uplift in the northern and central Apennines, Italy**, Geology, 36(2), 103, doi:10.1130/G24003A.1, 2008.

D

Daniel, J.-Y., Brahic, A., Maury, R. and Hoffert, M.: **Sciences de la terre et de l'univers**, Vuibert., 1997.

Darnault, R., Rolland, Y., Braucher, R., Bourlès, D. L., Revel, M., Sanchez, G. and Bouissou, S.: **Timing of the last deglaciation revealed by receding glaciers at the Alpine-scale: impact on mountain geomorphology**, Quat. Sci. Rev., 31, 127–142, doi:10.1016/j.quascirev.2011.10.019, 2012.

Darvill, C. M.: **Cosmogenic nuclide analysis**, Geomophological Tech., 10(2008), 1–25, 2013.

Davies, T. A., Hay, W. W., Southam, J. R. and Worsley, T. R.: **Estimates of Cenozoic Oceanic Sedimentation Rates**, Science (80-.)., 197(4298), 53–55, doi:10.1126/science.197.4298.53, 1977.

Davis, W. M.: **The sculpture of mountains by glaciers**, Scott. Geogr. Mag., 22(2), 76–89, doi:10.1080/00369220608733647, 1906.

Delmas, M., Calvet, M. and Gunnell, Y.: **Variability of Quaternary glacial erosion rates - A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees**, Quat. Sci. Rev., 28(5–6), 484–498, doi:10.1016/j.quascirev.2008.11.006, 2009.

Delunel, R., Van Der Beek, P. A., Carcaillet, J., Bourlès, D. L. and Valla, P. G.: **Frost-cracking control on catchment denudation rates: Insights from in situ produced 10Be concentrations in stream sediments (Ecrins–Pelvoux massif, French Western Alps)**, Earth Planet. Sci. Lett., 293(1–2), 72–83, doi:10.1016/j.epsl.2010.02.020,

2010.

Desilets, D., ZREDA, M. and PRABU, T.: **Extended scaling factors for in situ cosmogenic nuclides: New measurements at low latitude**, Earth Planet. Sci. Lett., 246(3–4), 265–276, doi:10.1016/j.epsl.2006.03.051, 2006.

Dodson, M. H.: **Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems**, Contrib. to Mineral. Petrol., 40(3), 259–274, doi:10.1007/BF00373790, 1973.

van Dongen, R., Scherler, D., Wittmann, H. and von Blanckenburg, F.: **Cosmogenic 10Be in river sediment: where grain size matters and why**, Earth Surf. Dyn., 7(2), 393–410, doi:10.5194/esurf-7-393-2019, 2019.

Donnelly, T. W.: **Worldwide continental denudation and climatic deterioration during the late Tertiary: Evidence from deep-sea sediments**, Geology, 10(9), 451, doi:10.1130/0091-7613(1982)10<451:WCDACD>2.0.CO;2, 1982.

Donnini, M., Frondini, F., Probst, J.-L., Probst, A., Cardellini, C., Marchesini, I. and Guzzetti, F.: **Chemical weathering and consumption of atmospheric carbon dioxide in the Alpine region**, Glob. Planet. Change, 136, 65–81, doi:10.1016/j.gloplacha.2015.10.017, 2016.

Dosseto, A. and Schaller, M.: **The erosion response to Quaternary climate change quantified using uranium isotopes and in situ - produced cosmogenic nuclides**, Earth-Science Rev., 155, 60–81, doi:10.1016/j.earscirev.2016.01.015, 2016.

Dühnforth, M., Anderson, R. S., Ward, D. J. and Stock, G. M.: **Bedrock fracture control of glacial erosion processes and rates**, Geology, 38(5), 423–426, doi:10.1130/G30576.1, 2010.

Dunai, T. .: **Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides**, Earth Planet. Sci. Lett., 193(1–2), 197–212, doi:10.1016/S0012-821X(01)00503-9, 2001.

Dunai, T. J.: **Cosmogenic Nuclides**, Cambridge University Press. [online] Available from: http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/15003161%5Cnhttp://cid.oxfordjournals.org/lookup/doi/10.1093/cid/cir991%5Cnhttp://www.scielo.cl/pdf/udecada/v15n26/art06.pdf%5Cnhttp://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-84861150233&partnerID=tZOtx3y1, 2010.

E

Egholm, D. L., Nielsen, S. B., Pedersen, V. K. and Lesemann, J. E.: **Glacial effects**

limiting mountain height, Nature, 460(7257), 884–887, doi:10.1038/nature08263, 2009.

Ehlers, J., Gibbard, P. L. and Hughes, P. D.: **Quaternary Glaciations - Extent and Chronology A Closer Look : part I: Europe**, edited by J. Ehlers, P. L. Gibbard, and P. D. Hughes, Elsevier Ltd. [online] Available from: http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B9780444534477000015, 2011.

EPICA community members, X.: **Eight glacial cycles from an Antarctic ice core**, Nature, 429(6992), 623–628, doi:10.1038/nature02599, 2004.

F

Fairbridge, R. W.: **The encyclopedia of geomorphology**, Springer-Verlag Berlin Heidelberg., 1968.

Faure-Muret, A., Fallot, P., Bordet, P., Lemoine, M. and Raguin, E.: **Carte géologique de la France à 1/50 000 - Saint Etienne de Tinée**, BRGM., 1954.

Faure-Muret, A., Fallot, P., Carrive, J., Bordet, P. and Goquel, J.: **Carte géologique de la France à 1/50 000 - Puget-Théniers**., 1957.

Federici, P. R., Granger, D. E., Ribolini, A., Spagnolo, M., Pappalardo, M. and Cyr, A. J.: **Last Glacial Maximum and the Gschnitz stadial in the Maritime Alps according to 10Be cosmogenic dating**, Boreas, 41(2), 277–291, doi:10.1111/j.1502-3885.2011.00233.x, 2012.

Fernandez, R. A., Anderson, J. B., Wellner, J. S. and Hallet, B.: **Timescale dependence of glacial erosion rates: A case study of Marinelli Glacier, Cordillera Darwin, southern Patagonia**, J. Geophys. Res. Earth Surf., 116(1), 1–18, doi:10.1029/2010JF001685, 2011.

Fick, S. E. and Hijmans, R. J.: **WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas**, Int. J. Climatol., 37(12), 4302–4315, doi:10.1002/joc.5086, 2017.

Finnegan, N. J., Schumer, R. and Finnegan, S.: **A signature of transience in bedrock river incision rates over timescales of 104–107 years**, Nature, 505(7483), 391–394, doi:10.1038/nature12913, 2014.

Fleming, A., Summerfield, M. A., Stone, J. O. H., Fifiled, K. L. and Cresswell, R. G.: **Denudation rates for the southern Drakensberg escarpment, SE Africa, derived from in-situ- produced cosmogenic 36 C1: initial results**, J. Geol. Soc. London.,

156(2), 209–212, doi:10.1144/gsjgs.156.2.0209, 1999.

Flowers, G. E. and Clarke, G. K. C.: **A multicomponent coupled model of glacier hydrology 1. Theory and synthetic examples**, J. Geophys. Res. Solid Earth, 107(B11), ECV 9-1-ECV 9-17, doi:10.1029/2001JB001122, 2002.

France-lanord, C.: **Tectonic Uplift and Climate Change**, edited by W. F. Ruddiman, Springer US, Boston, MA., 1997.

Friedrich, T., Timmermann, A., Tigchelaar, M., Elison Timm, O. and Ganopolski, A.: **Nonlinear climate sensitivity and its implications for future greenhouse warming**, Sci. Adv., 2(11), e1501923, doi:10.1126/sciadv.1501923, 2016.

Fuller, T. K., Perg, L. A., Willenbring, J. K. and Lepper, K.: **Field evidence for climate-driven changes in sediment supply leading to strath terrace formation**, Geology, 37(5), 467–470, doi:10.1130/G25487A.1, 2009.

G

Ganti, V., von Hagke, C., Scherler, D., Lamb, M. P., Fischer, W. W. and Avouac, J.-P.: **Time scale bias in erosion rates of glaciated landscapes**, Sci. Adv., 2(10), e1600204–e1600204, doi:10.1126/sciadv.1600204, 2016.

Garcin, Y., Schildgen, T. F., Torres Acosta, V., Melnick, D., Guillemoteau, J., Willenbring, J. K. and Strecker, M. R.: **Short-lived increase in erosion during the African Humid Period: Evidence from the northern Kenya Rift**, Earth Planet. Sci. Lett., 459, 58–69, doi:10.1016/j.epsl.2016.11.017, 2017.

Gayer, E., Mukhopadhyay, S. and Meade, B. J.: **Spatial variability of erosion rates inferred from the frequency distribution of cosmogenic 3He in olivines from Hawaiian river sediments**, Earth Planet. Sci. Lett., 266(3–4), 303–315, doi:10.1016/j.epsl.2007.11.019, 2008.

Gèze, B., Lanteaume, M., Peyre, Y. and Vernet, J.: **Carte géologique de la France à 1/50 000 - Menton-Nice**, BRGM., 1969.

Gilbert, A., Sinisalo, A., Gurung, T. R., Fujita, K., Maharjan, S. B., Sherpa, T. C. and Fukuda, T.: **The influence of water percolation through crevasses on the thermal regime of Himalayan mountain glaciers**, Cryosph. Discuss., (August), 1–32, doi:10.5194/tc-2019-172, 2019.

Gilchrist, A. R. and Summerfield, M. A.: **Differential denudation and flexural isostasy**

in formation of rifted-margin upwarps, Nature, 346(6286), 739–742, doi:10.1038/346739a0, 1990.

Ginsburg, L., Montenat, C., Baubron, J. and Alziar, G.: **Carte géologique de la France à 1/50 000 - Roquesteron**, BRGM., 1980.

Godard, V., Burbank, D. W., Bourlès, D. L., Bookhagen, B., Braucher, R. and Fisher, G. B.: **Impact of glacial erosion on 10 Be concentrations in fluvial sediments of the Marsyandi catchment, central Nepal**, J. Geophys. Res. Earth Surf., 117(F3), n/a-n/a, doi:10.1029/2011JF002230, 2012.

Godard, V., Tucker, G. E., Burch Fisher, G., Burbank, D. W. and Bookhagen, B.: **Frequency-dependent landscape response to climatic forcing**, Geophys. Res. Lett., 40(5), 859–863, doi:10.1002/grl.50253, 2013.

Godon, C., Mugnier, J.-L., Fallourd, R., Paquette, J. L., Pohl, A. and Buoncristiani, J.-F.: **The Bossons glacier protects Europe's summit from erosion**, Earth Planet. Sci. Lett., 375, 135–147, doi:10.1016/j.epsl.2013.05.018, 2013.

Goldstein, S. J. and Hemming, S. R.: **Long-lived Isotopic Tracers in Oceanography, Paleoceanography, and Ice-sheet Dynamics**, in Treatise on Geochemistry, vol. 8, pp. 453–483, Elsevier., 2014.

Goldstein, S. J. and Jacobsen, S. B.: **The Nd and Sr isotopic systematics of river-water dissolved material: Implications for the sources of Nd and Sr in seawater**, Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect., 66(3–4), 245–272, doi:10.1016/0168-9622(87)90045-5, 1987.

Gosse, J. C. and Phillips, F. M.: **Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application**, Quat. Sci. Rev., 20(14), 1475–1560, doi:10.1016/S0277-3791(00)00171-2, 2001.

Goudie, A.: **Encyclopedia of Geomorphology**, edited by A. Goudie, Routledge., 2013.

Granger, D. E. and Riebe, C. S.: **Cosmogenic Nuclides in Weathering and Erosion**, in Treatise on Geochemistry: Second Edition, vol. 7, pp. 401–436, Elsevier Ltd., 2013.

Granger, D. E., Kirchner, J. W. and Finkel, R. C.: **Spatially Averaged Long-Term Erosion Rates Measured from in Situ-Produced Cosmogenic Nuclides in Alluvial Sediment**, J. Geol., 104(3), 249–257, doi:10.1086/629823, 1996.

Gregory, K. J. and Goudie, A.: **The SAGE Handbook of Geomorphology**, SAGE Publications Ltd, 1 Oliver's Yard, 55 City Road, London EC1Y 1SP United Kingdom., 2011.

Grischott, R., Kober, F., Lupker, M., Hippe, K., Ivy-Ochs, S., Hajdas, I., Salcher, B. and Christl, M.: **Constant denudation rates in a high alpine catchment for the last 6 kyrs**, Earth Surf. Process. Landforms, 42(7), 1065–1077, doi:10.1002/esp.4070, 2017a.

Grischott, R., Kober, F., Lupker, M., Reitner, J. M., Drescher-Schneider, R., Hajdas, I., Christl, M. and Willett, S. D.: **Millennial scale variability of denudation rates for the last 15 kyr inferred from the detrital 10 Be record of Lake Stappitz in the Hohe Tauern massif, Austrian Alps**, The Holocene, 27(12), 1914–1927,

doi:10.1177/0959683617708451, 2017b.

Guillon, H., Mugnier, J.-L., Buoncristiani, J.-F., Carcaillet, J., Godon, C., Prud'homme, C., Van Der Beek, P. A. and Vassallo, R.: **Improved discrimination of subglacial and periglacial erosion using10Be concentration measurements in subglacial and supraglacial sediment load of the Bossons glacier (Mont Blanc massif, France)**, Earth Surf. Process. Landforms, 40(9), 1202–1215, doi:10.1002/esp.3713, 2015.

H

Haeuselmann, P., Granger, D. E., Jeannin, P.-Y. and Lauritzen, S.-E.: **Abrupt glacial valley incision at 0.8 Ma dated from cave deposits in Switzerland**, Geology, 35(2), 143, doi:10.1130/G23094A, 2007.

Hallet, B., Hunter, L. and Bogen, J.: **Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications**, Glob. Planet. Change, 12(1–4), 213–235, doi:10.1016/0921-8181(95)00021-6, 1996.

Harper, J. T. and Humphrey, N. F.: **High altitude Himalayan climate inferred from glacial ice flux**, Geophys. Res. Lett., 30(14), 3–6, doi:10.1029/2003GL017329, 2003.

Hartmann, J. and Moosdorf, N.: **The new global lithological map database GLiM: A representation of rock properties at the Earth surface**, Geochemistry, Geophys. Geosystems, 13(12), 1–37, doi:10.1029/2012GC004370, 2012.

Hay, W. W. and Southam, J. R.: **Modulation of Marine Sedimentation by the Continental Shelves**, in The Fate of Fossil Fuel CO2 in the Oceans, pp. 569–604, Springer US, Boston, MA., 1977.

Hay, W. W., Soeding, E., DeConto, R. and Wold, C. N.: **The Late Cenozoic uplift - climate change paradox**, Int. J. Earth Sci., 91(5), 746–774, doi:10.1007/s00531-002-0263-1, 2002.

Hayes, A., Kucera, M., Kallel, N., Sbaffi, L. and Rohling, E. J.: **Glacial Mediterranean sea surface temperatures based on planktonic foraminiferal assemblages**, Quat. Sci. Rev., 24(7–9), 999–1016, doi:10.1016/j.quascirev.2004.02.018, 2005.

Heimsath, A. M., Dietrich, W. E., Nishiizumi, K. and Finkel, R. C.: **The soil production function and landscape equilibrium**, Nature, 388(6640), 358–361, doi:10.1038/41056, 1997.

Heiri, O., Koinig, K. A., Spötl, C., Barrett, S., Drescher-Schneider, R., Gaar, D., Ivy-Ochs,

S., Kerschner, H., Luetscher, M., Moran, A., Nicolussi, K., Preusser, F., Schmidt, R., Schoeneich, P., Schwörer, C., Sprafke, T., Terhorst, B. and Tinner, W.: **Palaeoclimate records 60–8 ka in the Austrian and Swiss Alps and their forelands**, Quat. Sci. Rev., 106, 186–205, doi:10.1016/j.quascirev.2014.05.021, 2014.

Hemming, S. R.: **Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint**, Rev. Geophys., 42(1), RG1005, doi:10.1029/2003RG000128, 2004.

Herman, F. and Champagnac, J.-D.: **Plio-Pleistocene increase of erosion rates in mountain belts in response to climate change**, Terra Nov., 28(1), 2–10, doi:10.1111/ter.12186, 2016.

Herman, F., Beaud, F., Champagnac, J.-D., Lemieux, J.-M. and Sternai, P.: **Glacial hydrology and erosion patterns: A mechanism for carving glacial valleys**, Earth Planet. Sci. Lett., 310(3–4), 498–508, doi:10.1016/j.epsl.2011.08.022, 2011.

Herman, F., Seward, D., Valla, P. G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S. D. and Ehlers, T. A.: **Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate**, Nature, 504(7480), 423–426, doi:10.1038/nature12877, 2013.

Herman, F., Beyssac, O., Brughelli, M., Lane, S. N., Leprince, S., Adatte, T., Lin, J. Y. Y., Avouac, J.-P. and Cox, S. C.: **Erosion by an Alpine glacier**, Science (80-.)., 350(6257), 193–195, doi:10.1126/science.aab2386, 2015.

Hidy, A. J., Gosse, J. C., Blum, M. D. and Gibling, M. R.: **Glacial–interglacial variation in denudation rates from interior Texas, USA, established with cosmogenic nuclides**., 2014.

Hock, R.: **Temperature index melt modelling in mountain areas**, J. Hydrol., 282(1–4), 104–115, doi:10.1016/S0022-1694(03)00257-9, 2003.

Hodges, K. V.: **Thermochronology in Orogenic Systems**, in Treatise on Geochemistry, vol. 4, pp. 281–308, Elsevier., 2014.

Hovius, N. and Stark, C. P.: **Landslide-driven erosion and topographic evolution of active mountain belts**, in Landslides from Massive Rock Slope Failure, pp. 573–590, Springer Netherlands, Dordrecht., 2007.

Huggett, R. J.: **Fundamentals of Geomorphology**, Routledge, Fourth edition. | Milton Park, Abingdon, Oxon ; New York,., 2016.

Humphrey, N. F. and Raymond, C. F.: **Hydrology, erosion and sediment production in a surging glacier: Variegated Glacier, Alaska, 1982–83**, J. Glaciol., 40(136), 539–552, doi:10.3189/S0022143000012429, 1994.

Hurst, M. D., Mudd, S. M., Yoo, K., Attal, M. and Walcott, R.: **Influence of lithology on hillslope morphology and response to tectonic forcing in the northern Sierra Nevada of California**, J. Geophys. Res. Earth Surf., 118(2), 832–851,

doi:10.1002/jgrf.20049, 2013.

I

Imbrie, J. and Imbrie, J. Z.: **Modeling the Climatic Response to Orbital Variations**, Science (80-.)., 207(4434), 943–953, doi:10.1126/science.207.4434.943, 1980.

Ivy-Ochs, S.: **Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation**, Cuad. Investig. Geográfica, 41(2), 295, doi:10.18172/cig.2750, 2015.

Ivy-Ochs, S. and Kober, F.: **Surface exposure dating with cosmogenic nuclides**, Eiszeitalter und Gegenwart Quat. Sci. J., 57, 1–2, 2008.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P. W. and Schlüchter, C.: **Chronology of the last glacial cycle in the European Alps**, J. Quat. Sci., 23(6–7), 559–573, doi:10.1002/jqs.1202, 2008.

J

Jacob, T., Wahr, J., Pfeffer, W. T. and Swenson, S.: **Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise**, Nature, 482(7386), 514–518, doi:10.1038/nature10847, 2012.

Jacobsen, S. B. and Wasserburg, G. J.: **Sm-Nd isotopic evolution of chondrites**, Earth Planet. Sci. Lett., 50(1), 139–155, doi:10.1016/0012-821X(80)90125-9, 1980.

Jalali, B., Sicre, M.-A., Klein, V., Schmidt, S., Maselli, V., Lirer, F., Bassetti, M.-A., Toucanne, S., Jorry, S. J., Insinga, D. D., Petrosino, P. and Châles, F.: **Deltaic and Coastal Sediments as Recorders of Mediterranean Regional Climate and Human Impact Over the Past Three Millennia**, Paleoceanogr. Paleoclimatology, 33(6), 579–593, doi:10.1029/2017PA003298, 2018.

Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Andersen, U., Andersen, K. K., Hvidberg, C. S., Dahl-Jensen, D., Steffensen, J. P., Shoji, H., Sveinbjörnsdóttir, Á. E., White, J., Jouzel, J. and Fisher, D.: **The δ 18 O record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability**, J. Geophys. Res. Ocean., 102(C12), 26397–26410,

doi:10.1029/97JC00167, 1997.

Jorry, S. J., Jégou, I., Emmanuel, L., Silva Jacinto, R. and Savoye, B.: **Turbiditic levee deposition in response to climate changes: The Var Sedimentary Ridge (Ligurian Sea)**, Mar. Geol., 279(1–4), 148–161, doi:10.1016/j.margeo.2010.10.021, 2011.

Joshua West, A.: **Thickness of the chemical weathering zone and implications for erosional and climatic drivers of weathering and for carbon-cycle feedbacks**, Geology, 40(9), 811–814, doi:10.1130/G33041.1, 2012.

Julian, M.: **Une carte géomorphologique des Alpes Maritimes franco-italiennes au 1/200 000e en couleurs. Présentation succincte**, Méditerranée, 28(1), 45–53, doi:10.3406/medit.1977.1709, 1977.

K

Kergkhove, C. and Montjuvent, G.: **Carte géologique de la France à 1/250 000 - Gap**, BRGM., 1977.

Kergkhove, C. and Roux, M.: **Carte géologique de la France à 1/50 000 - Castellane**, BRGM., 1976.

Kergkhove, C. and Thouvenot, F.: **Carte géologique de la France à 1/50 000 - Allos**, BRGM., 2010.

Khripounoff, A., Vangriesheim, A., Crassous, P. and Etoubleau, J.: **High frequency of sediment gravity flow events in the Var submarine canyon (Mediterranean Sea)**, Mar. Geol., 263(1–4), 1–6, doi:10.1016/j.margeo.2009.03.014, 2009.

Kirchner, J. W., Finkel, R. C., Riebe, C. S., Granger, D. E., Clayton, J. L., King, J. G. and Megahan, W. F.: **Mountain erosion over 10 yr, 10 k.y., and 10 m.y. time scales**, Geology, 29(7), 591, doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0591:MEOYKY>2.0.CO;2, 2001.

Kirkbride, M. and Matthews, D.: **The Role of Fluvial and Glacial Erosion in Landscape Evolution: The Ben Ohau Range, New Zealand**, Earth Surf. Process. Landforms, 22(3), 317–327, doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199703)22:3<317::AID-ESP760>3.0.CO;2-I, 1997.

Kirschbaum, D. B., Adler, R., Hong, Y., Hill, S. and Lerner-Lam, A.: **A global landslide catalog for hazard applications: Method, results, and limitations**, Nat. Hazards, 52(3), 561–575, doi:10.1007/s11069-009-9401-4, 2010.

Kober, F., Ivy-Ochs, S., Schlunegger, F., Baur, H., Kubik, P. W. and Wieler, R.:

Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets, Geomorphology, 83(1–2), 97–120, doi:10.1016/j.geomorph.2006.06.029, 2007.

Kober, F., Zeilinger, G., Hippe, K., Marc, O., Lendzioch, T., Grischott, R., Christl, M., Kubik, P. W. and Zola, R.: **Tectonic and lithological controls on denudation rates in the central Bolivian Andes**, Tectonophysics, 657, 230–244, doi:10.1016/j.tecto.2015.06.037, 2015.

Koppes, M. and Hallet, B.: **Erosion rates during rapid deglaciation in Icy Bay, Alaska**, J. Geophys. Res. Earth Surf., 111(2), 1–11, doi:10.1029/2005JF000349, 2006.

Koppes, M. and Montgomery, D. R.: **The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales**, Nat. Geosci., 2(9), 644–647, doi:10.1038/ngeo616, 2009.

Koppes, M., Hallet, B., Rignot, E., Mouginot, J., Wellner, J. S. and Boldt, K.: **Observed latitudinal variations in erosion as a function of glacier dynamics**, Nature, 526(7571), 100–103, doi:10.1038/nature15385, 2015.

Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U. C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., von Gostomski, C. L., Kossert, K., Maiti, M., Poutivtsev, M. and Remmert, A.: **A new value for the half-life of 10Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting**, Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms, 268(2), 187–191, doi:10.1016/j.nimb.2009.09.020, 2010.

Kuhlemann, J., Frisch, W., Dunkl, I. and Székely, B.: **Quantifying tectonic versus erosive denudation by the sediment budget: the Miocene core complexes of the Alps**, Tectonophysics, 330(1–2), 1–23, doi:10.1016/S0040-1951(00)00209-2, 2001.

Kuhlemann, J., Frisch, W., Székely, B., Dunkl, I. and Kazmer, M.: **Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control**, Int. J. Earth Sci., 91(5), 818–837, doi:10.1007/s00531-002-0266-y, 2002.

L

Lal, D.: **Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models**, Earth Planet. Sci. Lett. Elsevier Sci. Publ. B.V, 104, 424–439 [online] Available from: http://ac.els-cdn.com.bases-doc.univ-lorraine.fr/0012821X9190220C/1-s2.0-

0012821X9190220C-main.pdf?_tid=49363256-6df1-11e7-a80d-00000aab0f6b&acdnat=1500627054_02968c28f830d18001b2130ecd5d29c6 (Accessed 21 July 2017), 1991.

Lambeck, K. and Bard, E.: **Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years**, Earth Planet. Sci. Lett., 175(3–4), 203–222, doi:10.1016/S0012-821X(99)00289-7, 2000.

Lebatard, A.-E. and Bourlès, D. L.: **Quantification des processus superficiels et datation par les radionucléides cosmogéniques 10Be, 26Al et 36Cl**, Quaternaire, 26(vol. 26/3), 193–213, doi:10.4000/quaternaire.7339, 2015.

Lefort, O.: **ESSDIV Cruise - RV Pourquoi pas ?**, IFREMER, doi:10.17600/8030010, 2008.

Leith, K., Moore, J. R., Amann, F. and Loew, S.: **Subglacial extensional fracture development and implications for Alpine Valley evolution**, J. Geophys. Res. Earth Surf., 119(1), 62–81, doi:10.1002/2012JF002691, 2014.

Leith, K., Fox, M. and Moore, J. R.: **Signatures of Late Pleistocene fluvial incision in an Alpine landscape**, Earth Planet. Sci. Lett., 483, 13–28, doi:10.1016/j.epsl.2017.11.050, 2018.

Lifton, N. A., Smart, D. F. and Shea, M. A.: **Scaling time-integrated in situ cosmogenic nuclide production rates using a continuous geomagnetic model**, Earth Planet. Sci. Lett., 268(1–2), 190–201, doi:10.1016/j.epsl.2008.01.021, 2008.

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

Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E.: **A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ 18 O records**, Paleoceanography, 20(1), n/a-n/a, doi:10.1029/2004PA001071, 2005.

Liu, Z., Dreybrodt, W. and Liu, H.: **Atmospheric CO2 sink: Silicate weathering or carbonate weathering?**, Appl. Geochemistry, 26(SUPPL.), S292–S294, doi:10.1016/j.apgeochem.2011.03.085, 2011.

Lowe, D. R.: **Sediment Gravity Flows: II Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents**, SEPM J. Sediment. Res., Vol. 52(1), 279–297, doi:10.1306/212F7F31-2B24-11D7-8648000102C1865D, 1982.

Lukens, C. E., Riebe, C. S., Sklar, L. S. and Shuster, D. L.: **Grain size bias in cosmogenic nuclide studies of stream sediment in steep terrain**, J. Geophys. Res. Earth Surf., 121(5), 978–999, doi:10.1002/2016JF003859, 2016.

Lupker, M., Blard, P.-H., Lavé, J., France-Lanord, C., Leanni, L., Puchol, N., Charreau, J. and Bourlès, D. L.: **10Be-derived Himalayan denudation rates and sediment budgets**

in the Ganga basin, Earth Planet. Sci. Lett., 333–334, 146–156, doi:10.1016/j.epsl.2012.04.020, 2012.

M

Madella, A., Delunel, R., Akçar, N., Schlunegger, F. and Christl, M.: **10Be-inferred paleo-denudation rates imply that the mid-Miocene western central Andes eroded as slowly as today**, Sci. Rep., 8(1), 2299, doi:10.1038/s41598-018-20681-x, 2018.

Magny, M., Combourieu-Nebout, N., de Beaulieu, J.-L., Bout-Roumazeilles, V., Colombaroli, D., Desprat, S., Francke, A., Joannin, S., Ortu, E., Peyron, O., Revel, M., Sadori, L., Siani, G., Sicre, M.-A., Samartin, S., Simonneau, A., Tinner, W., Vannière, B., Wagner, B., Zanchetta, G., Anselmetti, F., Brugiapaglia, E., Chapron, E., Debret, M., Desmet, M., Didier, J., Essallami, L., Galop, D., Gilli, A., Haas, J. N., Kallel, N., Millet, L., Stock, A., Turon, J. L. and Wirth, S.: **North-south palaeohydrological contrasts in the central mediterranean during the holocene: Tentative synthesis and working hypotheses**, Clim. Past, 9(5), 2043–2071, doi:10.5194/cp-9-2043-2013, 2013.

Mariotti, A., Blard, P.-H., Charreau, J., Petit, C. and Molliex, S.: **Denudation systematics inferred from in situ cosmogenic 10Be concentrations in fine (50–100 µm) and medium (100–250 µm) sediments of the Var River basin, southern French Alps**, Earth Surf. Dyn., 7(4), 1059–1074, doi:10.5194/esurf-7-1059-2019, 2019.

Marshall, J. A., Roering, J. J., Gavin, D. G. and Granger, D. E.: **Late Quaternary climatic controls on erosion rates and geomorphic processes in western Oregon, USA**, Geol. Soc. Am. Bull., 129(5–6), 715–731, doi:10.1130/B31509.1, 2017.

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

Mas, V.: **Caractérisation de l'activité hydrosédimentaire dans le Système Turbiditique du Var (NO Méditerranée) et de son enregistrement dans l ' archive sédimentaire**, Université Bordeaux I., 2009.

Mason, C. C. and Romans, B. W.: **Climate-driven unsteady denudation and sediment flux in a high-relief unglaciated catchment–fan using 26 Al and 10 Be: Panamint Valley, California**, Earth Planet. Sci. Lett., 492, 130–143, doi:10.1016/j.epsl.2018.03.056,

2018.

Menard, H. W.: **Some Rates of Regional Erosion**, J. Geol., 69(2), 154–161, doi:10.1086/626726, 1961.

Métivier, F.: **On the use of sedimentation rates in deciphering global change**, Geophys. Res. Lett., 29(15), 41-1-41–4, doi:10.1029/2002GL015261, 2002.

Mey, J., Scherler, D., Wickert, A. D., Egholm, D. L., Tesauro, M., Schildgen, T. F. and Strecker, M. R.: **Glacial isostatic uplift of the European Alps**, Nat. Commun., 7, 13382, doi:10.1038/ncomms13382, 2016.

Migeon, S.: **Dunes Géantes et Levées Sédimentaires en domaine marin profond : Approches Morphologique, Sismique et Sédimentologique**, Université Bordeaux I., 2000.

Milankovitch, M.: **Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem**, Königliche Serbische Akad., 1941.

Milliman, J. D. and Syvitski, J. P. M. M.: **Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers**, J. Geol., 100(5), 525–544, doi:10.1086/629606, 1992.

Misra, S. and Froelich, P. N.: **Lithium Isotope History of Cenozoic Seawater: Changes in Silicate Weathering and Reverse Weathering**, Science (80-.)., 335(6070), 818–823, doi:10.1126/science.1214697, 2012.

Molliex, S., Jouet, G., Freslon, N., Bourlès, D. L., Authemayou, C., Moreau, J. and Rabineau, M.: **Controls on Holocene denudation rates in mountainous environments under Mediterranean climate**, Earth Surf. Process. Landforms, 42(2), 272–289, doi:10.1002/esp.3987, 2017.

Molnar, P.: **Late Cenozoic increase in accumilation rates : How Might Climate Change Have Affected Erosion Rates?**, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 32(1), 67–89, doi:10.1146/annurev.earth.32.091003.143456, 2004.

Molnar, P. and England, P.: **Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?**, Nature, 346(6279), 29–34, doi:10.1038/346029a0, 1990.

Montgomery, D. R.: **Soil erosion and agricultural sustainability**, Proc. Natl. Acad. Sci., 104(33), 13268–13272, doi:10.1073/pnas.0611508104, 2007.

Montgomery, D. R. and Brandon, M. T.: **Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges**, Earth Planet. Sci. Lett., 201(3–4), 481–489, doi:10.1016/S0012-821X(02)00725-2, 2002.

Mudd, S. M. and Furbish, D. J.: **Influence of chemical denudation on hillslope morphology**, J. Geophys. Res. Earth Surf., 109(F2), n/a-n/a, doi:10.1029/2003jf000087, 2004.

Mulder, T. and Alexander, J.: **The physical character of subaqueous sedimentary**

density flows and their deposits, Sedimentology, 48(2), 269–299, doi:10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x, 2001.

Mulder, T. and Syvitski, J. P. M. M.: **Turbidity Currents Generated at River Mouths during Exceptional Discharges to the World Oceans**, J. Geol., 103(3), 285–299, doi:10.1086/629747, 1995.

Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J. P. M. M. and Parize, O.: **Des courants de turbidité hyperpycnaux dans la tête du canyon du Var ? Données hydrologiques et observations de terrain**, Oceanol. Acta, 20(4), 607–626, 1996.

Mulder, T., Savoye, B. and Syvitski, J. P. M.: **Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact)**, Sedimentology, 44(2), 305–326, doi:10.1111/j.1365-3091.1997.tb01526.x, 1997.

Mulder, T., Savoye, B., Piper, D. J. W. and Syvitski, J. P. M. M.: **The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record**, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 129(1), 145–166, doi:10.1144/GSL.SP.1998.129.01.10, 1998.

Muscheler, R., Beer, J., Kubik, P. W. and Synal, H.-A.: **Geomagnetic field intensity during the last 60,000 years based on 10Be and 36Cl from the Summit ice cores and 14C**, Quat. Sci. Rev., 24(16–17), 1849–1860, doi:10.1016/j.quascirev.2005.01.012, 2005.

N

Niemi, N. A., Oskin, M., Burbank, D. W., Heimsath, A. M. and Gabet, E. J.: **Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates**, Earth Planet. Sci. Lett., 237(3–4), 480–498, doi:10.1016/j.epsl.2005.07.009, 2005.

Nishiizumi, K., Winterer, E. L., Kohl, C. P., Klein, J., Middleton, R., Lal, D. and Arnold, J. R.: **Cosmic ray production rates of 10 Be and 26 Al in quartz from glacially polished rocks**, J. Geophys. Res., 94(B12), 17907, doi:10.1029/JB094iB12p17907, 1989.

Norton, K. P. and Schlunegger, F.: **Lack of a weathering signal with increased Cenozoic erosion?**, Terra Nov., 29(September 2016), 1–8, doi:10.1111/ter.12278, 2017.

Norton, K. P., von Blanckenburg, F. and Kubik, P. W.: **Cosmogenic nuclide-derived rates of diffusive and episodic erosion in the glacially sculpted upper Rhone Valley, Swiss Alps**, Earth Surf. Process. Landforms, 35(6), n/a-n/a, doi:10.1002/esp.1961,

2010.

O

Olen, S. M., Bookhagen, B. and Strecker, M. R.: **Role of climate and vegetation density in modulating denudation rates in the Himalaya**, Earth Planet. Sci. Lett., 445, 57–67, doi:10.1016/j.epsl.2016.03.047, 2016.

Ortu, E., Peyron, O., Bordon, A., de Beaulieu, J.-L., Siniscalco, C. and Caramiello, R.: **Lateglacial and Holocene climate oscillations in the South-western Alps: An attempt at quantitative reconstruction**, Quat. Int., 190(1), 71–88, doi:10.1016/j.quaint.2008.04.004, 2008.

Oskin, M., Longinotti, N. E., Peryam, T. C., Dorsey, R. J., DeBoer, C. J., Housen, B. A. and Blisniuk, K.: **Steady 10 Be-derived paleoerosion rates across the Plio-Pleistocene climate transition, Fish Creek-Vallecito basin, California**, J. Geophys. Res. Earth Surf., 122(9), 1653–1677, doi:10.1002/2016JF004113, 2017.

Ouimet, W. B., Whipple, K. X. and Granger, D. E.: **Beyond threshold hillslopes: Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges**, Geology, 37(7), 579–582, doi:10.1130/G30013A.1, 2009.

P

Palumbo, L., Hetzel, R., Tao, M. and Li, X.: **Topographic and lithologic control on catchment-wide denudation rates derived from cosmogenic 10Be in two mountain ranges at the margin of NE Tibet**, Geomorphology, 117(1–2), 130–142, doi:10.1016/j.geomorph.2009.11.019, 2010.

Pattyn, F., De Brabander, S. and Huyghe, A.: **Basal and thermal control mechanisms of the Ragnhild glaciers, East Antarctica**, Ann. Glaciol., 40(1999), 225–231, doi:10.3189/172756405781813672, 2005.

Peizhen, Z., Molnar, P., Downs, W. R., Zhang, P., Molnar, P., Downs, W. R., Peizhen, Z., Molnar, P. and Downs, W. R.: **Increased sedimentation rates and grain sizes 2–4 Myr**

ago due to the influence of climate change on erosion rates, Nature, 410(6831), 891–897, doi:10.1038/35073504, 2001a.

Peizhen, Z., Molnar, P. and Downs, W. R.: **Increased sedimentation rates and grain sizes 2–4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates**, Nature, 410(6831), 891–897, doi:10.1038/35073504, 2001b.

Penck, A. and Brückner, E.: **Les glaciations des alpes du sud**, 1905.

Petit, C., Goren, L., Rolland, Y., Bourlès, D. L., Braucher, R., Saillard, M. and Cassol, D.: **Recent, climate-driven river incision rate fluctuations in the Mercantour crystalline massif, southern French Alps**, Quat. Sci. Rev., 165, 73–87, doi:10.1016/j.quascirev.2017.04.015, 2017.

Petit, C., Rolland, Y., Braucher, R., Bourlès, D. L., Guillou, V. and Petitperrin, V.: **River incision and migration deduced from 36Cl cosmic-ray exposure durations: The Clue de la Cerise gorge in southern French Alps**, Geomorphology, 330, 81–88, doi:10.1016/j.geomorph.2019.01.011, 2019.

Pingel, H., Schildgen, T. F., Strecker, M. R. and Wittmann, H.: **Pliocene–Pleistocene orographic control on denudation in northwest Argentina**, Geology, 47(4), 1–4, doi:10.1130/G45800.1, 2019.

Piper, D. J. W. and Normark, W. R.: **Processes That Initiate Turbidity Currents and Their Influence on Turbidites: A Marine Geology Perspective**, J. Sediment. Res., 79(6), 347–362, doi:10.2110/jsr.2009.046, 2009.

Portenga, E. W. and Bierman, P. R.: **Understanding earth's eroding surface with 10Be**, GSA Today, 21(8), 4–10, doi:10.1130/G111A.1, 2011.

Pratt, B., Burbank, D. W., Heimsath, A. M. and Ojha, T.: **Impulsive alluviation during early Holocene strengthened monsoons, central Nepal Himalaya**, Geology, 30(10), 911, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0911:IADEHS>2.0.CO;2, 2002.

Puchol, N., Lavé, J., Lupker, M., Blard, P.-H., Gallo, F. and France-Lanord, C.: **Grain-size dependent concentration of cosmogenic 10Be and erosion dynamics in a landslide-dominated Himalayan watershed**, Geomorphology, 224, 55–68, doi:10.1016/j.geomorph.2014.06.019, 2014.

Puchol, N., Charreau, J., Blard, P.-H., Lavé, J., Dominguez, S., Pik, R. and Saint-Carlier, D.: **Limited impact of Quaternary glaciations on denudation rates in Central Asia**, Geol. Soc. Am. Bull., 129(3–4), 479–499, doi:10.1130/B31475.1, 2017a.

Puchol, N., Blard, P.-H., Pik, R., Tibari, B. and Lavé, J.: **Variability of magmatic and cosmogenic 3 He in Ethiopian river sands of detrital pyroxenes: Impact on denudation rate determinations**, Chem. Geol., 448, 13–25, doi:10.1016/j.chemgeo.2016.10.033, 2017b.

R

Railsback, L. B., Gibbard, P. L., Head, M. J., Voarintsoa, N. R. G. and Toucanne, S.: **An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages**, Quat. Sci. Rev., 111, 94–106, doi:10.1016/j.quascirev.2015.01.012, 2015.

Raup, B., Racoviteanu, A., Khalsa, S. J. S., Helm, C., Armstrong, R. and Arnaud, Y.: **The GLIMS geospatial glacier database: A new tool for studying glacier change**, Glob. Planet. Change, 56(1–2), 101–110, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.018, 2007.

Raymo, M. E.: **The Initiation of Northern Hemisphere Glaciation**, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 22(1), 353–383, doi:10.1146/annurev.ea.22.050194.002033, 1994.

Raymo, M. E. and Ruddiman, W. F.: **Tectonic forcing of late Cenozoic climate**, Nature, 359(6391), 117–122, doi:10.1038/359117a0, 1992.

Refsnider, K. A.: **Dramatic increase in late Cenozoic alpine erosion rates recorded by cave sediment in the southern Rocky Mountains**, Earth Planet. Sci. Lett., 297(3–4), 505–511, doi:10.1016/j.epsl.2010.07.002, 2010.

Reiners, P. W. and Brandon, M. T.: **Using thermochronology to understand orogenic erosion.**, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 34(1), 419–466, doi:10.1146/annurev.earth.34.031405.125202, 2006.

Reiners, P. W., Ehlers, T. A., Mitchell, S. G. and Montgomery, D. R.: **Coupled spatial variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades**, Nature, 426(6967), 645–647, doi:10.1038/nature02111, 2003.

Reiners, P. W., Ehlers, T. A. and Zeitler, P. K.: **Past, Present, and Future of Thermochronology**, Rev. Mineral. Geochemistry, 58(1), 1–18, doi:10.2138/rmg.2005.58.1, 2005.

Riebe, C. S., Kirchner, J. W. and Granger, D. E.: **Quantifying quartz enrich and its consequences for cosmogenic measur of erosion rate from alluvial sed and regolith**, Geomorphol. Tech., 40(1), 15–19, 2001.

Ring, U., Brandon, M. T., Willett, S. D. and Lister, G. S.: **Exhumation processes**, Geol. Soc. Spec. Publ., 154, 1–27, doi:10.1144/GSL.SP.1999.154.01.01, 1999.

Roe, G.: **In defense of Milankovitch**, Geophys. Res. Lett., doi:10.1029/2006GL027817, 2006.

Roering, J. J.: **How well can hillslope evolution models "explain" topography?**

Simulating soil transport and production with high-resolution topographic data, Geol. Soc. Am. Bull., 120(9–10), 1248–1262, doi:10.1130/B26283.1, 2008.

Roering, J. J., Kirchner, J. W. and Dietrich, W. E.: **Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology**, Water Resour. Res., 35(3), 853–870, doi:10.1029/1998WR900090, 1999.

Roering, J. J., Perron, J. T. and Kirchner, J. W.: **Functional relationships between denudation and hillslope form and relief**, Earth Planet. Sci. Lett., 264(1–2), 245–258, doi:10.1016/j.epsl.2007.09.035, 2007.

Rohling, E. J., Foster, G. L., Grant, K. M., Marino, G., Roberts, A. P., Tamisiea, M. E. and Williams, F.: **Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years**, Nature, 508(7497), 477–482, doi:10.1038/nature13230, 2014.

Rolland, Y., Petit, C., Saillard, M., Braucher, R., Bourlès, D. L., Darnault, R. and Cassol, D.: **Inner gorges incision history: A proxy for deglaciation? Insights from Cosmic Ray Exposure dating (10Be and 36Cl) of river-polished surfaces (Tinée River, SW Alps, France)**, Earth Planet. Sci. Lett., 457, 271–281, doi:10.1016/j.epsl.2016.10.007, 2017.

Rolland, Y., Darnault, R., Braucher, R., Bourlès, D. L., Petit, C. and Bouissou, S.: **Deglaciation history at the Alpine-Mediterranean transition (Argentera-Mercantour, SW Alps) from 10 Be dating of moraines and glacially polished bedrock**, Earth Surf. Process. Landforms, esp.4740, doi:10.1002/esp.4740, 2019.

Romans, B. W., Castelltort, S., Covault, J. A., Fildani, A. and Walsh, J. P.: **Environmental signal propagation in sedimentary systems across timescales**, Earth-Science Rev., 153, 7–29, doi:10.1016/j.earscirev.2015.07.012, 2016.

Roure, J., Autran, A., Prost, A., Rossi, A. and Rousset, C.: **Carte géologique de la France à 1/250 000 - Nice**, 1976.

Ruddiman, W.: **Earth's climate: past and future**, W. H. Freeman., 2001.

S

Sadler, P. M.: **Sediment Accumulation Rates and the Completeness of Stratigraphic Sections**, J. Geol., 89(5), 569–584, doi:10.1086/628623, 1981.

Sadler, P. M.: **The Influence of Hiatuses on Sediment Accumulation Rates**, GeoResearch Forum, 5, 15–40, 1999.

Sadler, P. M. and Jerolmack, D. J.: **Scaling laws for aggradation, denudation and**

progradation rates: the case for time-scale invariance at sediment sources and sinks, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 404(1), 69–88, doi:10.1144/SP404.7, 2015.

Safran, E. B., Bierman, P. R., Aalto, R., Dunne, T., Whipple, K. X. and Caffee, M. W.: **Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes**, Earth Surf. Process. Landforms, 30(8), 1007–1024, doi:10.1002/esp.1259, 2005.

Saillard, M., Petit, C., Rolland, Y., Braucher, R., Bourlès, D. L., Zerathe, S., Revel, M. and Jourdon, A.: **Late Quaternary incision rates in the Vésubie catchment area (Southern French Alps) from in situ-produced 36 Cl cosmogenic nuclide dating: Tectonic and climatic implications**, J. Geophys. Res. Earth Surf., 119(5), 1121–1135, doi:10.1002/2013JF002985, 2014.

Sanchez, G., Rolland, Y., Corsini, M., Braucher, R., Bourlès, D. L., Arnold, M. and Aumaître, G.: **Relationships between tectonics, slope instability and climate change: Cosmic ray exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps**, Geomorphology, 117(1–2), 1–13, doi:10.1016/j.geomorph.2009.10.019, 2010.

Sanders, J. W., Cuffey, K. M., MacGregor, K. R. and Collins, B. D.: **The sediment budget of an alpine cirque**, Geol. Soc. Am. Bull., 125(1–2), 229–248, doi:10.1130/B30688.1, 2013.

Savoye, B. and Piper, D. J. W.: **The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France**, Mar. Geol., 97(3), 279–304, doi:10.1016/0025-3227(91)90121-J, 1991.

Savoye, B., Piper, D. J. W. and Droz, L.: **Plio-Pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera**, Mar. Pet. Geol., 10(6), 550–571, doi:10.1016/0264-8172(93)90059-2, 1993.

Schaller, M. and Ehlers, T. A.: **Limits to quantifying climate driven changes in denudation rates with cosmogenic radionuclides**, Earth Planet. Sci. Lett., 248(1–2), 138–152, doi:10.1016/j.epsl.2006.05.027, 2006.

Schaller, M., von Blanckenburg, F., Veldkamp, A., Tebbens, L. A., Hovius, N. and Kubik, P. W.: **A 30 000 yr record of erosion rates from cosmogenic 10Be in Middle European river terraces**, Earth Planet. Sci. Lett., 204(1–2), 307–320, doi:10.1016/S0012-821X(02)00951-2, 2002.

Schaller, M., Blanckenburg, F. von, Hovius, N., Veldkamp, A., van den Berg, M. W. and Kubik, P. W.: **Paleoerosion Rates from Cosmogenic 10 Be in a 1.3 Ma Terrace Sequence: Response of the River Meuse to Changes in Climate and Rock Uplift**, J. Geol., 112(2), 127–144, doi:10.1086/381654, 2004.

Schaller, M., Ehlers, T. A., Stor, T., Torrent, J., Lobato, L., Christl, M. and Vockenhuber, C.: **Spatial and temporal variations in denudation rates derived from cosmogenic**

nuclides in four European fluvial terrace sequences, Geomorphology, 274, 180–192, doi:10.1016/j.geomorph.2016.08.018, 2016a.

Schaller, M., Ehlers, T. A., Stor, T., Torrent, J., Lobato, L., Christl, M. and Vockenhuber, C.: **Timing of European fluvial terrace formation and incision rates constrained by cosmogenic nuclide dating**, Earth Planet. Sci. Lett., 451, 221–231, doi:10.1016/j.epsl.2016.07.022, 2016b.

Schaller, M., Ehlers, T. A., Lang, K. A. H., Schmid, M. and Fuentes-Espoz, J. P.: **Addressing the contribution of climate and vegetation cover on hillslope denudation, Chilean Coastal Cordillera (26°–38°S)**, Earth Planet. Sci. Lett., 489, 111–122, doi:10.1016/j.epsl.2018.02.026, 2018.

Scherler, D., Bookhagen, B. and Strecker, M. R.: **Tectonic control on 10 Be-derived erosion rates in the Garhwal Himalaya, India**, J. Geophys. Res. Earth Surf., 119(2), 83–105, doi:10.1002/2013JF002955, 2014.

Schildgen, T. F., Van Der Beek, P. A., Sinclair, H. D. and Thiede, R. C.: **Spatial correlation bias in late-Cenozoic erosion histories derived from thermochronology**, Nature, 559(7712), 89–93, doi:10.1038/s41586-018-0260-6, 2018.

Schmid, M., Ehlers, T. A. and Hickler, T.: **Effect of changing vegetation on denudation (part 2): Landscape response to transient climate and vegetation cover**, , (February), 1–36, doi:10.5194/esurf-6-859-2018, 2018.

Schulz, M.: **On the 1470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events**, Paleoceanography, 17(2), 4-1-4–9, doi:10.1029/2000PA000571, 2002.

Seguinot, J., Ivy-Ochs, S., Jouvet, G., Huss, M., Funk, M. and Preusser, F.: **Modelling last glacial cycle ice dynamics in the Alps**, Cryosph., 12(10), 3265–3285, doi:10.5194/tc-12-3265-2018, 2018.

Sheaf, M. A., Serpa, L. and Pavlis, T. L.: **Exhumation rates in the St. Elias Mountains, Alaska**, Tectonophysics, 367(1–2), 1–11, doi:10.1016/S0040-1951(03)00124-0, 2003.

Shuster, D. L., Ehlers, T. A., Rusmore, M. E. and Farley, K. A.: **Geology: Rapid glacial erosion at 1.8 Ma revealed by 4 He/ 3 He thermochronometry**, Science (80-.)., 310(5754), 1668–1670, doi:10.1126/science.1118519, 2005.

Sklar, L. S., Riebe, C. S., Marshall, J. A., Genetti, J., Leclere, S., Lukens, C. E. and Merces, V.: **The problem of predicting the size distribution of sediment supplied by hillslopes to rivers**, Geomorphology, 277, 31–49, doi:10.1016/j.geomorph.2016.05.005, 2017.

Starke, J., Ehlers, T. A. and Schaller, M.: **Tectonic and Climatic Controls on the Spatial Distribution of Denudation Rates in Northern Chile (18°S to 23°S) Determined From Cosmogenic Nuclides**, J. Geophys. Res. Earth Surf., 122(10), 1949–1971, doi:10.1002/2016JF004153, 2017.

Stockmann, U., Minasny, B. and McBratney, A. B.: **How fast does soil grow?**, Geoderma, 216, 48–61, doi:10.1016/j.geoderma.2013.10.007, 2014.

Stone, J. O. H.: **Air pressure and cosmogenic isotope production**, J. Geophys. Res. Solid Earth, 105(B10), 23753–23759, doi:10.1029/2000JB900181, 2000.

Summerfield, M. A. and Hulton, N. J.: **Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins**, J. Geophys. Res. Solid Earth, 99(B7), 13871–13883, doi:10.1029/94JB00715, 1994.

Svensson, A., Dahl-jensen, D., Steffensen, J. P., Rasmussen, S. O., Vinther, B., Winstrup, M., Vallelonga, P., Capron, E., Pedro, J., Kipfstuhl, S., Wilhelms, F., Stocker, T., Fischer, H., Schwander, J., Udisti, R., Severi, M., Lambert, F. and Landais, A.: **Bipolar synchronization of Dansgaard-Oeschger events 19 and 20 (71-77 ka BP)**, vol. 19, p. 12770., 2017.

Syvitski, J. P. M. M. and Milliman, J. D.: **Geology, Geography, and Humans Battle for Dominance over the Delivery of Fluvial Sediment to the Coastal Ocean**, J. Geol., 115(1), 1–19, doi:10.1086/509246, 2007.

T

Thomson, S. N., Brandon, M. T., Tomkin, J. H., Reiners, P. W., Vásquez, C. and Wilson, N. J.: **Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building**, Nature, 467(7313), 313–317, doi:10.1038/nature09365, 2010.

Torres, M. A., Moosdorf, N., Hartmann, J., Adkins, J. F. and West, A. J.: **Glacial weathering, sulfide oxidation, and global carbon cycle feedbacks**, Proc. Natl. Acad. Sci., 114(33), 8716–8721, doi:10.1073/pnas.1702953114, 2017.

Toucanne, S., Angue Minto'o, C. M., Fontanier, C., Bassetti, M.-A., Jorry, S. J. and Jouet, G.: **Tracking rainfall in the northern Mediterranean borderlands during sapropel deposition**, Quat. Sci. Rev., 129, 178–195, doi:10.1016/j.quascirev.2015.10.016, 2015.

Turkington, A. V., Phillips, J. D. and Campbell, S. W.: **Weathering and landscape evolution**, Geomorphology, 67(1-2 SPEC. ISS.), 1–6, doi:10.1016/j.geomorph.2004.08.013, 2005.

U

Uppala, S. M., KÅllberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., Bechtold, V. D. C., Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M., Berg, L. Van De, Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B. J., Isaksen, L., Janssen, P. A. E. M., Jenne, R., Mcnally, A. P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N. A., Saunders, R. W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K. E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P. and Woollen, J.: **The ERA-40 re-analysis**, Q. J. R. Meteorol. Soc., 131(612), 2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176, 2005.

V

Val, P., Hoke, G. D., Fosdick, J. C. and Wittmann, H.: **Reconciling tectonic shortening, sedimentation and spatial patterns of erosion from 10Be paleo-erosion rates in the Argentine Precordillera**., 2016.

Valet, J.-P., Meynadier, L. and Guyodo, Y.: **Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years**, Nature, 435(7043), 802–805, doi:10.1038/nature03674, 2005.

Valla, P. G., Shuster, D. L. and Van Der Beek, P. A.: **Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations**, Nat. Geosci., 4(10), 688–692, doi:10.1038/ngeo1242, 2011.

W

Walker, M., Johnsen, S. J., Rasmussen, S. O., Popp, T., Steffensen, J. P., Cwynar, L. E. S. C., Hughen, K., Gibbard, P. L., Hoek, W. I. M., Lowe, J., Andrews, J. and Bjo, S.: **Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core , and selected auxiliary records**, J. Quat. Sci., 24(October 2008), 3–17, doi:http://dx.doi.org/10.1002/jqs.1227, 2009.

Willenbring, J. K. and von Blanckenburg, F.: **Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling**, Nature, 465(7295), 211–214, doi:10.1038/nature09044, 2010.

Willenbring, J. K. and Jerolmack, D. J.: **The null hypothesis: globally steady rates of erosion, weathering fluxes and shelf sediment accumulation during Late Cenozoic mountain uplift and glaciation**, Terra Nov., 28(1), 11–18, doi:10.1111/ter.12185, 2016.

Willenbring, J. K., Codilean, A. T. and McElroy, B. J.: **Earth is (mostly) flat: Apportionment of the flux of continental sediment over millennial time scales**, Geology, 41(3), 343–346, doi:10.1130/G33918.1, 2013.

Willett, S. D.: **Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts**, J. Geophys. Res. Solid Earth, 104(B12), 28957–28981, doi:10.1029/1999JB900248, 1999.

Wilson, N. J. and Flowers, G. E.: **Environmental controls on the thermal structure of alpine glaciers**, Cryosph., 7(1), 167–182, doi:10.5194/tc-7-167-2013, 2013.

Wimpenny, J., James, R. H., Burton, K. W., Gannoun, A., Mokadem, F. and Gíslason, S. R.: **Glacial effects on weathering processes: New insights from the elemental and lithium isotopic composition of West Greenland rivers**, Earth Planet. Sci. Lett., 290(3–4), 427–437, doi:10.1016/j.epsl.2009.12.042, 2010.

Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Kruesmann, T., Norton, K. P. and Kubik, P. W.: **Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps of Switzerland**, J. Geophys. Res., 112(F4), F04010, doi:10.1029/2006JF000729, 2007.

Y

Young, N. E., Briner, J. P., Maurer, J. and Schaefer, J. M.: **10 Be measurements in bedrock constrain erosion beneath the Greenland Ice Sheet margin**, Geophys. Res. Lett., 43(22), 11,708-11,719, doi:10.1002/2016GL070258, 2016.

Yu, F., Hunt, A., Egli, M. and Raab, G.: **Comparison and Contrast in Soil Depth Evolution for Steady State and Stochastic Erosion Processes: Possible Implications for Landslide Prediction**, Geochemistry, Geophys. Geosystems, 20(6), 2018GC008125, doi:10.1029/2018GC008125, 2019.

Z

Zachos, J.: **Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present**, Science (80-.)., 292(5517), 686–693, doi:10.1126/science.1059412, 2001.

Troisième partie

Annexes

Chapter 4 supplementary data

River	Name	Grain size (µm)	Lat (°N)	Long (°E)	Quartz area (km^2)	Mass quartz (g)	Spike 2020 ppm ^{9}Be (^{9}Be) (g)	^{9}Be spike (atoms)	^{10}Be/^{9}Be	^{10}Be total counts	Uncertainty ^{10}Be/^{9}Be %	Raw ^{10}Be concentration ($at.g^{-1}$)	Corrected ^{10}Be concentration ($at.g^{-1}$)	Corrected ^{10}Be concentration - 1sigma ($at.g^{-1}$)	Neutrons production rate ($at.g^{-1}.yr^{-1}$)	Slow muons production rate ($at.g^{-1}.yr^{-1}$)	Fast muons production rate ($at.g^{-1}.yr^{-1}$)	Denudation rate ($mm.yr^{-1}$)	Denudation rate - 1sigma ($mm.yr^{-1}$)	Integration time (yr)
2016																				
Coulomp	COU-16-1	50–100	43.959	6.730	36.1	2.9	0.1671	2.26E+19	9.95E-15	50	15.8	7.74E+04	6.14E+04	1.28E+04	12.506	0.021	0.049	0.14	0.03	4429
		100–250				27.9	0.1645	2.22E+19	1.03E-13	85	12.6	8.19E+04	8.03E+04	1.08E+04	12.644	0.021	0.049	0.10	0.01	5732
Esteron	EST-16-1	50–100	43.825	7.183	39.1	19.3	0.1632	2.20E+19	2.96E-14	33	17.5	3.37E+04	3.14E+04	6.04E+03	7.727	0.016	0.044	0.17	0.03	3505
		100–250				6.2	0.1660	2.24E+19	1.12E-14	48	14.8	4.04E+04	3.29E+04	6.30E+03	7.727	0.016	0.044	0.16	0.03	3676
Tinée	TIN-16-2	100–250	44.128	7.097	293.6	3.7	0.1688	2.28E+19	8.81E-15	25	20.0	5.43E+04	4.16E+04	1.13E+04	17.458	0.026	0.055	0.27	0.07	2197
	TIN-16-1	50–100	43.933	7.717	365.1	27.9	0.1686	2.28E+19	3.44E-14	81	11.2	2.81E+04	2.64E+04	3.34E+03	18.714	0.025	0.054	0.46	0.06	1310
		100–250				16.6	0.1662	2.24E+19	2.55E-14	31	18.9	3.45E+04	3.17E+04	6.67E+03	18.714	0.025	0.054	0.38	0.08	1573
Var	VAR-16-2	50–100	43.931	7.115	83.8	7.1	0.1670	2.25E+19	2.61E-14	72	13.0	8.29E+04	7.64E+04	1.13E+04	15.699	0.023	0.052	0.13	0.02	4463
		100–250				12.7	0.1670	2.25E+19	3.61E-14	91	10.6	6.41E+04	6.05E+04	7.24E+03	15.699	0.023	0.052	0.17	0.02	3534
	VAR-16-3	50–100	43.865	7.198	449.3	6.4	0.1660	2.24E+19	1.16E-14	54	14.9	4.07E+04	3.35E+04	6.36E+03	17.315	0.024	0.053	0.34	0.06	1785
		100–250				14.6	0.1663	2.24E+19	2.44E-14	23	20.9	3.76E+04	3.44E+04	7.99E+03	17.315	0.024	0.053	0.33	0.08	1834
	VAR-16-4	100–250	43.839	7.192	633.3	8.4	0.1662	2.24E+19	1.54E-14	79	11.3	4.11E+04	3.56E+04	4.98E+03	17.356	0.025	0.054	0.32	0.04	1892
	VAR-16-5A	50–100	43.672	7.166	730.3	27.0	0.1662	2.24E+19	5.50E-14	60	13.5	4.57E+04	4.40E+04	6.42E+03	15.593	0.023	0.052	0.23	0.03	2586
		100–250				13.0	0.1666	2.25E+19	2.53E-14	36	17.4	4.38E+04	4.02E+04	7.82E+03	15.765	0.023	0.052	0.26	0.05	2344
	VAR-16-5B	50–100	43.672	7.195		5.5	0.1661	2.24E+19	1.24E-14	107	10.3	5.07E+04	4.23E+04	5.72E+03	15.593	0.023	0.052	0.24	0.03	2489
		100–250				4.9	0.1666	2.25E+19	1.10E-14	59	13.1	5.05E+04	4.11E+04	7.05E+03	15.765	0.023	0.052	0.25	0.04	2394
Vésubie	VES-16-1	50–100	44.065	7.255	59.4	22.6	0.1666	2.25E+19	4.99E-14	60	13.3	4.96E+04	4.76E+04	6.91E+03	19.479	0.026	0.056	0.26	0.04	2270
		100–250				33.2	0.1652	2.23E+19	3.63E-14	54	14.0	2.44E+04	2.30E+04	3.55E+03	20.326	0.026	0.056	0.57	0.09	1054
	VES-16-2	50–100	43.879	7.231	184.0	32.8	0.1661	2.24E+19	7.78E-14	66	14.3	5.32E+04	5.18E+04	7.89E+03	17.507	0.025	0.054	0.22	0.03	2731
		100–250				29.2	0.1659	2.24E+19	4.53E-14	27	19.3	3.47E+04	3.32E+04	6.84E+03	17.892	0.025	0.054	0.35	0.07	1714
2017																				
Tinée	TIN-17-2	100-250	44.128	7.097	293.6	13.1	0.2615	3.53E+19	2.18E-14	71	13.8	5.89E+04	5.33E+04	8.48E+03	17.458	0.026	0.055	0.21	0.03	2815
Var	VAR-17-2	50–100	43.931	7.115	83.8	7.0	0.2632	3.55E+19	8.02E-15	132	12.1	4.10E+04	3.05E+04	5.55E+03	15.699	0.023	0.052	0.34	0.06	1780
		100–250				14.7	0.5295	7.15E+19	1.42E-14	20	24.3	6.92E+04	5.92E+04	1.71E+04	15.699	0.023	0.052	0.17	0.05	3460
	VAR-17-5B	50–100	43.672	7.195	730.3	10.5	0.2608	3.52E+19	1.34E-14	108	12.8	4.47E+04	3.78E+04	6.10E+03	15.765	0.023	0.052	0.27	0.04	2201
Vésubie	VES-17-1	100–250	44.065	7.255	59.4	61.1	0.2649	3.58E+19	4.53E-14	139	9.7	2.65E+04	2.53E+04	2.78E+03	20.326	0.026	0.056	0.52	0.06	1159
BLANK 2016																				
	A						0.1690	2.28E+19	2.18E-15	7	37.8									
	B						0.1692	2.28E+19	1.66E-15	17	24.3									
	C						0.1690	2.28E+19	2.65E-15	19	23.0									
	D						0.1679	2.27E+19	1.97E-15	25	20.0									
	E						0.1679	2.27E+19	1.82E-15	17	25.3									
						mean			2.05E-15											
						Std dev			3.84E-16											
BLANK 2017																				
	I						0.26724	3.61E+19	2.18E-15	3	62.7									
	II						0.2626	3.54E+19	2.29E-15	9	62.1									
	V						0.2651	3.58E+19	1.50E-15	34	20.1									
						mean			1.99E-15											
						Std dev			4.29E-16											
SPIKE																				
						^{9}Be Concentration (ppm)	2020													
						Uncertainty (ppm)	83													
							0.041													
NATIVE ^{9}Be			*^{9}Be Concentration (ppm)*																	
	VAR-16-5B	250>100	0.035																	
	TIN-16-2	250>100	0.274																	
	VES-16-1	250>100	0.03																	

	Sample characteristics					CRPG Blank corrected			Model 1 (Ice-free)						Model 2 (Glaciated)					
	Core	Top (cm)	Bottom (cm)	Grain size range (microns)	Age (ka)	Concentration ^{10}Be (at/g)	1s (at/g)	1s (%)	Neutronic production rate	Slow muon production rate	Fast muons production rate	Denudation (mm/a)	1s (mm/a)	Integration time (ka)	Neutronic production rate	Slow muon production rate	Fast muons production rate	Denudation (mm/a)	1s (mm/a)	Integration time (a)
MIS 1	CS01	0	4	100-250 50-100	**0.07**	2.69E+04	2.55E+03	9%	15.422	0.023	0.052	**0.38**	0.04	1.6	15.422	0.023	0.052	**0.38**	0.04	1.6
	CS13	53	56	100-250	**4.06**	4.16E+04	6.73E+03	16%	16.793	0.023	0.052	**0.26**	0.04	2.3	16.793	0.023	0.052	**0.26**	0.04	2.3
	CS13	93	95	50-100	**6.97**	3.11E+04	7.52E+03	24%	17.478	0.023	0.052	**0.36**	0.09	1.6	17.478	0.023	0.052	**0.36**	0.09	1.6
	CS01	355	360	100-250 50-100	**10.07**	1.59E+04	2.43E+03	15%	17.307	0.023	0.052	**0.70**	0.11	0.9	17.307	0.023	0.052	**0.70**	0.11	0.9
	CS13	265	273	50-100 100-250	**12.18**	3.98E+04	5.83E+03	15%	17.478	0.023	0.052	**0.28**	0.04	2.1	17.401	0.023	0.052	**0.28**	0.04	2.1
	CS13	339	342	50-100	**14.26**	4.09E+04	9.92E+03	24%	17.992	0.023	0.052	**0.28**	0.07	2.1	16.428	0.021	0.048	**0.26**	0.06	2.3
	CS13	345	350	100-250 50-100	**14.56**	2.98E+04	4.72E+03	16%	17.992	0.023	0.052	**0.39**	0.06	1.5	16.428	0.021	0.048	**0.36**	0.06	1.7
	CS13	442	445	50-100	**16.71**	3.16E+04	5.17E+03	16%	18.164	0.023	0.052	**0.37**	0.06	1.6	12.808	0.016	0.037	**0.26**	0.04	2.3
	CS13	493	497	100-250 50-100	**17.54**	1.57E+04	3.62E+03	23%	18.164	0.023	0.052	**0.75**	0.17	0.8	12.808	0.016	0.037	**0.53**	0.12	1.1
	CS13	610	615	50-100	**19.60**	2.72E+04	4.09E+03	15%	17.992	0.023	0.052	**0.43**	0.06	1.4	12.680	0.016	0.037	**0.30**	0.05	2.0
MIS 2	CS13	615	620	100-250 50-100	**19.76**	2.68E+04	4.21E+03	16%	17.992	0.023	0.052	**0.43**	0.07	1.4	12.680	0.016	0.037	**0.31**	0.05	2.0
	CS01	807	813	100-250 50-100	**19.77**	9.12E+03	1.19E+03	13%	17.821	0.023	0.052	**1.26**	0.16	0.5	12.623	0.017	0.037	**0.90**	0.12	0.7
	CS13	711	714	50-100 100-250	**21.14**	1.50E+04	2.71E+03	18%	16.964	0.023	0.052	**0.73**	0.13	0.8	11.956	0.016	0.037	**0.52**	0.09	1.2
	CS13	723	727	50-100 100-250	**21.51**	1.34E+04	1.99E+03	15%	16.964	0.023	0.052	**0.82**	0.12	0.7	11.956	0.016	0.037	**0.58**	0.09	1.0
	CS01	1074	1079	100-250 50-100	**21.94**	1.57E+04	1.69E+03	11%	17.136	0.023	0.052	**0.71**	0.08	0.8	12.228	0.017	0.038	**0.51**	0.05	1.2
	CS13	820	824	50-100 100-250	**23.27**	1.43E+04	3.48E+03	24%	17.307	0.023	0.052	**0.78**	0.19	0.8	12.242	0.016	0.037	**0.55**	0.14	1.1
	CS13	951	955	50-100	**27.28**	3.54E+04	6.55E+03	19%	17.821	0.023	0.052	**0.33**	0.06	1.8	13.783	0.018	0.041	**0.25**	0.05	2.4
	CS13	1055	1059	50-100 100-250	**31.29**	2.69E+04	2.82E+03	10%	16.793	0.023	0.052	**0.41**	0.04	1.5	11.983	0.017	0.038	**0.29**	0.03	2.1
	CS13	1091	1096	50-100	**32.45**	2.86E+04	2.32E+03	8%	17.307	0.023	0.052	**0.39**	0.03	1.5	12.350	0.018	0.040	**0.28**	0.02	2.1
MIS 3	CS13	1362	1367	50-100 100-250	**43.51**	3.23E+04	3.35E+03	10%	17.478	0.023	0.052	**0.35**	0.04	1.7	14.914	0.020	0.046	**0.30**	0.03	2.0
	CS13	1575	1582	50-100 100-250	**53.56**	4.24E+04	2.73E+03	6%	17.136	0.023	0.052	**0.26**	0.02	2.3	14.942	0.021	0.046	**0.23**	0.01	2.6
	CS13	1635	1644	50-100 100-250	**55.73**	3.48E+04	5.16E+03	15%	18.164	0.023	0.052	**0.34**	0.05	1.8	16.584	0.021	0.048	**0.31**	0.05	2.0
	CS13	1742	1748	50-100 100-250	**59.07**	3.97E+04	3.03E+03	8%	18.164	0.023	0.052	**0.30**	0.02	2.0	14.048	0.018	0.041	**0.23**	0.02	2.6
MIS 4	CS13	1751	1758	50-100 100-250	**59.39**	3.67E+04	2.45E+03	7%	18.164	0.023	0.052	**0.32**	0.02	1.9	14.048	0.018	0.041	**0.25**	0.02	2.4
	CS13	1976	1978	50-100	**66.27**	3.94E+04	6.17E+03	16%	17.478	0.023	0.052	**0.29**	0.04	2.1	12.380	0.017	0.037	**0.20**	0.03	2.9
MIS 5	CS13	2190	2193	50-100	**73.86**	5.62E+04	4.57E+03	8%	17.136	0.023	0.052	**0.20**	0.02	3.0	13.253	0.018	0.041	**0.15**	0.01	3.9

lambda n	160
lambda sn	1500
lambda fm	4320

Neutronic and muonic production rates are computed using the Basinga GIS code (Charreau et al., 2019), and using the worldwide SLHL production rate mean computed by CREp (Martin et al., 2017).
Muonic parameters are from (Braucher et al., 2013)

	Sample characteristics					Input parameters								$C_G = 0$				$C_G = 2.53 \times 10^4$ at gr^{-1} (Guillon et al., 2015)			
	Core	Top (cm)	Bottom (cm	Grain size range (microns)	Age (ka)	$d^{18}O$ (‰ V-PDB)	SST (°C)	Surface covered by glaciers (km^2)	Surface of fluvial domain (km^2)	Neutronic production rate	Slow muon production rate	Fast muons production rate	E_R (mm/a)	1s E_R (mm/a)	E_G (mm/a)	1s E_G (mm/a)	E_{MIX} (mm/a)	1s E_{MIX} (mm/a)	E_G (mm/a)	1s E_G (mm/a)	E_{MIX} (mm/a)	1s E_{MIX} (mm/a)
MIS 1	CS01	0	4	100-250 50-100	**0.07**	1.43	17.03	0	730.30	15.4220	0.0232	0.0518	0.23	0.05	0.00	0.00	0.23	0.06	0.00	0.00	0.23	0.06
	CS13	53	56	100-250	**4.06**	1.29	17.52	0.0	730.30	16.7928	0.0232	0.0518	0.23	0.05	0.00	0.00	0.23	0.06	0.00	0.00	0.23	0.06
	CS13	93	95	50-100	**6.97**	1.15	18.02	0.0	730.30	17.4782	0.0232	0.0518	0.23	0.05	0.00	0.00	0.23	0.06	0.00	0.00	0.23	0.06
	CS01	355	360	100-250 50-100	**10.07**	1.87	15.48	0.0	730.30	17.4782	0.0232	0.0518	0.23	0.05	0.00	0.00	0.23	0.06	0.00	0.00	0.23	0.06
	CS13	265	273	50-100 100-250	**12.18**	2.77	12.32	2.0	728.30	17.4502	0.0232	0.0518	0.23	0.05	20.06	34.48	0.28	0.11	24.81	35.39	0.30	0.11
	CS13	339	342	50-100	**14.26**	3.24	10.67	45.8	684.50	17.5304	0.0229	0.0514	0.24	0.05	0.59	1.56	0.26	0.11	1.10	1.64	0.29	0.12
	CS13	345	350	100-250 50-100	**14.56**	3.38	10.18	45.8	684.50	17.5304	0.0229	0.0514	0.24	0.05	2.13	1.87	0.36	0.13	2.94	2.00	0.41	0.14
	CS13	442	445	50-100	**16.71**	4.02	7.93	203.8	526.50	17.7789	0.0228	0.0513	0.22	0.04	0.37	0.31	0.26	0.09	0.37	0.31	0.26	0.09
	CS13	493	497	100-250 50-100	**17.54**	4.03	7.89	203.8	526.50	17.7789	0.0228	0.0513	0.22	0.04	1.32	0.67	0.53	0.20	1.53	0.66	0.59	0.19
	CS13	610	615	50-100	**19.60**	4.08	7.72	204.5	525.80	17.6141	0.0228	0.0513	0.22	0.04	0.51	0.35	0.30	0.11	0.54	0.35	0.31	0.11
	CS13	615	620	100-250 50-100	**19.76**	4.07	7.75	204.5	525.80	17.6141	0.0228	0.0513	0.22	0.04	0.52	0.36	0.31	0.11	0.56	0.36	0.32	0.11
MIS 2	CS01	807	813	100-250 50-100	**19.77**	4.07	7.75	204.5	525.80	17.3830	0.0228	0.0512	0.22	0.04	2.60	1.05	0.89	0.31	3.52	1.03	1.15	0.31
	CS13	711	714	50-100 100-250	**21.14**	4.09	7.69	204.5	525.80	16.6075	0.0228	0.0513	0.22	0.04	1.28	0.62	0.52	0.18	1.52	0.63	0.59	0.19
	CS13	723	727	50-100 100-250	**21.51**	4.09	7.68	204.5	525.80	16.6075	0.0228	0.0513	0.22	0.04	1.50	0.68	0.58	0.20	1.63	0.63	0.62	0.19
	CS01	1074	1079	100-250 50-100	**21.94**	3.86	8.48	193.6	536.70	16.6487	0.0227	0.0512	0.23	0.05	1.28	0.61	0.51	0.17	1.50	0.60	0.56	0.17
	CS13	820	824	50-100 100-250	**23.27**	4.14	7.49	206.2	524.10	16.9812	0.0229	0.0513	0.22	0.04	1.39	0.71	0.55	0.21	1.45	0.64	0.57	0.19
	CS13	951	955	50-100	**27.28**	3.66	9.20	134.9	595.40	16.9161	0.0225	0.0509	0.24	0.05	0.31	0.47	0.25	0.10	0.37	0.47	0.26	0.10
	CS13	1055	1059	50-100 100-250	**31.29**	3.83	8.60	186.1	544.20	16.2531	0.0227	0.0511	0.23	0.05	0.48	0.36	0.29	0.10	0.46	0.34	0.29	0.10
	CS13	1091	1096	50-100	**32.45**	3.72	8.98	160.6	569.70	16.5188	0.0225	0.0509	0.23	0.05	0.50	0.42	0.29	0.10	0.55	0.41	0.30	0.10
MIS 3	CS13	1362	1367	50-100 100-250	**43.51**	3.42	10.02	80.3	650.00	16.7587	0.0226	0.0511	0.24	0.05	0.76	0.87	0.30	0.11	0.98	0.88	0.32	0.11
	CS13	1575	1582	50-100 100-250	**53.56**	3.41	10.06	69.0	661.30	16.5047	0.0227	0.0512	0.24	0.05	0.10	0.78	0.23	0.09	0.27	0.78	0.24	0.09
	CS13	1635	1644	50-100 100-250	**55.73**	3.28	10.54	45.8	684.50	17.6973	0.0229	0.0514	0.24	0.05	1.35	1.62	0.31	0.11	1.94	1.71	0.34	0.12
MIS 4	CS13	1742	1748	50-100 100-250	**59.07**	3.57	9.52	134.9	595.40	17.2414	0.0225	0.0509	0.24	0.05	0.18	0.40	0.23	0.09	0.14	0.37	0.22	0.08
	CS13	1751	1758	50-100 100-250	**59.39**	3.62	9.34	134.9	595.40	17.2414	0.0225	0.0509	0.24	0.05	0.28	0.42	0.25	0.09	0.23	0.39	0.24	0.09
	CS13	1976	1978	50-100	**66.27**	3.97	8.09	199.7	530.60	17.0487	0.0228	0.0512	0.22	0.04	0.15	0.25	0.20	0.08	0.03	0.22	0.17	0.07
MIS 5	CS13	2190	2193	50-100	**73.86**	3.48	9.81	134.9	595.40	16.2655	0.0225	0.0509	0.24	0.05	-0.23	0.28	0.15	0.07	-0.26	0.27	0.15	0.07

lambda n	160
lambda sm	1500
lambda fm	4320

Model	Data	Time frame	Source	note
Average SST during the Late Holocene for the Ligurian S	**17°C**	Mean of 3 ka	Jallali 201	*Consistent with World Ocean Atlas datatbase (2013)*
Average SST during the LGM for the Ligurian Sea	**8°C**	Mean between 19 a	Hayes 200	*Mean of two cores in the Gulf of Lions*
Average $d^{18}O$ values during the Late Holocene for the Va	**1.44**	Mean of 3 ka	Bonneau 2	*Both CS13 and CS01 cores used*
Average $d^{18}O$ values during the LGM for the Var	**4**	Mean between 19 a	Bonneau 2	*Both CS13 and CS01 cores used*

y= ax+b with x1 (1.44 - 17) and x2 (4 - 8)
a= -3.52
b = 22.075

$y = -3.52*d^{18}O+22.075$

Sample characteristics				Nd data	
Core	**Top (cm)**	**Bottom (cm)**	**Age (ka)**	**εNd**	**Int. error (2σ)**
CS13	1520	1521	49.51	-10.17	0.16
CS13	1564	1565	53.08	-10.00	0.14
CS13	1584	1585	53.76	-10.12	0.15
CS13	1607	1608	54.77	-10.23	0.16
CS13	1633	1634	55.53	-10.22	0.12
CS13	1647	1648	55.82	-10.22	0.10
CS13	1682	1683	57.02	-9.99	0.14
CS13	1716	1717	58.32	-10.25	0.16
CS13	1760	1761	59.59	-10.27	0.08
CS13	1815	1816	61.04	-10.15	0.13
CS13	1843	1844	61.97	-9.85	0.15
CS13	1887	1888	63.43	-10.33	0.12
CS13	1922	1923	64.60	-10.22	0.12
CS13	1973	1974	66.16	-9.59	0.15
CS13	1999	2000	67.07	-9.84	0.14
CS13	2074	2075	69.71	-9.83	0.07
CS13	2083	2084	70.02	-10.04	0.17
CS13	2120	2121	71.16	-10.07	0.14
CS13	2178	2179	73.22	-10.19	0.13

Le processus de dénudation est un paramètre clé contrôlant la formation et l'évolution des reliefs terrestres. L'interaction entre les processus de surface (notamment la dénudation) et les variations climatiques à l'échelle des temps géologiques est une question fortement débattue, et ce à cause du manque d'enregistrements continus non affectés par la dynamique tectonique. Afin de contraindre cette interaction, cette thèse se focalise sur le bassin versant du Var (Alpes Maritimes Françaises) et sur ses enregistrements sédimentaires qui permettent un suivit des variations des taux de dénudation depuis le présent jusqu'à il y a 75 000 ans. Cette période couvre la fin du dernier cycle glaciaire (le Würm) ainsi que la transition vers la période climatique actuelle (l'Holocène). La mesure du ^{10}Be (isotope cosmogénique) dans les sédiments permet la quantification des taux de dénudation moyennés sur l'ensemble d'un bassin versant. Cette méthode, appliquée aux sédiments actuels du Var, a permit de calculer un taux de dénudation actuel s'élevant à 0.24 ± 0.04 mm yr^{-1}. La même méthode a ensuite été appliquée sur des échantillons provenant de deux carottes sédimentaires constituant un enregistrement continu et haute résolution des sédiments du Var. Les résultats montrent que l'avancée des glaciers pendant le *Dernier Maximum Glaciaire* (entre 19 000 et 26 500 ans) a entrainé une augmentation significative (~ × 2) des taux de dénudation, tandis que lors des précédentes phases glaciaires (entre 26 500 et 75 000 ans) la dénudation était constante et similaire à la valeur actuelle. Cette réponse non-linéaire de la dénudation aux changements climatiques suggère l'existence d'un seuil contrôlé par la dynamique érosive des glaciers, qui était proche de ~ 1 mm yr^{-1} pendant le *Dernier Maximum Glaciaire* et ~ × 4 plus faible entre 26 500 et 75 000 ans.

Denudation is a key parameter controlling the formation and evolution of landforms across the Earth's surface. The interaction between surface processes (namely denudation) and climatic variations at the geological time scale is a highly debated issue, due to the lack of continuous sedimentary records unaffected by tectonic forcing. In order to constrain this interaction, this thesis focuses on the Var watershed (French Maritime Alps) and on its sedimentary archive which allow to track the variations of denudation rates from the present until 75 000 years ago. This period covers the end of the last glacial cycle (the Würm) as well as the transition to the current climatic period (the Holocene). The measurement of ^{10}Be (cosmogenic isotope) in sediments allows the quantification of denudation rates integrated over the entire watershed. This method, applied to present-day sediments of the Var, constrained the current denudation rate of the Var catchment at 0.24 ± 0.04 mm yr^{-1}. The same method was then applied to samples from two sedimentary cores constituting a continuous and high-resolution sedimentary archive of past Var sediments. The results show that the *Last Glacial Maximum* glaciers' advance (between 19 000 and 26 500 years) induced a significant increase on denudation (~ × 2), whereas during the previous glacial stages (between 26 500 and 75 000 years), the denudation was steady and similar to present-day value. This nonlinear response of denudation to climate change suggests the existence of a threshold controlled by the erosive dynamics of glaciers, which was close to ~ 1 mm yr^{-1} during the *Last Glacial Maximum* and ~ × 4 lower between 75 000 and 26 500 years.