



HAL
open science

Modélisation et enregistrement morphologique, détritique et thermochronologique de l'érosion glaciaire

Maxime Bernard

► **To cite this version:**

Maxime Bernard. Modélisation et enregistrement morphologique, détritique et thermochronologique de l'érosion glaciaire. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2020. Français. NNT : 2020REN1B041 . tel-03212478

HAL Id: tel-03212478

<https://theses.hal.science/tel-03212478v1>

Submitted on 29 Apr 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE DE RENNES 1

ECOLE DOCTORALE N° 600

Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Par

Maxime BERNARD

Modélisation et enregistrement morphologique, détritique et
thermochronologique de l'érosion glaciaire

Thèse présentée et soutenue à Rennes, le 14/12/2020

Unité de recherche : UMR 6118 – Géosciences Rennes

Rapporteurs avant soutenance :

Jean Braun Professeur au Centre Allemand de Recherche pour les Géosciences (GFZ), Université de Potsdam, Allemagne.
Pierre Valla Chercheur CNRS à l'Université de Grenoble, France

Composition du Jury :

Président :	Marc Jolivet	Directeur de Recherche au CNRS (Géosciences Rennes)
Examineurs :	Peter Van der Beek	Professeur à l'Université de Potsdam, Allemagne
	Cécile Gautheron	Professeure à l'Université de Paris-Saclay, France
	Jean Braun	Professeur au Centre Allemand de Recherche pour les Géosciences (GFZ), Université de Potsdam, Allemagne.
	Pierre Valla	Chercheur CNRS à l'Université de Grenoble, France
Directeur de thèse :	Kerry Gallagher	Professeur (Géosciences Rennes)
Co-directeur de thèse :	Philippe Steer	Maitre de conférences (Géosciences Rennes)

Remerciements

Je tiens à remercier ici toutes les personnes qui m'ont aidé durant ces trois années de doctorat, de près comme de loin. Tout d'abord, je remercie mes encadrants, Kerry et Philippe, pour leur soutien continue. Merci de m'avoir guidé dans les moments de doute et pour les discussions très enrichissantes. Kerry toujours serein et de bonne humeur, même face aux problèmes de compatibilité répétés avec Windows, j'espère un jour pouvoir atteindre ton niveau de sérénité ! Philippe, tu as participé aussi à la bonne humeur durant ces trois années, merci pour les blagues (j'espère également un jour atteindre ton niveau), mais surtout merci pour toutes les discussions qui ont été très riches en enseignements pour moi car toujours très pertinentes ! Je remercie également David, pour cette collaboration, pour m'avoir si bien reçu à Aarhus ! Merci beaucoup.

Je remercie très chaleureusement mon frère thomas, pour sa présence quotidienne à mes côtés. Je te remercie d'être là, juste là. Tu sais tout ce que j'ai en tête, alors je ne vais pas m'étendre (et puis, ça t'éviterait de monter sur tes grands chevaux !). Merci.

Je dois également cet accomplissement à mes parents qui m'ont soutenu et me soutiennent continuellement. Votre dévouement m'a permis de choisir ma voie en toute liberté, et je vous en remercie. Je vous dois beaucoup. Merci également à mes sœurs et mon frère, Tiphaine, Jennifer, Paul. Merci pour tous ces fous rires de jeunesse, ces souvenirs d'enfance, cette relation fraternelle qui m'est chère. Merci Tiphaine, pour ta relecture du manuscrit ! Merci au reste de ma famille : ma grand-mère pour son soutien infaillible depuis 26 ans, mes oncles et tantes, et mes cousins et cousines pour les délires de jeunesse !

Merci à mes amis pour leur soutien et les bons moments passés ! Merci Loris, Sarah, Jérôme, Joseph, Orlane, Sébastien, et tous mes amis tourangeaux ! Une dédicace à mes amis rennais qui ont égailé ces trois années passées à Rennes : Etienne, Justine, Diane, Baptiste, Lucas, Bezhad, Quentin, Alexandre, Claire, Allison, et bien d'autres encore ! Je vous remercie tous. Je remercie également Thomas Pedrono, pour son soutien et son travail sur le projet mené en Nouvelle-Zélande ; ainsi que Nathan Cogné pour m'avoir formé au comptage des traces de fission et sa participation dans ce projet. Merci Edwin pour le comptage des galets dans les méandres des rivières de Nouvelle-Zélande, un vrai plaisir !

Je remercie enfin mon comité de suivi de thèse : Benjamin Guillaume, Peter Van der Beek et Stéphane Bonnet, pour leurs conseils et leur partage au travers des deux bilans de suivi du doctorat.

Résumé

Le Cénozoïque est marqué par un refroidissement global du climat et des périodes glaciaires/interglaciaires qui se sont intensifiées au milieu du Pléistocène passant de cycles de retour de 40 ka à 100 ka. Des observations montrent une augmentation des taux d'érosion globaux à la même période. L'érosion impacte la dynamique des chaînes de montagnes en focalisant la déformation. Ainsi, un débat existe depuis 30 ans à savoir quel est l'impact du climat sur l'évolution des chaînes de montagnes, contrôlée au premier ordre par la tectonique. Bien que notre compréhension de l'érosion glaciaire et de son impact sur le relief ait significativement augmentée depuis, des ambiguïtés demeurent quant à son rôle dans l'augmentation récente des taux d'érosion. Dans ces travaux de thèse, j'adopte une approche de modélisation numérique pour contraindre d'une part, le rôle de la lithologie sur la distribution spatiale de l'érosion glaciaire, et d'autre part, l'impact du transport glaciaire sur les enregistrements de thermochronologie détritique caractérisant la distribution spatiale de l'érosion. Les résultats montrent que la lithologie contrôle la distribution spatiale de l'érosion, en déterminant la résistance des substrats rocheux à l'érosion, impactant ainsi la morphologie des vallées glaciaires. Le transport glaciaire limite le mélange latéral des sédiments et favorise leur stockage en amont dans les glaciers tributaires montrant de faibles vitesses d'écoulement. Cela impacte les distributions d'âges détritiques thermochronologiques collectés au front des glaciers, en tamponnant la contribution réelle des versants et favorisant la contribution des basses altitudes proches du site d'échantillonnage ; pouvant ainsi mener à des interprétations erronées de la distribution spatiale de l'érosion glaciaire. Ainsi, ces travaux apportent de nouvelles connaissances au débat actuel, ainsi que des perspectives quant à l'apport de la modélisation numérique dans l'évaluation des outils de diagnostic.

Abstract

The Cenozoic is marked by a global climatic cooling and glacial/interglacial periods which intensified in the mid-Pleistocene from return cycles of 40 ka to 100 ka. Observations show an increase in global erosion rates during the same period. Erosion impacts the dynamics of mountain ranges by focusing deformation. Thus, there is a debate for 30 years about the impact of climate on the evolution of mountain ranges, controlled at first order by tectonics. Although our understanding of glacial erosion and its impact on the relief has increased significantly since then, ambiguities remain as to its role in the recent increase in erosion rates. In this thesis work, I adopt a numerical modelling approach to constrain, firstly, the role of lithology on the spatial distribution of glacial erosion and, secondly, the impact of glacial transport on detrital thermochronology records characterising the spatial distribution of erosion. The results show that lithology controls the spatial distribution of erosion by determining the resistance of bedrock to erosion, thus impacting the morphology of glacial valleys. Glacial transport limits the lateral mixing of sediments and promotes their storage upstream in tributary glaciers showing low ice sliding velocities. This impacts the thermochronological detrital age distributions collected at the glacier fronts, by buffering the real contribution of hillslopes and promoting the contribution of low altitudes near the sampling site; this can lead to erroneous interpretations of the spatial distribution of glacial erosion. Thus, this work brings new knowledge to the current debate, as well as perspectives on the contribution of numerical modelling in the evaluation of diagnostic tools.

Table des matières

Remerciements	i
Résumé	ii
Abstract	iii
Liste des figures	vi
Avant-propos	ix
1 Introduction et état de l'art	2
1.1 Le rôle de l'érosion glaciaire dans la dynamique des reliefs	2
1.2 La dynamique des glaciers	9
1.2.1 Les glaciers	9
1.2.2 Caractéristiques des paysages glaciaires et morphologie des vallées	13
1.3 Erosion, transport et dépôts sédimentaires par les glaciers	15
1.3.1 L'érosion par les glaciers	15
1.3.2 Transport des sédiments glaciaires et dépôt morainiques	19
1.4 La modélisation numérique des glaciers	21
1.4.1 Les modèles glaciaires	21
1.4.2 Modélisation de l'érosion glaciaire	24
1.5 La thermochronologie basse-température	27
1.5.1 Principes théoriques	27
1.5.2 Approches thermochronologiques	28
2 Méthodologie	32
2.1 Le modèle d'évolution de paysage glaciaire : iSOSIA	32
2.1.1 Présentation d'iSOSIA	32
2.1.2 Structure interne d'iSOSIA	33
2.2 Méthodes thermochronométriques	38
2.2.1 Le thermochronomètre traces de fissions sur apatite (AFT)	38
2.2.2 Le thermochronomètre (U-Th)/He sur apatite (AHe)	40
2.3 Modélisation d'histoires thermiques avec QTQt	41
2.3.1 Modélisation d'histoire thermique in-situ	41
2.3.2 Modélisation d'histoires thermiques à partir d'échantillons détritiques	44
3 Le rôle de la lithologie sur la morphologie des fjords et l'érosion glaciaire	50
3.1 Motivations et résumé de l'étude	50
3.2 Article : L'impact de la lithologie sur la morphologie des fjords	54
3.3 Figures complémentaires à l'article	63
3.4 Précisions et analyses complémentaires sur le rôle lithologique dans le développement et la morphologie des fjords	75
3.4.1 Exploration de la loi d'arrachement par bloc	75
3.4.2 Le rôle des fractures sur la morphologie des fjords	81
3.4.3 Les relations érosion et vitesse de glissement basal	84

3.5	Discussion et conclusions.....	87
3.5.1	Limites du modèle d'arrachement dans iSOSIA	87
3.5.2	Le rôle de la lithologie sur la morphologie des vallées glaciaires	88
3.5.3	Le rôle de la topographie.....	90
3.5.4	Impact lithologique sur les données de thermochronologie basse-température	91
4	Modélisation de l'impact des sources et du transport des sédiments par les glaciers sur les données de thermochronologie détritique.....	94
4.1	Motivations et résumé étendu de l'étude.....	94
4.2	Article : Modelling the effects of ice transport and sediment sources on the form of detrital thermochronological age probability distributions from glacial settings	99
4.3	Figures complémentaires à l'article.....	127
4.4	Couplage d'un modèle thermo-cinématique avec iSOSIA : exploration détritique	138
4.5	Conclusions du chapitre	149
5	Datations AFT détritiques dans la vallée de l'Awatere, Nouvelle-Zélande : exhumation de la chaîne interne de Kaikoura.	152
5.1	Le projet « Getting your feet wet or climbing ? »	152
5.2	Contexte tectonique et géologique de la chaîne interne de Kaikoura.....	153
5.3	Méthode.....	156
5.3.1	Stratégie d'échantillonnage	156
5.3.2	Analyses thermochronologiques des apatites détritiques	157
5.3.3	Modélisation inverse des données AFT détritiques.....	157
5.4	Résultats	158
5.4.1	Fertilité relative dans la vallée Awatere	158
5.4.2	Distribution et dispersion des âges AFT détritiques le long de l'Awatere	159
5.4.3	Inversion des données AFT et histoires thermiques	162
5.4.4	Composantes d'âges et histoires thermiques détritiques au mont Tapuaenuku.....	167
5.4.5	Exploration de la fonction d'échantillonnage topographique.....	171
5.5	Discussion	173
5.5.1	Qualité des données et Limites de l'étude	173
5.5.2	Fertilité en apatites dans la vallée de l'Awatere	173
5.5.3	Histoires thermiques dans la chaîne interne de Kaikoura.....	174
5.5.4	Stratégie de modélisation des histoires thermiques détritiques	176
5.6	Conclusions et perspectives.....	178
6	Synthèses des travaux de doctorat et perspectives	182
6.1	Modélisation de l'érosion et de la morphologie des vallées glaciaires	182
6.2	Enregistrement de l'érosion glaciaire et thermochronologie détritique	185
6.3	Perspectives méthodologiques et de recherches futures.....	188
6.4	Conclusions générales	190
	Références bibliographiques.....	191
	Annexes	210

Liste des figures

Figure 1.1. Evolution cénozoïque du climat global et indicateurs.	3
Figure 1.2. Taux de changement de relief globaux et distribution des altitudes des chaînes de montagnes.....	5
Figure 1.3. Comparaison des taux d'érosion des bassins de drainage glaciaires et fluviaux en fonction des échelles de temps définie par les méthodes quantitatives employées.	7
Figure 1.4. Vue en coupe de la dynamique d'un glacier tempéré.	10
Figure 1.5. Morphologie des vallées glaciaires et fluviales.....	15
Figure 1.6. Morphologies des substrats rocheux laissées par les mécanismes d'abrasion et d'arrachement.....	16
Figure 1.7. Modèles théoriques des processus d'abrasion et d'arrachement.....	17
Figure 1.8. Diagramme montrant les relations entre l'espacement des joints/fractures, la dureté et les processus d'érosion dominants sous des conditions sous-glaciaires supposées constantes.	18
Figure 1.9. Synthèse des processus de transport des sédiments par les glaciers et de dépôt morainique au front des glaciers.....	20
Figure 1.10. Bilan des forces contrôlant l'écoulement des glaciers et définissant la complexité des modèles numériques.	23
Figure 1.11. Paramètres d'influence de l'arrachement de blocs sous l'effet de l'ouverture d'une cavité sous-glaciaire.....	26
Figure 1.12. Représentation des approches de thermochronologie de socle (in situ) et détritique, dans un bassin glaciaire.	29
Figure 2.1. Exemples d'utilisation d'iSOSIA.	33
Figure 2.2. Algorithme pour le calcul des contraintes et vitesses moyennes en chaque point du modèle et pour chaque pas de temps.....	37
Figure 2.3. Représentation de la grille régulière utilisée dans iSOSIA pour la résolution des équations par la méthode des différences finies.	38
Figure 2.4. Modélisation des histoires thermiques dans QTQt (Gallagher, 2012).	44
Figure 2.5. Modèle conceptuel pour la prédiction d'histoires thermiques à partir d'échantillon détritique.	46
Figure 3.1. Prédiction de la loi d'arrachement pour une variation de la contrainte limite.....	77
Figure 3.2. Prédiction de la loi d'arrachement pour une variation du module de Weibull.....	79
Figure 3.3. Prédiction de la loi d'arrachement en tenant compte du facteur de volume.....	80

Figure 3.4. Relation profondeur-largeur de fjords résultants d'une érosion contrôlée par une variation du module de Weibull m et par le facteur de volume.	82
Figure 3.5. Relation entre taux d'érosion et taille relative des cavités (S/Lc) pour les modèles de fjords considérant le facteur de volume.	83
Figure 3.6. Relations entre taux d'érosion et vitesse de glissement basal pour les modèles de fjords iSOSIA considérant différentes résistances du substrat rocheux.	85
Figure 3.7. Relations entre taux d'érosion et pression effective pour les modèles de fjords iSOSIA considérant différentes résistances du substrat rocheux.	86
Figure 4.1. Scénario d'exhumation des particules de roches et de la topographie considérée dans PeCUBE.	141
Figure 4.2. Evolution de la distribution spatiale des âges (U-Th)/He sur apatite avant et après l'épisode glaciaire.	142
Figure 4.3. Distribution des âges in-situ (U-Th)/He en fonction de l'altitude avant (Fluviale) et après (glaciaire) l'épisode glaciaire.	143
Figure 4.4. Distribution spatiale des particules de sédiments suivies dans iSOSIA.	144
Figure 4.5. Exemple de distribution de probabilités (PDF) dans un échantillon détritique synthétique comparée à la PDF de socle.	145
Figure 4.6. Evolution temporelle des différences maximales (D_{max}) calculées entre les PDFs détritiques échantillonnées dans chacune des trois localités du glacier.	146
Figure 4.7. Histoires thermiques inférées des âges AHe détritiques synthétiques prélevés dans la moraine frontale à la fin de la simulation glaciaire.	147
Figure 5.1. Contexte tectonique actuel de la Nouvelle-Zélande, et localisation géographique de la zone d'étude.	154
Figure 5.2. Carte structurale de la région de Marlborough, et localisation des sites d'échantillonnage sur fond de carte géologique dans la vallée de l'Awatere dans la chaîne interne de Kaikoura.	155
Figure 5.3. Diagrammes radiaux montrant la distribution des âges AFT des apatites détritiques de chaque site d'échantillonnage, suivant leur erreur relative associée (σ_{rel}).	160
Figure 5.4. Composition en chlore et âges AFT pour les échantillons détritiques collectés dans la vallée de l'Awatere.	161
Figure 5.5. Histoires thermiques détritiques modélisées et distributions d'âges AFT prédites via le logiciel QTQt (Gallagher, 2012), pour les trois échantillons collectés dans la rivière Awatere.	164
Figure 5.6. Histoires thermiques détritiques modélisées et distributions d'âges AFT prédites via le logiciel QTQt (Gallagher, 2012), pour les quatre échantillons collectés dans les bassins tributaire à la rivière Awatere (voir figure 5.2B).	166
Figure 5.7. Composantes d'âges détritiques inférées avec BayesMixQt v3.2 pour l'échantillon n°6, prélevé à l'exutoire du bassin de drainage du complexe igné du mont Tapuaenuku.	168

Figure 5.8. Histoires thermiques et distributions d'âges détritiques modélisées pour la composante d'âges identifiée autour de 35.3 ± 9.5 pour l'échantillon n°6, du bassin de drainage du mont Tapuaenuku.

..... 170

Figure 5.9. Histoires thermiques et distributions d'âges détritiques prédites par l'inversion des données détritiques et in-situ (Baker et Seaward, 1996), et considérant une variation de la fonction d'échantillonnage topographique (FET). 172

Avant-propos

Avant de plonger au cœur du sujet, j'aimerais présenter succinctement le déroulement de mes 3 années de thèse, du projet initial démarré en octobre 2017, jusqu'au projet final en 2020. Ce projet de doctorat s'est déroulé sous la supervision de Kerry Gallagher et de Philippe Steer. Le projet final de thèse a dérivé du projet initial qui titrait « Evolution géomorphologique du Nord-Est du Groenland ». Les fjords du Groenland sont parmi les plus larges et les plus incisés à travers le monde. Leur formation est associée à l'érosion glaciaire, ainsi, caractériser et dater leur mise en place fournit des informations sur la dynamique et la croissance de la calotte glaciaire groenlandaise. Cependant la morphologie de ces fjords et l'amplitude de leur incision varient spatialement d'une manière qui n'est pas encore bien comprise. Or la présence et la morphologie de ces fjords impactent fortement la dynamique des calottes glaciaires (Kessler et al., 2008). Comprendre les facteurs qui contrôlent cette morphologie est donc fondamental pour modéliser les évolutions passées et futures de ces calottes. Ce projet de thèse avait donc pour objectifs de se concentrer sur la datation thermochronologique des fjords au NE du Groenland, et sur la modélisation numérique des facteurs contrôlant leur développement et leur morphologie, à l'aide d'un modèle d'évolution de paysage glaciaire, nommé iSOSIA (Egholm et al., 2011), et développé au sein de l'institut des Géosciences de l'Université d'Aarhus au Danemark. Ainsi, une collaboration avec le professeur David Egholm était envisagée.

L'initiation de la calotte glaciaire groenlandaise était contrainte au milieu de l'Eocène (45 Ma ; Moran et al., 2006) ou à la transition Eocène-Oligocène (38-30 Ma ; Eldrett et al., 2007), mais une publication du laboratoire de rennes (Bernard et al., 2016) apportant de nouvelles données trace de fission (AFT) et (U-Th)/He sur apatites (AHe) à l'Est du Groenland (68°N à 76°N) supporte une initiation de la calotte à la transition Eocène-Oligocène (~30 Ma), coïncidant avec un refroidissement climatique global (Zachos et al., 2001a). Ainsi, de nouvelles analyses thermochronologiques dans cette zone permettraient de contraindre davantage cette initiation et sa distribution spatiale. La première étape de la thèse était donc de réaliser des analyses AFT et en particuliers AHe sur des sables du Groenland (70°N à 74°N) obtenus par le CASP (Cambridge Arctic Shelf Program), pour contraindre l'exhumation récente de l'Est du Groenland. Ces analyses devaient être réalisées grâce à une nouvelle ligne hélium installée au laboratoire de Rennes. Cependant la mise en place de cette dernière n'a pu être réalisée à temps pour le début du projet de thèse, et ces analyses ont été reportées ultérieurement.

J'ai donc débuté mon doctorat par la modélisation numérique avec iSOSIA, et la collaboration avec le professeur David Egholm. Cette dernière s'est effectuée à travers plusieurs séjours au laboratoire d'Aarhus tout au long de mon doctorat, pour apprendre à utiliser iSOSIA et poursuivre la collaboration. La majeure partie des travaux présentés dans cette thèse, découlent directement de ces échanges. Le premier travail réalisé a été de modéliser l'impact du transport sédimentaire par les glaciers sur la forme des distributions de probabilités (PDF) d'âges thermochronologiques AFT et AHe (chapitre 4). Ce choix a été motivé par l'objectif initial de réaliser des analyses thermochronologiques sur des sables prélevés dans des moraines à l'embouchure de bassins glaciaires au Groenland. En effet, les glaciers transportent les sédiments le long des lignes de courant quasi-linéaires et le degré de mélange durant leur transport est mal contraint (voir chapitre 1 et 4). Ainsi, il paraît essentiel de comprendre en quoi ce mode de transport par les glaciers peut affecter la forme des PDF, lors d'échantillonnages ponctuels dans des moraines terminales, comme ce fut le cas avec les échantillons de sables du Groenland que nous avons récupérés du CASP. Les bassins glaciaires situés au Groenland, où nous avons des échantillons de sables, montrent une grande complexité de forme (avec des changements de directions de vallées brutales) et une connectivité importante entre vallées glaciaires. Cette complexité naturelle, aurait rendu le travail de modélisation et l'interprétation des résultats plus complexe. C'est ainsi que, sur les conseils du comité de suivi de mon doctorat (Pr. Peter Van der Beek, Pr. Stéphane Bonnet et MC. Benjamin Guillaume), j'ai choisi d'orienter le travail sur la modélisation du bassin glaciaire du glacier Tiedemann

(Colombie britannique, Canada), qui présente une morphologie simple et pas de connectivité avec des vallées glaciaires adjacentes (chapitre 4). Ce travail a fait l'objet d'un article accepté pour publication dans le journal « Earth Surface Dynamics ».

Reconstituer l'histoire thermique à partir d'échantillon détritique requiert la détermination d'une relation âge-altitude à partir d'échantillon prélevés à l'affleurement. Cependant, le Pr. Kerry Gallagher a développé une approche de modélisation bayésienne permettant l'inférence d'histoire thermiques à partir des données détritiques seules. Cette approche, a été testée sur un bassin fluvial au nord de la Colombie et a démontré sa faisabilité (Gallagher and Parra, 2020). Au début de mon doctorat, et en parallèle du travail de modélisation présenté au-dessus, j'ai eu l'opportunité de rejoindre une équipe de terrain sur l'île du sud de Nouvelle-Zélande dirigée par Dimitri Lague et accompagné de Philippe Steer, du Dr. Edwin Baynes (Post-doctorant) et de la doctorante Claire Astrié. Cette mission de terrain était réalisée dans le cadre du doctorat de Claire pour étudier les relations entre taux d'érosion et densité de fractures dans le lit de rivières grâce à des mesures lidar, ainsi que dans le cadre d'un projet Marie-Curie porté par Edwin Baynes, dont l'objectif était d'isoler l'impact de la charge de fond sur la morphologie des chenaux de rivières (Baynes et al., 2020). La chaîne de Kaikoura, située dans la région de Marlborough (Nord de l'île du Sud de Nouvelle-Zélande) est une chaîne de montagnes active qui se situe dans le prolongement de la faille alpine. Contrairement à la chaîne alpine dont l'histoire d'exhumation est bien contrainte et qui a fait l'objet de nombreuses études thermochronologiques, peu d'entre elles se sont intéressées à la chaîne de Kaikoura. L'extension latérale de cette chaîne de montagnes s'étend sur plus de 82 km et est découpée par quatre grandes failles d'échelle crustale. De plus elle se situe au niveau d'un pôle de rotation entre les plaques pacifiques et australiennes. Son histoire d'exhumation est a priori complexe et partagée entre chaque bloc tectonique délimité par ces grandes failles crustales (Chapitre 5).

C'est ainsi que j'ai proposé un projet de recherche, sous l'énoncé « Getting you feet wet or climbing ? », dont l'objectif est de contraindre l'exhumation de la chaîne de Kaikoura interne à partir de données thermochronologiques AFT exclusivement détritiques (voir chapitre 5). Ce projet a pour but également de supporter l'échantillonnage détritique, ici l'échantillonnage est réalisé dans les rivières actuelles, plus simple et plus rapide que l'échantillonnage in-situ, qui nécessite de grimper à travers un bassin versant pour obtenir un profil quasi-vertical pour l'obtention d'une relation âge-altitude ; d'où l'énoncé « se mouiller les pieds ou grimper ? ». La campagne d'échantillonnage s'est déroulée en février 2018, où j'ai collecté les sables de rivières à travers l'ensemble de la chaîne de Kaikoura (voir chapitre 5) afin de collecter un ensemble conséquent d'échantillons pour de futures analyses. La campagne de terrain a été financé par plusieurs projets (ANR EROQUAKE de Philippe Steer, bourse Marie-Curie porté par Edwin Baynes et ErosNZ porté par Dimitri Lague). L'envoi des échantillons a été possible grâce au soutien de l'équipe Dimenv du laboratoire Géosciences Rennes, et à une bourse du laboratoire Géosciences Rennes obtenue par un appel à candidature (ThéGéo). Le projet est détaillé au chapitre 5. Seuls 12 échantillons (sur 30 au total), situés dans la vallée Awatere (chaîne interne de Kaikoura) et la vallée Puhī Puhī (chaîne externe de Kaikoura), ont fait l'objet d'analyses, les autres échantillons seront analysés dans un futur projet doctoral. Les analyses AFT ont été réalisées en grande partie par l'encadrement d'un stagiaire de Master 2 (Thomas Pedrono). Cependant, la majeure partie des grains d'apatites récoltés ont montré une qualité pauvre avec beaucoup de défauts pouvant être confondus avec des traces de fission. Cette qualité pauvre des grains diminue la qualité des résultats d'inversion des âges AFT (Chapitre 5).

Au début de ma troisième année de thèse, la ligne hélium du laboratoire de Rennes n'était toujours pas opérationnelle. L'estimation des coûts pour une analyse externe AHe sur les apatites détritiques du Groenland (~6000 € pour 100 grains), m'autorisait l'analyse AHe d'un seul échantillon de sable du Groenland. Sachant que (1) la collecte de chaque échantillon de sable par le CASP était ponctuelle dans les moraines terminales et que les résultats du premier travail de modélisation montrent un effet potentiellement important d'un échantillonnage local sur la représentativité des PDFs détritiques

(chapitre 4) ; et que (2) nous étions contraints à l'analyse d'un seul échantillon, j'ai décidé de continuer le travail de modélisation numérique avec iSOSIA. C'est ainsi que je me suis concentré sur l'un des objectifs initiaux du projet de thèse qui était de comprendre en quoi les facteurs environnementaux contrôlent la morphologie des fjords. En particuliers, je me suis orienté sur le rôle de la lithologie où plusieurs observations et expériences en laboratoires montrent un contrôle du substrat rocheux sur les mécanismes d'érosion glaciaire et donc sur la morphologie des vallées glaciaires telles que les fjords (Chapitre 3). Cette étude va faire l'objet d'une publication, pour le moment sous forme rédigée, mais qui devrait être soumise à la revue « Geology » à la fin de l'année 2020.

C'est ainsi que du sujet initial sur « l'évolution géomorphologique du Nord-Est du Groenland », nous avons étendu le sujet à « Modélisation et enregistrement morphologique, détritique et thermochronologique de l'érosion glaciaire. ». Ce manuscrit de thèse commence avec un chapitre introductif décrivant le contexte scientifique dans lequel s'inscrivent les travaux présentés, et présentant un état de l'art sur les connaissances gravitant autour de la dynamique des glaciers, leur modélisation et la thermochronologie. Le chapitre 2 présente les outils méthodologiques utilisés lors de mon doctorat, que sont, (1) le modèle d'évolution de paysage glaciaire, iSOSIA, (2) la thermochronométrie AFT et AHe, et (3) la modélisation inverse des données thermochronologiques avec le logiciel QTQt développé par Kerry Gallagher (Gallagher, 2012). Les chapitres 3 et 4 présentent mes travaux réalisés en collaboration avec Kerry Gallagher, Philippe Steer, et David L. Egholm (Université d'Aarhus, Danemark), traitant du rôle de la lithologie sur la morphologie des fjords (Chapitre 3) et de l'impact du transport et de l'érosion glaciaire sur les distributions de probabilités d'âges thermochronologiques détritiques dans les bassins glaciaires (Chapitre 4). Le chapitre 5, un peu à l'écart des contextes glaciaires précédents, présente le projet en Nouvelle-Zélande. Enfin, je termine ce manuscrit de thèse par la synthèse de mes résultats de recherches, et suggère d'éventuelles perspectives de recherches associées.



Chapitre 1 :

INTRODUCTION ET ETAT DE L'ART

1 Introduction et état de l'art

1.1 Le rôle de l'érosion glaciaire dans la dynamique des reliefs

Le Cénozoïque, qui commence il y a 65 Ma, est une période particulière de l'histoire de la Terre car elle est marquée par un refroidissement global du climat et par des glaciations successives dont la première a débuté il y a environ 45-30 Ma, avec l'apparition de la calotte glaciaire antarctique (e.g. Thomson et al., 2013). Ce refroidissement climatique global n'a pas été uniquement progressif mais a connu des périodes brusques de changement, avec une autre phase de glaciation à la transition Miocène-Pliocène (~5 Ma) après un optimum climatique dans la première moitié du Miocène (~24-15 Ma, Figure 1A). Le Plio-Quaternaire (depuis 5 Ma) est marqué, à plus petite échelle de temps, par des cycles glaciaires et interglaciaires modulés par les paramètres orbitaux terrestres (Zachos et al., 2001a). La périodicité de ces cycles a subi une transition passant de 40 ka à 100 ka il y a environ 1.5 Ma, au Pléistocène, intensifiant ainsi les périodes glaciaires (Figure 1.1B).

Le tardi-Cénozoïque est également marqué par une augmentation des flux sédimentaires mondiaux qui a été corrélée à une augmentation globale des taux d'érosion des chaînes de montagnes (Figure 1.1; Zhang et al., 2001). En décrivant les chaînes de montagnes comme des prismes orogéniques à l'état critique (i.e. l'état des contraintes est à la limite de rupture sur l'ensemble de prisme; Dahlen, 1990), tout flux de matière sortant ou entrant est susceptible d'impacter la déformation à l'intérieur de ces prismes. Ainsi, l'érosion, en supprimant de la matière, a le potentiel de contrôler la déformation et donc la dynamique des chaînes de montagnes (Beaumont et al., 1992; Dahlen and Suppe, 1988; Willett, 1999). Depuis presque 30 ans maintenant, l'origine des glaciations récentes ainsi que leur rôle sur l'accélération des taux d'érosion observée à la fin du Cénozoïque fait l'objet de recherches et de controverses. En effet, comprendre les facteurs qui contrôlent les taux d'érosion est crucial pour caractériser et quantifier leur impact respectif sur le développement et la dynamique des chaînes de montagnes.

Le climat et la tectonique sont deux systèmes qui impactent l'érosion. Le climat module la distribution et l'intensité des processus de surface (glacier, rivières, vents), agents de l'érosion. La tectonique est le processus majeur qui forme le relief à la surface de la Terre, dans les zones de convergences de plaques lithosphériques. La plupart des chaînes de montagnes actives aujourd'hui, et donc des hauts reliefs, se sont formées au cours du Cénozoïque, comme la chaîne himalayenne il y a environ 54 Ma (Figure 1.1), et plusieurs auteurs ont ainsi corrélé l'initiation des glaciations cénozoïques par la surrection de ces reliefs, proposant un contrôle tectonique sur le climat (e.g. Raymo and Ruddiman, 1992; Ruddiman and Raymo, 1988).

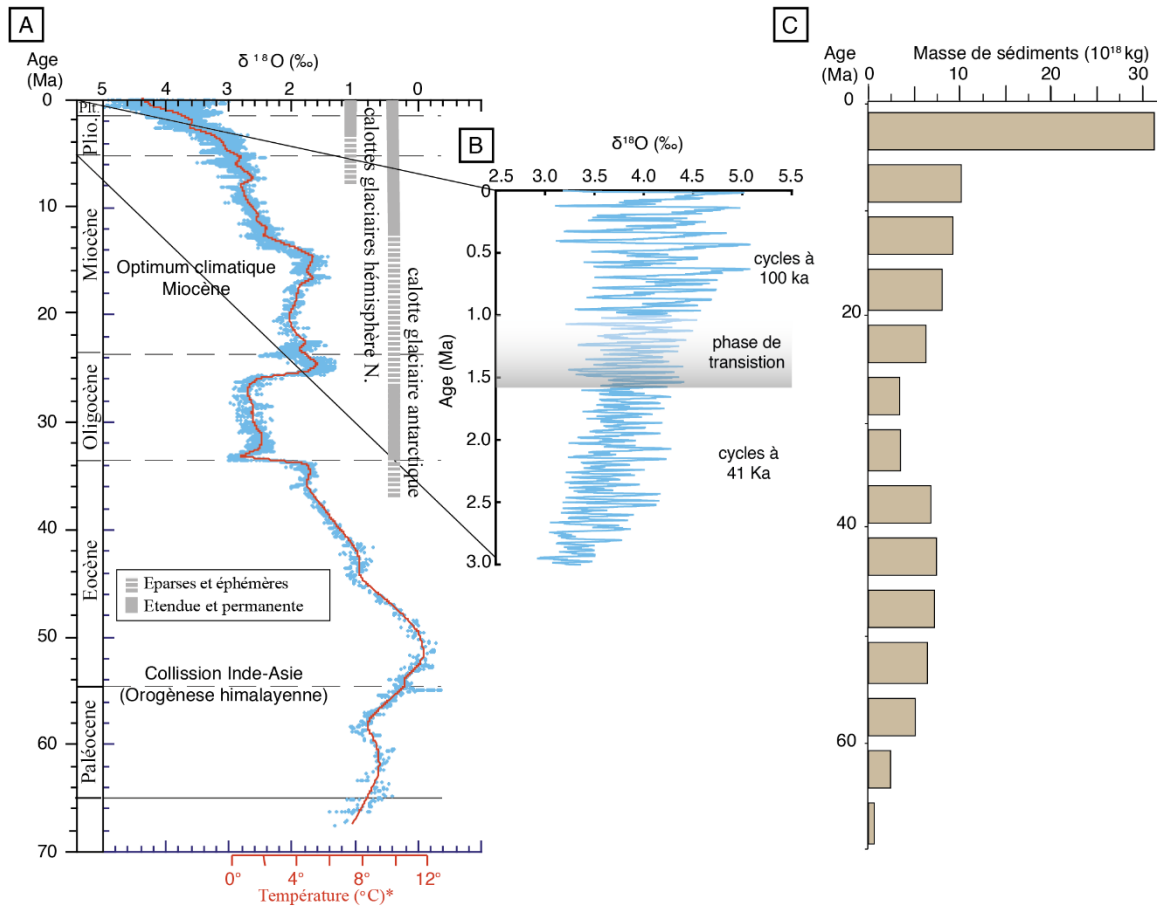


Figure 1.1. Evolution cénozoïque du climat global et indicateurs. En A), la reconstruction des températures globales depuis 70 Ma par l'indicateur $\delta^{18}\text{O}$ sur des foraminifères benthiques (Zachos et al., 2001), avec en B) un zoom sur le Plio-Quaternaire montrant la périodicité des cycles glaciaires/interglaciaires contrôlée par les paramètres orbitaux terrestres (Lisiecki et Raymo, 2005). Les flux sédimentaires entrant dans les domaines océaniques ont été reconstruit par Zhang et al. (2001) et sont montrés en C). Ces auteurs montrent une augmentation des flux sédimentaires à la fin du Cénozoïque, indiquant ainsi une augmentation des taux d'érosion globaux à cette période (Zhang et al., 2001).

L'intensification des glaciations au Cénozoïque tardif serait également corrélée à une accélération des taux de surrections des chaînes de montagnes (Hay et al., 1989), appuyée notamment par l'accélération des taux de sédimentation globaux observée à cette époque (Zhang et al., 2001; Figure 1.1). La cause de l'intensification des glaciations proviendrait, selon ces auteurs, de l'altération des roches silicatées mises à l'affleurement par la tectonique compressive qui a participé à prélever du carbone à l'atmosphère et à le stocker dans les bassins sédimentaires. Ce stockage de carbone à l'échelle des millions d'années, crée ainsi une rétroaction négative sur le climat en diminuant l'effet de serre global, favorisant l'entrée en glaciation (e.g. Berner et al., 1983; Kump et al., 2000; Raymo and Ruddiman, 1992). Ainsi la tectonique serait capable d'exercer un contrôle du climat sur de longues périodes de temps (i.e. plusieurs millions d'années).

Or, Molnar et England (1990), ont remis en cause cette origine tectonique sur l'augmentation récente des taux d'érosion observée à la fin du Cénozoïque. Ces auteurs argumentent que les évidences de surrection tectoniques peuvent s'expliquer par une incision plus marquée des vallées favorisée par une érosion plus intense. Cette dernière aurait été principalement contrôlée par un climat plus froid et plus

variable à la fin du Cénozoïque. En effet, l'érosion est contrôlée par les processus de surface (écoulement des rivières, glaciers, vents), modulés en retour par le climat. De plus, cette augmentation des taux d'érosion coïncide avec le refroidissement plus marqué du climat au Pléistocène. Ainsi pour ces auteurs l'écoulement des glaciers, les variations extrêmes du climat, des précipitations et de la végétation, ont fortement impacté l'érosion et donc la dynamique des chaînes de montagnes. Dans leur modèle conceptuel, le changement du climat a favorisé l'incision des vallées via l'érosion par les glaciers, et provoqué dans le même temps l'élévation des sommets par rebond isostatique. Ainsi, suivant ce modèle, le relief des chaînes de montagnes devrait avoir augmenté à la fin du Cénozoïque.

Les hautes topographies créées par la tectonique agissent sur le climat comme de barrières orographiques, par exemple, par la mise en place de forts gradients de précipitation à travers les chaînes de montagnes et l'avant-pays, comme le cas des Alpes du sud en Nouvelle-Zélande. Ces gradients de précipitations distribuent l'érosion de façon inégale à travers les chaînes de montagnes et provoquent une asymétrie avec un côté dominé par des pentes fortes (côté précipitation) et l'autre par des pentes plus douces (côté sec). Cette action de l'érosion, modulée par les processus de surface a été largement montrée par des modèles théoriques et numériques (e.g. Batt and Braun, 1999; Dahlen, 1990; Koons, 1990; Willett, 1999) et par des observations de terrains (e.g. Isacks, 1988; Montgomery et al., 2001). D'après la description des chaînes de montagnes comme des prismes orogéniques à l'état critique, des taux d'érosion forts et locaux, impactent les flux thermiques de la croûte par la remontée rapide de roches chaudes par advection et contribuent à focaliser la déformation (dépendante de la température, e.g. Beaumont et al., 2001; Jamieson and Beaumont, 1988; Zeitler et al., 2001). De plus, en modifiant la répartition de la topographie, l'érosion impacte la distribution des contraintes et ainsi la localisation et l'intensité de la déformation (e.g. Steer et al., 2014; Willett, 1999).

Pour tenter de discriminer entre un contrôle climatique et tectonique sur l'augmentation récente des taux d'érosion (Plio-Quaternaire), de nombreuses études se sont donc consacrées à quantifier l'évolution des reliefs à travers le monde, depuis 1990. Des méta-analyses récentes ont rassemblé l'ensemble des connaissances produites autour de la question de savoir si la variation récente du climat a contrôlé de manière significative les taux d'érosion et le relief des chaînes de montagnes (Van der Beek, 2018; Champagnac et al., 2014; Herman et Champagnac, 2016). Ainsi, il apparaît qu'une grande partie des études montrent une augmentation récente (Plio-Quaternaire) des reliefs locaux dans la plupart des chaînes de montagnes. Ces études s'appuient sur différentes méthodes quantitatives comme la thermochronologie (e.g. Glotzbach et al., 2011; Herman et al., 2013; Shuster and Farley, 2005; Valla, 2011), la datation aux nucléides cosmogéniques (e.g. Muttoni et al., 2003; Small et al., 1997), la reconstruction de paléo-reliefs par l'approche du relief géophysique (i.e. différence d'élévation dans un rayon déterminé) combinée à des données d'épaisseurs de sédiments des bassins adjacents (e.g. Van Der Beek and Bourbon, 2008; Brocklehurst and Whipple, 2002; Champagnac et al., 2007; Steer et al., 2012). Ces augmentations de relief observées à travers le monde, sont notamment plus importantes dans les

chaines de montagnes aux moyennes latitudes (Herman et al., 2013, Figure 1.2). Elles ont été associées à l'insertion tardi-cénozoïque de glaciers à base chaude, où la présence d'eau liquide à l'interface glace-roche, favorisée par des températures relativement clémentes, a contribué à une érosion glaciaire efficace. Ainsi, ces augmentations des reliefs locaux ont été corrélées à une augmentation des taux d'érosion (Herman and Champagnac, 2016).

Cependant, les glaciers impactent le relief à travers deux mécanismes principaux qui mènent à deux résultats opposés. D'une part, la concentration moyenne de l'érosion glaciaire autour de la ligne d'équilibre des glaciers (i.e. ligne de partage entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation), mène à une décroissance du relief régional en diminuant la proportion d'élévation au-dessus de cette ligne d'équilibre et ainsi l'altitude des chaines de montagnes (Brozović et al., 1997; Egholm et al., 2009; Mitchell and Montgomery, 2006; Figure 1.2). Le relief et la pente étant intimement liés, l'érosion augmente avec le relief, car l'énergie potentielle disponible est plus importante (Champagnac et al.,

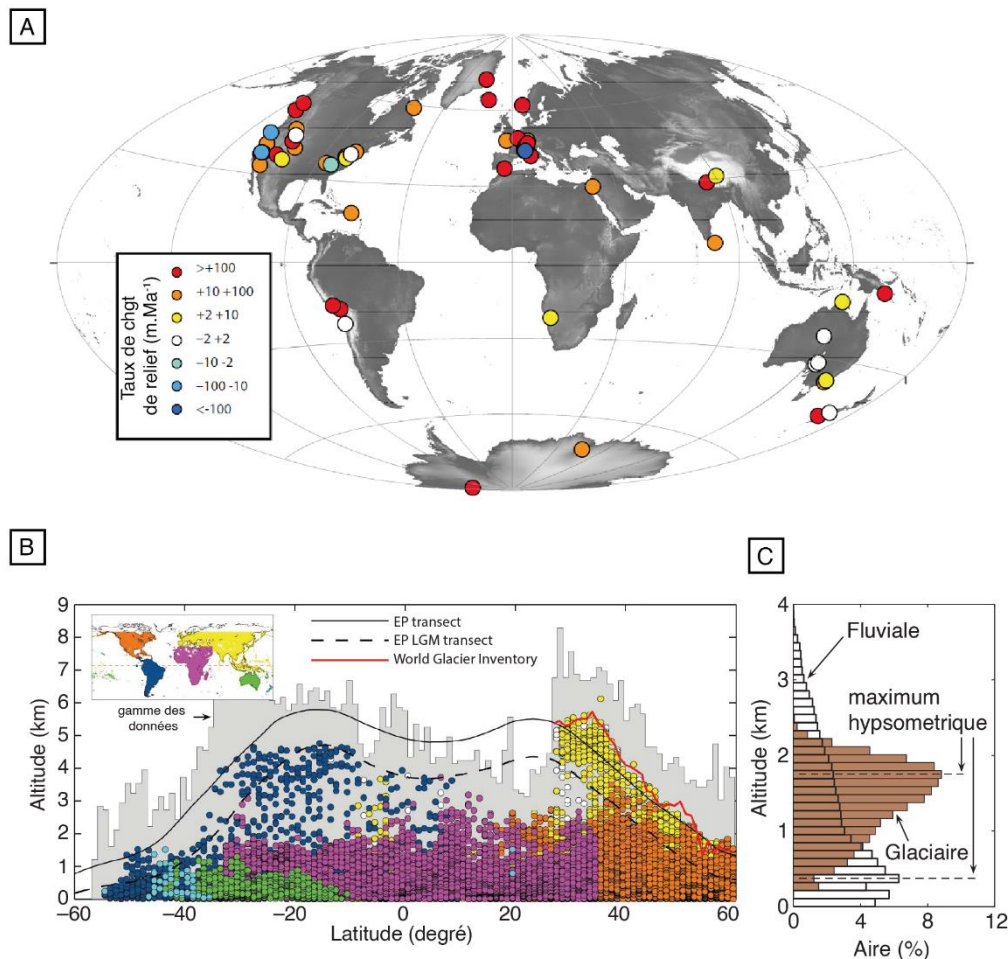


Figure 1.2. Taux de changement de relief globaux et distribution des altitudes des chaines de montagnes. En A), les taux de changement de relief mondiaux ont été quantifiés par inversion de données de thermochronologie basse-température (Herman et al., 2013 ; Herman et al., 2016). En B), la distribution des maximums hypsométriques en fonction de la latitude (d'après Egholm et al., 2009). L'histogramme grisé en fond représente la quantité totale de données utilisées par latitude. Les lignes noires pleines et en pointillés, montrent l'élévation des lignes d'équilibre des glaciers (ELA) actuels et lors du dernier maximum glaciaire (LGM) respectivement, le long de la côte Est du Pacifique. La ligne rouge représente les observations des ELA des glaciers mondiaux. Un exemple de comparaison des distributions hypsométriques entre un bassin fluvial (Nord des Andes) et glaciaire (Montagnes des Cascades, Etats-Unis) est montré en C). Les maximums hypsométriques entre les deux bassins différents, et montrent l'effet de l'érosion glaciaire autour de la ELA.

2014). Ainsi, la diminution du relief est suivie d'une réduction des taux d'érosion. Cette réduction de la topographie moyenne a également pour conséquence de diminuer la surface des zones d'accumulation de glace au fur et à mesure des cycles glaciaires limitant en retour l'extension spatiale des glaciers et l'intensité de l'érosion glaciaire (e.g. Pedersen and Egholm, 2013). Mais d'autre part, l'épaississement des glaciers dans les vallées favorisent la fonte basale de glace qui amplifie le pouvoir érosif de ces derniers, creusant davantage les vallées (Herman et al., 2011; Kessler et al., 2008). Cela amplifie le relief localement et donc les taux d'érosion. Ainsi, ces deux effets opposés de l'érosion glaciaire, rendent peu clair le rôle du climat sur l'augmentation globale des taux d'érosion (Van der Beek, 2018). Notamment, il est encore ambigu de savoir si l'érosion par les glaciers augmente réellement les taux d'érosion globaux ou si elle contribue uniquement à redistribuer l'érosion spatialement.

Pour évaluer l'impact des glaciations sur les taux d'érosion, nous pouvons comparer l'efficacité relative entre érosion glaciaire et érosion fluviale. En effet, les processus fluviaux (i.e. l'écoulement des rivières) dominant en période interglaciaire, et laissent place aux processus glaciaires en période glaciaire. Or, cette efficacité relative de l'érosion entre ces deux processus n'est pas claire. En effet, Koppes and Montgomery, (2009) ont compilé des estimations de taux d'érosion à travers le monde et ont montré qu'alors que les taux d'érosion par les rivières sont plutôt constant au cours du temps (10^0 - 10^7 ans) et autour de 0.01 - 1 mm.yr^{-1} , les taux d'érosion des glaciers sont de plusieurs ordres de grandeurs au-dessus (10^0 - 10^3 mm.yr^{-1}) mais tendent à diminuer de plusieurs ordres de grandeur pour des échelles de temps dépassant la dizaine de milliers d'années, pour revenir à des taux d'érosion équivalents à ceux des rivières (Figure 1.3). Ces auteurs concluent donc que les taux d'érosion glaciaires moyens sont comparables à ceux des rivières, et que les hauts taux d'érosion glaciaires mesurés, par exemple en Alaska et en Patagonie reflètent un état transitoire, concluant ainsi à un contrôle tectonique sur l'érosion sur de longues échelles de temps.

D'autres auteurs ont pointé des biais dans les outils de diagnostics, notamment dans les enregistrements sédimentaires et les outils thermochronologiques utilisés pour inférer les augmentations des taux d'érosion observées (Naylor et al., 2015; Schildgen et al., 2018; Willenbring et Von Blanckenburg, 2010; Willenbring et Jerolmack, 2016). Les mesures effectuées sur les premiers sont susceptibles d'être impactées par (1) une augmentation récente des flux de sédiments liés aux activités humaines (i.e. déforestation, agriculture, barrages), (2) la probabilité décroissante de la préservation des dépôts sédimentaires sur des échelles de temps longues (i.e. plusieurs millions d'années), menant à un potentiel effet des intervalles de temps choisis pour la reconstruction des taux d'accumulation sédimentaires, et (3) par l'érosion de bassins inversés, ajoutant une composante aux flux sédimentaires. Ainsi, Willenbring et Von Blanckenburg (2010) s'appuient sur des calculs du ratio des isotopes $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dissous dans les eaux océaniques, pour montrer des flux d'altération continentaux (fraction dissoute) constants depuis $\sim 12 \text{ Ma}$. Les données thermochronologiques peuvent, quant à elles, être sujettes à des biais, (1) de corrélations spatiales, où des échantillons ayant des histoires de refroidissement différentes

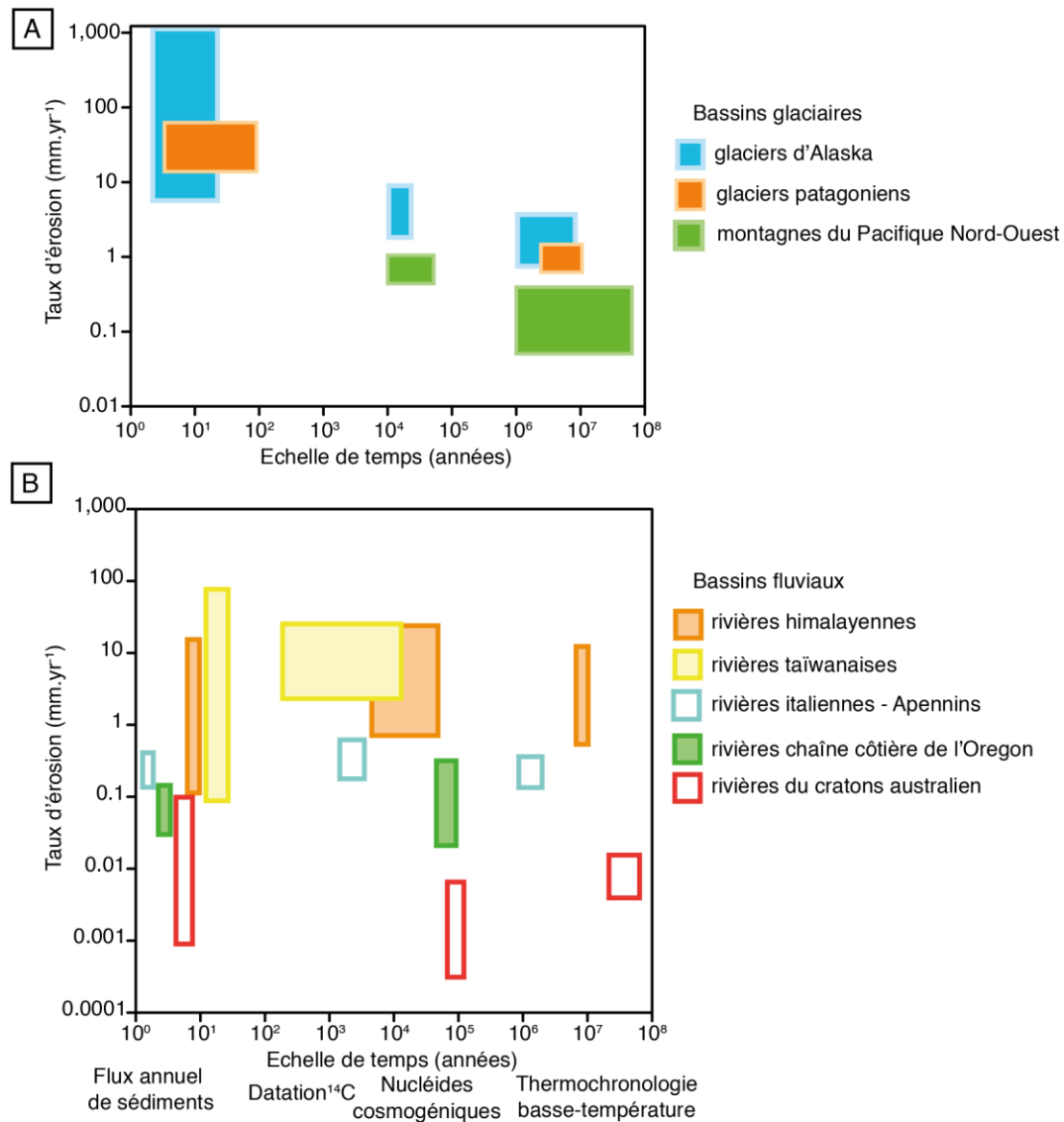


Figure 1.3. Comparaison des taux d'érosion des bassins de drainage glaciaires (A) et fluviaux (B) en fonction des échelles de temps définie par les méthodes quantitatives employées (d'après Koppes et Montgomery, 2009).

sont regroupés, menant ainsi à une estimation erronée du taux d'exhumation/érosion moyen (Schildgen et al., 2018), et (2) de précision, où la résolution des taux d'exhumation/érosion inférés est déterminée par l'âge thermochronologique (i.e. des taux d'exhumation rapides sont nécessaires pour résoudre des taux d'érosion récent sur les derniers millions d'années favorisant ainsi l'inférence d'une augmentation des taux d'érosion récents ; Naylor et al., 2015; Willenbring et Jerolmack, 2016). Ces auteurs remettent donc en cause l'augmentation des taux d'érosion globaux observée dans les enregistrements sédimentaires ainsi que la fiabilité de certaines inférences thermochronologiques (Herman et al., 2013), et suggèrent ainsi que les glaciations récentes ont simplement redistribuées l'érosion sans augmenter les taux d'érosion globaux.

Ainsi, le rôle climatique sur l'augmentation des taux d'érosion au Cénozoïque tardif reste encore débattu. Une partie de la controverse provient de l'interprétation et de la fiabilité des données

quantitatives de terrain. Comme mentionné plus tôt, des biais dans l'inversion des données de thermochronologie menant à des augmentations des taux d'exhumation artificiels ont été pointés et débattus (Herman et al., 2013; Schildgen et al., 2018; Willett et al., 2020 (en cours de publication)), mais aussi pour les données de nucléides cosmogéniques où leur concentration d'équilibre n'aurait pas été atteinte depuis les dernières glaciations (e.g. Glotzbach et al., 2014), amenant ainsi à surestimer les taux d'érosion inférés. Ainsi, pour éclaircir le débat actuel sur le rôle des glaciations sur le relief, il nous faut comprendre davantage les mécanismes d'érosion par les glaciers, leur évolution spatiale et temporelle, et leur interaction avec les facteurs environnementaux (e.g. la lithologie, l'hydrologie sous-glaciaire). Dans leur méta-analyse récente, Champagnac et al. (2014) expliquent que le relief et l'érosion sont liés. Le relief est le reflet de la distribution spatiale de l'érosion, mais l'érosion est également contrôlée par le relief à travers la pente des versants qui détermine l'énergie potentielle disponible. Par conséquent, estimer la distribution actuelle de l'érosion nous informe sur l'évolution du relief.

Les estimations de changement de relief sont faites par les méthodes quantitatives évoquées plus tôt (thermochronologie, nucléides cosmogéniques, thermoluminescence stimulée optiquement) appliquées sur des échantillons récoltés à l'affleurement (in-situ). En revanche, les variations spatiales de l'érosion sont explorées en appliquant ces mêmes méthodes sur des sédiments, à l'exutoire de bassins de drainage, en utilisant ces derniers comme traceurs des altitudes présentes dans le bassin (i.e. connaissant la distribution des âges avec l'altitude de façon indépendante ; e.g. Ehlers et al., 2015; Stock et al., 2006; Tranel et al., 2011). Ces méthodes, dites détritiques, sont cruciales pour comprendre comment les glaciers érodent leur substrat, et jouent donc un rôle clé dans notre compréhension des facteurs ayant le potentiel d'engendrer une augmentation des taux d'érosion globaux.

Or ces méthodes ont également leur lot d'incertitudes car elles supposent d'avoir des connaissances a priori sur (1) la distribution spatiale des minéraux cibles (e.g. l'apatite), et (2) la distribution des âges, e.g. thermochronologiques, avec l'altitude. La première peut être estimée à partir de cartes géologiques, et la seconde par un échantillonnage in-situ à travers le bassin de drainage étudié. Cependant, la justesse de ces estimations influence grandement l'interprétation des résultats (Tranel et al., 2011). De plus, d'autres facteurs comme les processus de transport des sédiments, peuvent compliquer l'interprétation de ces données détritiques, en distribuant de façon inégale ces débris d'érosion à l'intérieur du bassin de drainage étudié (Malusà et al., 2016). Par conséquent, pour comprendre comment les glaciers érodent leur substrat, nous avons également besoin de comprendre les impacts des processus glaciaires (érosion et transport) sur les méthodes quantitatives utilisées sur le terrain (e.g. la thermochronologie).

Les travaux présentés dans cette thèse, se proposent d'explorer l'influence de différents facteurs pouvant impacter à la fois l'érosion glaciaire et sa distribution spatiale, ainsi que l'interprétation des données issues des méthodes quantitatives, en se concentrant ici sur la méthode de thermochronologie détritique. Pour cela, j'utilise principalement des modèles numériques comme outil d'étude. La

modélisation numérique est pertinente car tous les processus (érosion, transport, climat...) peuvent être explicitement décrits tels que nous les comprenons, via leur implémentation physique et numérique, permettant en retour de comprendre leurs interactions mutuelles au travers d'hypothèses de départ sur, e.g. les mécanismes d'érosion glaciaires. J'utilise particulièrement un programme capable de simuler l'évolution de paysages glaciaires sous divers scénarii d'érosion, de transport de sédiments par la glace, de topographies et de climats. Ce modèle, nommé iSOSIA (pour integrated Second Order Shallow Ice Approximation ; voir Chapitre 2) a été développé par le Pr. David Egholm de l'Université d'Aarhus au Danemark en 2011 (Egholm et al., 2011).

Ce manuscrit est structuré en six chapitres. Dans la suite du premier chapitre, je présente un état des connaissances succinct sur ce que l'on sait de la dynamique des glaciers, ce qu'ils sont, comment ils impactent le paysage, quels sont les mécanismes d'érosion, de transport de sédiments et de leur dépôt. Je poursuis ce chapitre en présentant les différents modèles glaciaires qui existent, et présente également comment l'érosion par les glaciers est généralement décrite dans ces modèles glaciaires. Enfin, je finis en présentant la méthode de thermochronologie basse-température. Le chapitre 2 présente les outils méthodologiques utilisés dans cette thèse comme iSOSIA, mais également deux thermochronomètres, l'(U-Th)/He et les traces de fission sur apatites, ainsi que l'inversion de données thermochronologiques avec le programme QTQt (Gallagher, 2012) pour l'inférence d'histoires thermiques. Dans le chapitre 3, je présente une étude dans lequel je m'intéresse au rôle de la lithologie sur les mécanismes d'érosion glaciaires, et par extension sur la morphologie des fjords, en modélisant leur évolution à travers différentes lois d'érosion glaciaires. Le chapitre 4 se focalise principalement sur l'influence du transport glaciaire des sédiments sur l'interprétation des données de thermochronologie détritique au front des glaciers. Le chapitre 5 est un peu à part de la thématique glaciaire. J'y présente un projet annexe à la thèse mais qui s'articule également autour des données de thermochronologie détritique, et notamment comment utiliser ces dernières pour modéliser des histoires thermiques (qui habituellement est limité aux données de thermochronologie in-situ). Enfin, je termine ce manuscrit de thèse avec le chapitre 6 où je discute de l'ensemble de mes travaux de doctorat, et propose quelques perspectives de recherches futures.

1.2 La dynamique des glaciers

1.2.1 Les glaciers

Les glaciers sont des corps de glace capables de s'écouler sous leur propre poids par gravité et par glissement basal lors de la présence d'eau à l'interface avec le substrat sur lequel ils reposent. Ils se forment par la compaction progressive des cristaux de neige en cristaux de glace, à mesure des accumulations successives en surface et sous condition qu'une partie de cette accumulation survive à la saison de fonte. La dynamique des glaciers est contrôlée par les flux de matières entrants (i.e.

accumulation par précipitations et avalanches neigeuses) et les flux sortants (i.e. ablation par fonte de glace, sublimation, vêlage d'iceberg). Ces flux sont regroupés sous les termes d'accumulation et d'ablation respectivement, et sont globalement répartis dans la partie amont (pour l'accumulation) et aval (pour l'ablation) des glaciers (Figure 1.4). L'interface entre les deux zones, où les gains de glace sont compensés par les pertes, est appelée la ligne d'équilibre des glaciers (ELA en anglais pour « Equilibrium Line Altitude »). La quantification du flux total de glace d'un glacier définit le bilan de masse. Conceptuellement, un glacier à l'équilibre montre un bilan de masse total égal à zéro (les flux entrants et sortants se compensent), et sa taille ne varie donc pas dans le temps. Ainsi, le bilan des vitesses d'écoulement des glaciers est contrôlé par le gradient du bilan de masse (Sugden and John, 1976). En effet, un glacier à l'état stationnaire avec une forte accumulation amont et une forte ablation aval montrera des vitesses plus grandes pour compenser les fortes pertes par ablation, qu'un glacier avec de plus faibles taux d'accumulation et d'ablation. Un écart dans les taux d'accumulation et d'ablation engendre un état transitoire, se traduisant par une avancée (si les taux d'accumulation sont

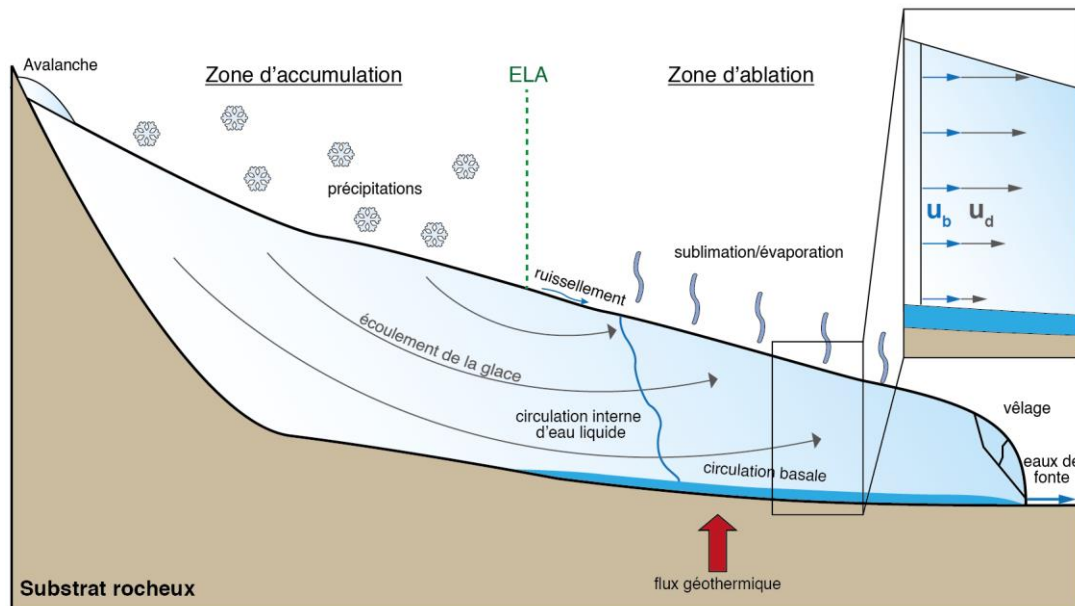


Figure 1.4. Vue en coupe de la dynamique d'un glacier tempéré. L'équilibre dynamique d'un glacier est déterminé par le bilan de masse qui résulte de la différence entre les flux entrants (précipitations et avalanches neigeuses, dans la zone d'accumulation) et les flux sortants (eaux de fonte, sublimation/évaporation, vêlage, dans la zone d'ablation). L'altitude d'équilibre entre ces flux est appelée la ligne d'équilibre d'altitude, ou plus communément ligne d'équilibres glaciers (ELA, « Equilibrium ligne altitude »). L'écoulement de la glace dans la zone d'ablation est favorisé par la présence d'eau liquide à sa base qui est alimentée par la fonte basale de glace (via la friction et le flux géothermique) mais aussi par l'acheminement d'eau liquide de surface via des conduits dans la glace (moulins, crevasses). Ainsi, la vitesse d'écoulement des glaciers est principalement une combinaison de sa vitesse de déformation interne (u_d) et de glissement basal (u_b , voir encadré).

supérieurs aux taux d'ablation) ou un retrait du glacier (dans le cas inverse). Ce concept théorique simple permet de comprendre le comportement global des glaciers, et surtout la sensibilité de leur dynamique aux variations climatiques (i.e. qui contrôlent les taux d'accumulation et d'ablation).

Cependant, la dynamique d'écoulement des glaciers est en réalité plus complexe et dépend également des propriétés internes de la glace (température, densité ; Nye, 1957; Weertman, 1983), de la géométrie de la vallée (les effets de friction sur les flancs de vallée diminuent la vitesse d'écoulement, Hindmarsh,

2006), du substrat rocheux sur lequel ils reposent (notamment sa capacité à se déformer, Boulton and Jones, 1979; Hallet, 1981), de la présence d'eau liquide à sa base (qui réduit la friction à la base en découplant la glace de son substrat, Schoof, 2005), et du milieu dans lequel le front du glacier repose (continental ou marin, Meier et al., 1994). Ainsi, l'écoulement des glaciers s'effectue principalement par déformation interne, par glissement basal, et par déformation du substrat rocheux sous-jacent. Je m'attacherais ici à décrire succinctement les deux premiers, le dernier n'étant pas pris en compte dans les travaux présentés dans cette thèse.

La glace peut être considérée comme un fluide visqueux non-linéaire (Glen, 1955; Nye, 1957). Sa déformation interne est contrôlée par le mouvement dans les cristaux de glace le long des plans de clivages (plans de faiblesses) ou entre eux par recristallisation à leurs bordures. Le comportement global de cette déformation interne de la glace peut être décrit par la loi d'écoulement de Glen (Glen, 1955 ; Nye, 1957). Dans sa forme simple, cette loi relie la vitesse de déformation ($\dot{\epsilon}$) aux contraintes cisailantes appliquées (τ) :

$$\dot{\epsilon} = A\tau^n, \quad (1.1)$$

où A est un paramètre de contrôle de la vitesse de déformation en fonction de la température de la glace (Hooke, 1981). En effet, la vitesse de déformation de la glace décroît de façon exponentielle avec sa température. Le paramètre n, dans l'équation 1.1, définit le comportement non-linéaire de l'écoulement de la glace. Sa valeur varie suivant la quantité d'eau liquide, d'impuretés, de débris, et de la fabrique des cristaux de glace (Benn and Evans, 2014) mais est en général égal à 3 (Hooke, 1981).

Le mouvement des glaciers par glissement basal est fortement contrôlé par la présence d'eau liquide à l'interface glace-substrat (e.g. Schoof, 2005). La présence ainsi que la quantité d'eau liquide à la base d'un glacier sont déterminées par le profil de température interne du glacier (i.e. proche du point de fusion de la glace), par le flux thermique émanant de la croûte terrestre, et par les précipitations et leur capacité à atteindre le socle rocheux. En effet, les vitesses de glissement des glaciers s'échelonnent d'environ 0-4 mm.an⁻¹ pour les glaciers dits « froids » en raison de leur température basale annuelle bien en-dessous du point de fusion, à des vitesses de plusieurs centaines de mètres par an pour les glaciers dits « tempérés » (i.e. leur profil de température interne annuel est autour du point de fusion), et même plusieurs kilomètres par an lors de crues glaciaires dans le cas des glaciers de marée (i.e. les glaciers dont l'écoulement se termine dans la mer, Benn and Evans, 2014). La pression d'eau exercée dans toutes les directions de l'espace, participe à découpler le glacier de son substrat, par la formation de cavités, réduisant ainsi la résistance à l'écoulement exercée par celui-ci (i.e. via les forces de friction). Ainsi, le glissement basal dépend de la pression effective (i.e. la différence entre la pression d'eau et la pression exercée par le poids de la glace), et des forces motrices (contrôlée par la pente et donc la rugosité du substrat). Contrairement à la vitesse d'écoulement par déformation interne de la glace qui évolue au sein de la colonne de glace, la composante de vitesse d'écoulement par glissement basal s'applique à

l'ensemble de la colonne (Figure 1.4). Cependant, le glissement basal, contrôlé par les eaux de fontes et les apports de surface (Figure 1.4), montre une variabilité temporelle importante à l'échelle de la journée, mais aussi à l'échelle des saisons, et contrôle en grande partie la dynamique des glaciers tempérés (Willis, 1995). La modélisation de ce glissement dans les modèles numériques, impose de combiner l'écoulement de la glace avec un modèle hydrologique. De plus, lorsque l'on considère l'évolution de glaciers à l'échelle du siècle voire des milliers d'années, seul des comportements moyens hydrologiques peuvent être considérés et cette variabilité journalière des eaux de fontes ne peut pas être modélisée. Ainsi, il existe plusieurs modèles de glissement basal pour les glaciers dans les modèles numériques. Par exemple, des lois empiriques ont été formulées comme celle de Budd et al. (1979), qui relie la vitesse de glissement basal (u_b) aux contraintes motrices (τ_d) et à la pression effective (N):

$$u_b = C\tau_d^p N^{-q}, \quad (1.2)$$

Où p et q sont des constantes empiriques, et C une constante qui dimensionne le glissement. Cette loi capture le comportement global du glissement qui évolue de façon inversement proportionnelle à la pression effective. En effet, la pression effective est un proxy direct de la taille des cavités sous-glaciaires qui découple le glacier de son substrat et donc de la résistance au glissement. Cependant, ce type de loi empirique simple considérant la pression effective peut amener à des vitesses infinies surréalistes lorsque N tend vers zéro. De plus, elles ne prennent pas en compte la résistance le long des flancs de vallées ou des contraintes longitudinales qui peuvent exercer une influence à l'ensemble du glacier (Hindmarsh, 2006). Ainsi, des lois de friction simples ont également émergé pour tenter de reproduire les effets de résistance liés à la rugosité du substrat rocheux (i.e. présence de seuils rocheux), et d'entraînement par la formation de cavités sous-glaciaires. La loi proposée par Fowler, (1987) puis Schoof, (2005) relie ainsi la friction basale (τ_b), la pression effective, et la vitesse de glissement par :

$$\frac{\tau_b}{N} = C_2 \left[\frac{u_b}{u_b + N^n \Lambda_0} \right]^{\frac{1}{n}}, \quad (1.3)$$

où Λ_0 représente la rugosité du substrat, n est l'exposant des contraintes dans la loi d'écoulement de Glen (Eq. 1.1), et C_2 est dimensionnée par la pente du substrat. Cette loi a l'avantage de limiter la friction basale pour des vitesses de glissement élevées, ce qui permet de considérer toujours une résistance au glissement, contrairement à l'équation 1.1. De plus, puisque l'extension des cavités est déterminée par la pression effective, la vitesse de glissement et la géométrie du substrat, l'équation 1.3 autorise plusieurs valeurs de friction basale pour une même vitesse de glissement.

Les deux lois présentées ici, sont des simplifications des processus physiques et une loi de glissement complète devrait inclure non-seulement l'ensemble des contraintes qui interviennent (i.e. latérales, transversales et longitudinales), mais également une modélisation plus détaillée du système hydrologique sous-glaciaire. Cependant, la complexification de ces lois s'accompagne d'une

augmentation des temps de calcul et limite la capacité à modéliser l'évolution des glaciers à l'échelle des milliers d'années. Un compromis doit donc être fait entre réalisme et faisabilité.

1.2.2 Caractéristiques des paysages glaciaires et morphologie des vallées

L'écoulement des glaciers façonne le paysage par érosion de leur substrat rocheux, et créent des morphologies types, très nombreuses et à toutes échelles spatiales, du micromètre (e.g. les stries créées par abrasion, voir section 1.3.1) aux milliers de kilomètres (e.g. les paysages décapés et lisses avec des faibles ondulations topographiques, Boulton, 1982; Sugden, 1974). Cependant, je vais me limiter ici à décrire quelques morphologies types à l'échelle du paysage ($\times 10^2$ - $\times 10^3$ m), puis m'intéresser plus particulièrement aux morphologies de vallées glaciaires dont une partie des travaux de cette thèse y est consacrée.

La morphologie du paysage nous informe sur les processus de surface (i.e. rivières, vents, glaciers) dominants qui le façonnent (Kirkbride and Matthews, 1997). En effet, ces morphologies sont contrôlées par la distribution spatiale de l'érosion, qui diffère selon les processus de surface en jeu. Ainsi, l'érosion par les glaciers crée des formes de vallées qui se distinguent des formes que l'on retrouve dans un paysage dominé par des processus fluviaux (Herman et al., 2011; Hirano and Aniya, 1988; Kessler et al., 2008; Krabbendam et al., 2016). Les glaciers marquent également le paysage en formant des vallées dites « perchées », qui sont des vallées tributaires dont le raccordement à la vallée principale est marqué par un dénivelé abrupt. Ces vallées se forment par différentiel d'intensité d'érosion avec la vallée principale qui contient le glacier majeur (Benn and Evans, 2014). En effet, l'érosion des glaciers dépend, en partie, du flux de glace qui est plus important dans la vallée principale que dans les vallées tributaires de dimension plus petite. Ainsi, la vallée principale est le lieu d'un creusement plus intense, ce qui provoque un différentiel d'altitude avec les vallées tributaires.

Il a depuis longtemps été reconnu que les glaciers exploitent les vallées fluviales et modifient leur morphologie en « V » vers une forme en « U » (Davis, 1900; McGee, 1894). Une bonne illustration de cette morphologie sont les fjords, qui ont été formés par des glaciations répétées et prolongées (Holtedahl, 1967). Cependant, la quantification de la morphologie des vallées glaciaires a réellement pris son essor dans la seconde moitié du 20^e siècle. En effet, quantifier la morphologie des vallées permet de comprendre la distribution spatiale et l'intensité des différents mécanismes d'érosion. Ainsi, en comparant ces quantifications entre des vallées dominées par des processus fluviaux et par des processus glaciaires, nous pouvons évaluer l'impact relatif de chacun de ces processus de surface sur le relief (e.g. Amerson et al., 2008; Brocklehurst and Whipple, 2006; Zimmer and Gabet, 2018). De grands efforts de quantification et d'analyses mathématiques ont été réalisés dans les années 80-90 pour tenter de catégoriser les vallées glaciaires et comprendre leur développement (Augustinus, 1992b, 1995; Harbor, 1990, 1992; Hirano and Aniya, 1988, 1989, 1990). La forme des vallées glaciaires peut ainsi être décrite par une loi puissance qui relie la profondeur de la vallée (V_d) à sa demi-largeur (V_L) :

$$V_d = aV_L^b, \quad (1.4)$$

où a et b sont les coefficients de la loi puissance. La forme en « U » classique est approximée par un coefficient b égal à 2. Cette description de la forme des vallées glaciaires n'est pas la seule et une autre expression mathématique de la forme $y = a + bx + cx^2$, a été proposée (Wheeler, 1984). Ces descriptions ont été complétées par le ratio de forme (R_f) qui est égal au rapport entre la profondeur de la vallée et sa largeur. C'est ainsi que Hirano et Aniya (1988) ont classé les vallées glaciaires en deux catégories : les vallées de type alpine qui montrent un creusement marqué et une faible largeur, et les vallées de type calotte glaciaire (ou antarctique-patagonie) qui à l'inverse montrent des vallées ouvertes, larges, mais peu profondes. Ces modèles émergent des différentes configurations de glace (glaciers alpins contre marge de calotte glaciaire), car la dimension des vallées glaciaires (i.e. l'aire de la section transversale) augmente proportionnellement au flux de glace (Augustinus, 1992a; Brook et al., 2003; Haynes, 1972).

Cependant, la limite entre ces deux modèles n'est pas claire et les vallées glaciaires montrent une gamme continue entre une forme proche de celle en « V » à une forme de « U » très aplatie, même au sein d'une seule vallée (e.g. Brook et al., 2005). Cette large gamme résulte de facteurs temporels (i.e. temps de résidence des glaciers), mais aussi de la lithologie des substrats rocheux. Par exemple, Swift et al. (2008) ont analysé la morphologie des fjords sur la côte Est du Groenland et ont montré une corrélation entre les domaines lithologiques et la forme des vallées glaciaires. En effet, les vallées encaissées dans les roches sédimentaires mésozoïques (i.e. de plus faible résistance) montrent des ratios de forme autour de 0.01 alors que celles encaissées dans les gneiss calédoniens (i.e. de plus grande résistance) montrent des ratios de forme autour de 0.13-0.18. Les auteurs expliquent cette différence par un contrôle lithologique favorisant (1) l'élargissement des vallées pour des roches faiblement résistantes à l'érosion, (2) la disponibilité de sédiments agissant comme agent d'érosion dans ces lithologies, comparée à celles montrant une plus grande résistance, et (3) une plus grande surface de fonte basale qui favorise en retour l'écoulement de la glace. Ce contrôle lithologique est également supporté par d'autres observations au Groenland (e.g. Lane et al., 2016), en Islande (e.g. Brook et al., 2004), en Ecosse (e.g. Brook et al., 2004; Krabbendam and Glasser, 2011), et en Nouvelle-Zélande (e.g. Augustinus, 1992b). Cette dépendance à l'érodabilité a également été investiguée par des modèles numériques qui ont montré des formes variées de vallées glaciaires selon l'érodabilité et sa distribution spatiale (Augustinus, 1995; Harbor, 1995). Enfin, des études de terrain ont montré un fort contrôle structural où la présence et la distribution spatiale de fractures contrôlent d'une part la localisation des vallées glaciaires et des fjords (e.g. Glasser and Ghiglione, 2009; Nesje and Whillans, 1994; Randall, 1961), et d'autre part la morphologie des vallées en contrôlant la distribution spatiale de l'érosion (e.g. Becker et al., 2014; Dühnforth et al., 2010; Lane et al., 2015).

Les morphologies des vallées glaciaires sont donc variées et la compréhension des mécanismes de formation (i.e. érosion) et des facteurs d'influence (i.e. lithologie, temps de résidences, fonte basale...) permettent de caractériser l'évolution de chacune d'elle. Cependant, la capacité d'évaluer la morphologie d'une vallée glaciaire dépend également du temps depuis lequel elle est dépourvue de glace, et du temps de rééquilibrage des versants vers une forme fluviale. Ce temps dépend de la lithologie mais également des taux de surrection tectoniques comme montré par Prasicek et al. (2015) dans les alpes du sud en Nouvelle-Zélande où le rééquilibrage des vallées glaciaires s'effectue à l'échelle d'un interglaciaire (10^3 - 10^4 ans).

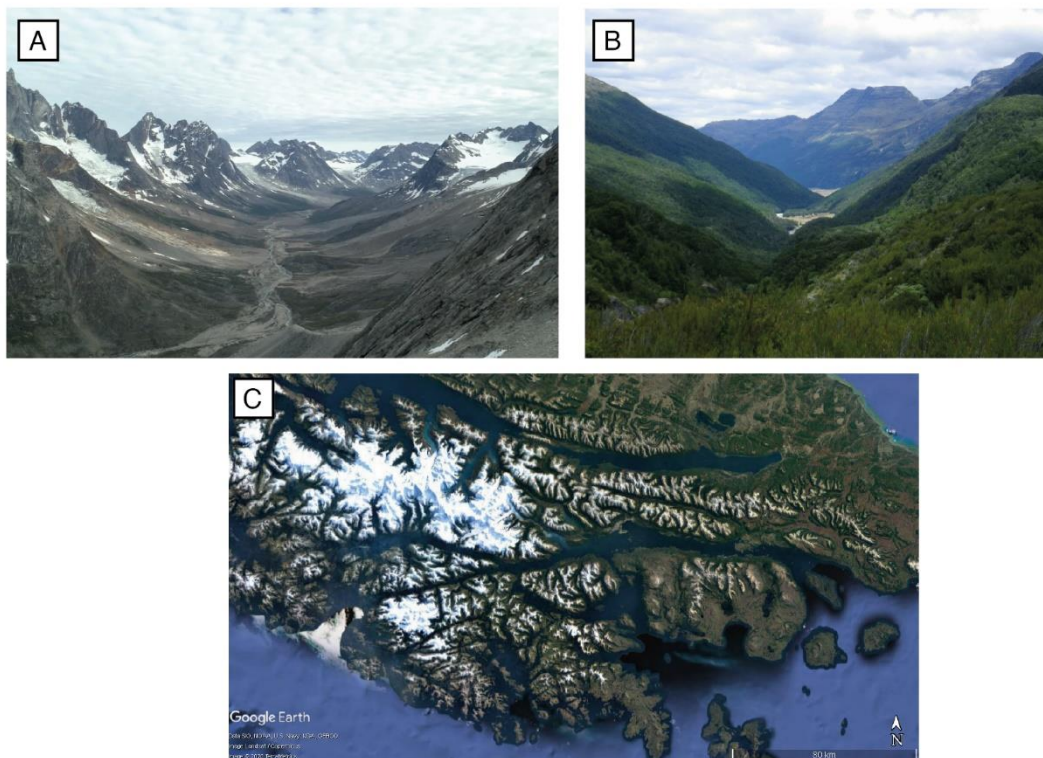


Figure 1.5. Morphologie des vallées glaciaires et fluviales. Un exemple de vallée glaciaire en forme de « U » (sud Groenland) est montré en (A), et une vallée fluviale en forme de « V » (vallée de Rees, Nouvelle-Zélande) en (B). Une vue satellite de la Patagonie (Amérique du sud) montre le contrôle structural (i.e. failles et fractures) sur l'insertion et la morphologie des fjords à grande échelle spatiale (C), ici les fjords montrent une forme droite qui suit les grandes failles (images de Google Earth).

1.3 Erosion, transport et dépôts sédimentaires par les glaciers

1.3.1 L'érosion par les glaciers

Les morphologies des paysages glaciaires sont directement reliées aux mécanismes d'érosion par la glace. Il est généralement considéré que les glaciers érodent via deux mécanismes principaux que sont l'abrasion du substrat et l'arrachement de blocs de roches (« quarrying », en anglais). D'autres processus reliés à la présence et à l'écoulement du glacier participent également à l'érosion, tel que les eaux de fontes sous-glaciaires qui peuvent inciser le substrat en formant des chenaux ou des surcreusements locaux nommés « pot-holes » (Sharpe and Shaw, 1989) ; ou la dissolution des roches carbonatées

(Hallet, 1976). Cependant, je vais me consacrer ici à détailler les mécanismes d'abrasion et d'arrachement qui sont de loin les plus importants.

L'abrasion est le processus par lequel les débris de roche, transportés par un glacier, sont entraînés sur le substrat et râclent ce dernier détachant de petits grains de roche à chaque contact. Son action laisse des stries très reconnaissables et participe à polir les roches sous-jacentes (Figure 1.6). Ces figures sont très utilisées pour aider à la reconstruction des paléo-écoulements de glace (e.g. Kleman, 1990). Bien que l'action abrasive des glaciers ait été décrite dès la fin du 19^e siècle (Gilbert, 1906; McGee, 1894), c'est pendant la seconde moitié du 20^e siècle avec les modèles de (Hallet, 1979a, 1981) et (Boulton, 1979) que des modèles expérimentaux et théoriques détaillés apparaissent. Ces deux modèles s'accordent sur les paramètres clés qui contrôlent le taux d'abrasion, que sont la concentration de débris, leur vitesse, et la force de contact effective entre le débris et le substrat rocheux, qui définit la profondeur d'ancrage du débris. La quantité d'érosion par abrasion augmente avec la concentration de débris. Cependant, une rétroaction négative apparaît à partir d'un seuil de concentration, où l'accumulation de débris peut former une couche de sédiments qui va protéger le socle rocheux de l'abrasion. Pour la vitesse des débris et la force de contact entre les débris et le socle rocheux, les deux modèles diffèrent (Boulton, 1979; Hallet, 1979a, 1981). Contrairement à Boulton (1979), Hallet (1979a, 1981) suggère que les débris sont soumis à une force de flottaison dans la glace, et que la composante verticale de vitesse du glacier vers le substrat contrôle en majeure partie la force de contact entre le débris et le

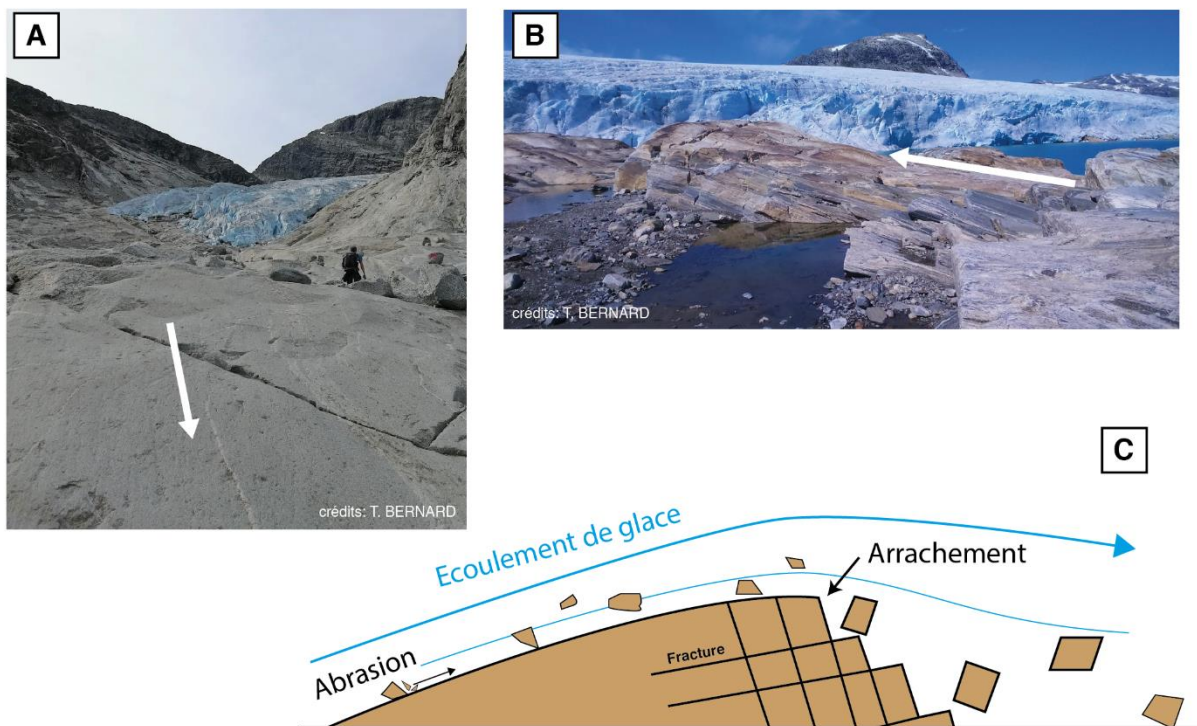


Figure 1.6. Morphologies des substrats rocheux laissées par les mécanismes d'abrasion et d'arrachement. L'abrasion laisse des stries et participe à polir les roches sous-jacentes, ici un exemple au pied du glacier de Nigarsbreen en Norvège (A). L'arrachement de blocs créé des formes asymétriques appelées roches moutonnées, un exemple au pied du glacier Austedalbreen, en Norvège (B). L'action des deux mécanismes d'érosion est illustrée en (C) (figure inspirée de Bierman et Montgomery, 2014).

substrat, indépendamment du poids de la glace au-dessus du débris. Ainsi, la magnitude relative entre les deux composantes de vitesse de la glace, verticale et parallèle au substrat, définit la vitesse à laquelle les débris sont entraînés vers le socle rocheux. Le modèle proposé par Boulton (1979) suggère des logements possibles de débris pour des vitesses de glace jusqu'à 100 m.an^{-1} . Les expériences d'Iverson (1990) et plus récemment de Byers et al. (2012) viennent confirmer le modèle de Hallet (1979) en montrant que la fonte de glace autour du débris, favorisée par l'augmentation de pression exercée par la glace, augmente la force de contact entre le débris et le substrat et ainsi la friction basal (Figure 1.7). Le mécanisme d'abrasion, par sa dépendance à la force de contact, est plus efficace sur les pentes inverses à l'écoulement du glacier (MacGregor et al., 2009). Aujourd'hui, notre compréhension de l'abrasion par les glaciers n'a pas significativement changé par rapport aux modèles de Hallet (1979, 1981). La principale inconnue réside dans le rôle de la concentration des débris à la base des glaciers sur la friction totale (Alley et al., 2019). En effet, cet aspect est important car la concentration de débris définit la rhéologie moyenne de la glace, qui influence sa vitesse d'écoulement et donc l'abrasion (Cohen et al., 2005; Iverson et al., 2003a; Zoet et al., 2013), et trouve toute sa pertinence pour l'étude de l'écoulement des glaciers riches en débris (e.g. Rowan et al., 2015).

Le processus d'arrachement intervient lui à plus grande échelle, et de nombreuses études ont permis d'améliorer notre compréhension de ce mécanisme (Cohen et al., 2006; Hallet, 1996; Iverson, 1991, 2012). Il intervient aux endroits où des variations de pressions significatives se produisent. Ces conditions sont trouvées aux abords de cavités sous-glaciaires formées par la combinaison de la rugosité du substrat rocheux, de la vitesse du glacier et de la pression d'eau à l'interface entre le glacier et son substrat. En effet, la glace étant un fluide à forte viscosité, n'est pas capable de s'adapter rapidement à la rugosité de son substrat et présente généralement des cavités en aval de protubérances du socle rocheux. La taille de ces cavités va dépendre de la vitesse de la glace, dictée par la pression d'eau à l'interface glace-roche (Hallet, 1996). Le système de drainage sous-glaciaire évolue en fonction du flux

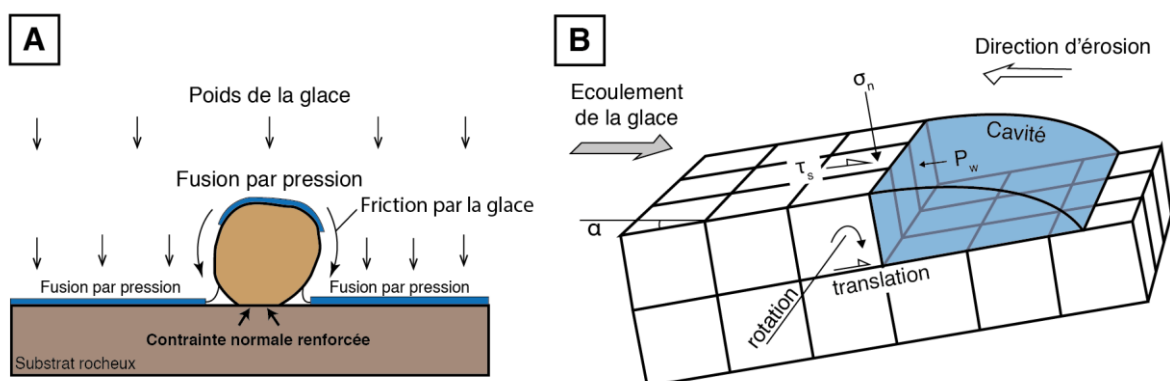


Figure 1.7. Modèles théoriques des processus d'abrasion et d'arrachement. L'intensité de l'abrasion dépend de la force de contact entre le débris et le substrat rocheux, favorisée par la composante de vitesse verticale de la glace, renforcée par la fusion de glace sur le débris par la pression (A) (modifiée après Lee et Rutter, 2004). L'arrachement dépend de facteurs tels que la différence de pression entre le poids exercé par la glace (σ_n) et la pression d'eau (P_w) dans la cavité, la distribution des fractures, et le pendage du substrat rocheux (B). L'arrachement de blocs de roche implique des mouvements de rotation et de translation (modifiée après Krabbendam et Bradwell, 2011).

d'eau à la base des glaciers. Ainsi, lors de périodes de faible débit d'eaux (hiver), le système de drainage est distribué à travers le socle du glacier et l'eau s'accumule dans les cavités sous glaciaires qui sont alors peu connectées entre elles (Benn and Evans, 2014; Kamb, 1987). A mesure que les flux augmentent lors des saisons de fontes, la pression d'eau dans les cavités augmente et participe à découpler le glacier de son socle. Ce découplage va redistribuer le poids de la glace et les contraintes cisailantes sur des surfaces plus petites augmentant ainsi les contraintes exercées sur le substrat. Ces contraintes vont alors favoriser le développement de fractures et/ou exploiter la présence de fractures préexistantes pour détacher des fragments de roche (Figure 1.6 et Figure 1.7). L'intensité des contraintes est d'autant plus importante que la différence de pression entre l'eau dans les cavités et le poids de la glace est importante (Cohen et al., 2006). Ainsi, lorsque le système de drainage se connecte et forme des chenaux qui sont capables de drainer d'importantes quantités d'eau, la pression dans les cavités baisse et l'eau laisse place à des cavités d'air. Par sa viscosité, la glace montre un temps de latence pour s'adapter aux nouvelles conditions et fermer les cavités par déformation sous son propre poids. A cet instant, la différence de pression est maximale et le processus d'arrachement maximisé (Beaud et al., 2014; Herman et al., 2011; Ugelvig et al., 2018).

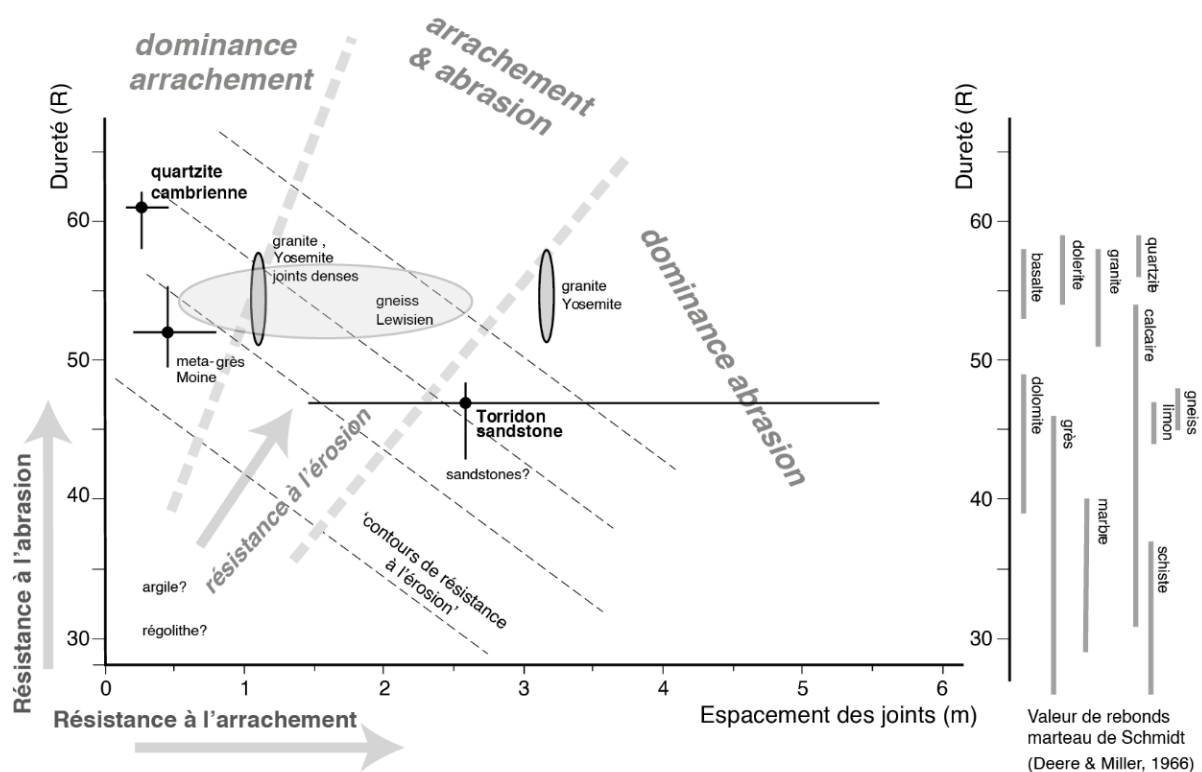


Figure 1.8. Diagramme montrant les relations entre l'espacement des joints/fractures, la dureté et les processus d'érosion dominants sous des conditions sous-glaciaires supposées constantes. (Figure modifiée et traduite d'après Krabbendam et Glasser, 2011).

La prépondérance de l'un ou l'autre mécanisme d'érosion dépend de facteurs tels que l'orientation et l'espacement des fractures (Becker et al., 2014; Dühnforth et al., 2010; Woodard et al., 2019), de la direction d'écoulement de la glace par rapport aux plans de faiblesse du substrat, par exemple les plans

de stratification (Kelly et al., 2014; Lane et al., 2015), et de la dureté du socle rocheux qui dépend de la lithologie et de l'intensité d'altération des roches (Krabbendam and Bradwell, 2014; Krabbendam and Glasser, 2011; Figure 1.8). Cependant, plusieurs auteurs suggèrent que le processus d'arrachement serait dominant, argumentant que les fluctuations d'eau au sein des glaciers sont fréquentes et engendrées par le glissement par à-coup des glaciers (Zoet et al., 2013), ou invoquant le rôle important des fractures dans l'érosion (Dühnforth et al., 2010; Krabbendam and Glasser, 2011).

1.3.2 Transport des sédiments glaciaires et dépôt morainiques

Les glaciers sont des vecteurs importants de sédiments, dont les principales sources sont les versants et le substrat rocheux sous-glaciaire. Leur mode de transport est très advectif comparé à celui des rivières et forme des courants morainiques caractéristiques (Figure 1.9). Les glaciers peuvent transporter les débris d'érosion à leur surface, en interne, ou à leur base. Les principales sources des débris qui s'accumulent à leur surface sont les versants où l'érosion est favorisée par les alternances gel-dégel (e.g. Matsuoka and Murton, 2008), les avalanches et éboulis (e.g. Benn et al., 2003), mais aussi par le fluage de sédiments non-consolidés des moraines latérales anciennes qui surplombent le glacier en régression (e.g. Ballantyne and Benn, 1994 ; Figure 1.9). Une fois à la surface du glacier, ces débris peuvent être incorporés dans ce dernier par l'accumulation de neiges successives ou par l'intermédiaire de crevasses. Les débris qui restent en surface sont acheminés vers le front du glacier par le mouvement de la glace mais aussi par une combinaison d'écoulement des eaux de fontes de surface dans la zone d'ablation, en partie favorisée par les débris, et de glissement par gravité au niveau des creux topographiques de surface souvent comblés par des lacs supraglaciaires (Hambrey et al., 2008; Lukas, 2005 ; Figure 1.9). Pour les débris intégrant le corps du glacier, le transport s'effectue passivement par le mouvement de la glace par glissement et déformation interne. Ces débris peuvent être élevés dans la colonne de glace par des chevauchements et des plis internes provoqués par les contraintes longitudinales compressives liées, par exemple, à un ralentissement des vitesses au front du glacier (Goodsell et al., 2005; Hambrey et al., 1999; Figure 1.9). Ces sédiments de surface, lorsqu'ils ne sont pas emportés par le système hydrologique, finissent par s'empiler au front des glaciers et participent à former une moraine frontale, tant que la position du front glaciaire est stable. Ainsi, ces moraines terminales sont principalement construites par une combinaison de fonte de glace et glissement par gravité des sédiments, et également par chevauchements successifs de débris lors de cycles répétés d'avancées et de retraits des glaciers (Hambrey et al., 2008; Lukas, 2005; Lukas et al., 2012).

Enfin, les sédiments peuvent être transportés à la base des glaciers soit par la glace et la déformation du substrat provoqué par son mouvement, soit par le système hydrologique sous-glaciaire. L'interface glacier-substrat définit deux zones de transport basal : la zone en suspension, où les débris sont proches du contact glace-substrat mais n'y sont pas incorporés, et la zone de traction correspondant à la zone de cisaillement des sédiments entre le substrat immobile et la base du glacier (Benn and Evans, 2014). La

vitesse de transport dans la zone de traction dépend de son épaisseur, de la vitesse de déformation des sédiments et de la porosité des sédiments. Ainsi, le profil horizontal de vitesse au sein de la zone de traction décroît exponentiellement avec la profondeur (Figure 1.9). Ces débris situés en base de glacier peuvent être élevés dans la colonne de glace comme décrit plus tôt, par des chevauchements et plis, mais aussi aux endroits de confluence de glaces comme la jonction entre deux vallées ou à l'aval de protubérances du substrat (Figure 1.9). Ces élévations de débris participent à former les moraines médianes (Boulton and Eyles, 1979; Goodsell et al., 2005).

Le système hydrologique sous-glaciaire a la capacité d'évacuer une partie importante du budget sédimentaire hors du système glaciaire (Collins, 1996; Delaney et al., 2018; Kirkbride, 2002; Swift et al., 2005). Néanmoins, sa capacité à transporter les sédiments en base de glacier, dépend fortement de sa configuration et montre des variabilités temporelles importantes (i.e. journalière et saisonnières). En effet, le système de drainage oscille entre des périodes où il est défini par un système de cavités sous-glaciaires distribué et plus ou moins connecté (i.e. plutôt en période hivernale et printemps), à un système de grands chenaux où les flux d'eau sont concentrés (i.e. plutôt en période estivale). Dans le

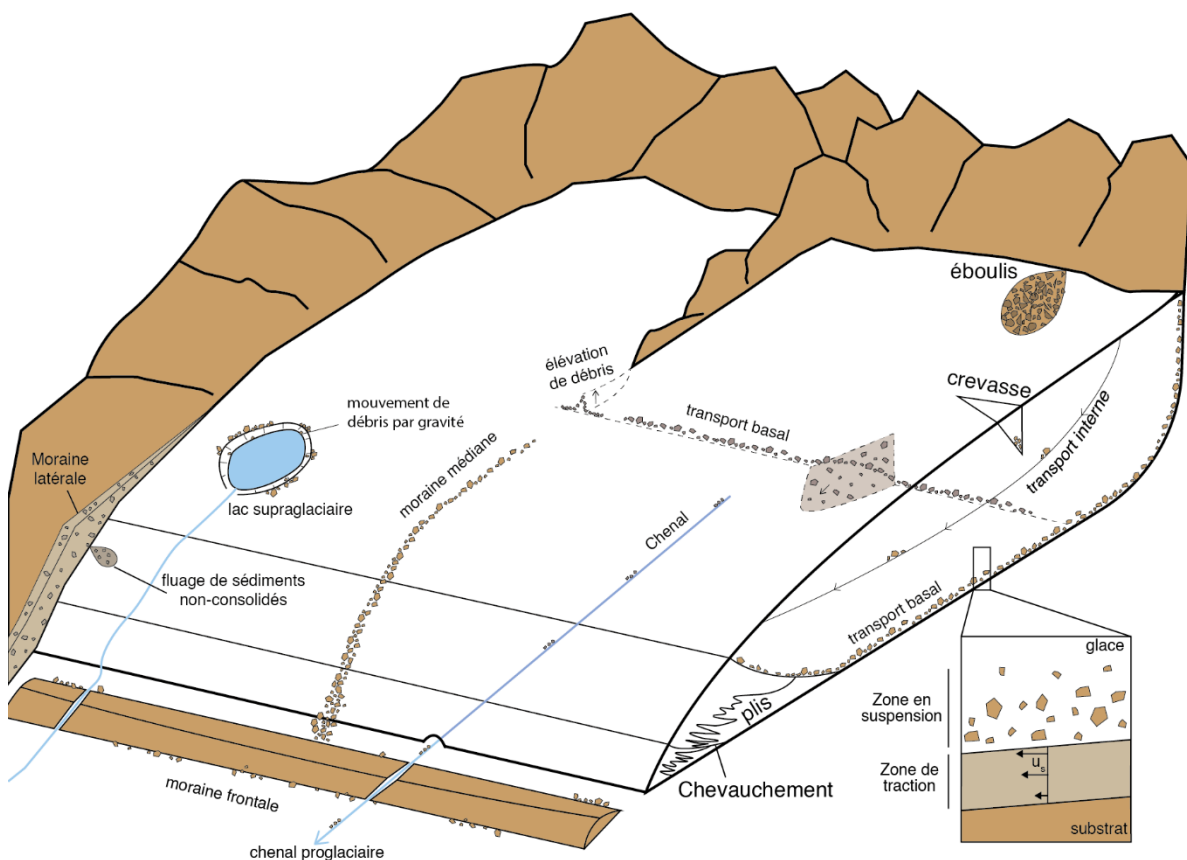


Figure 1.9. Synthèse des processus de transport des sédiments par les glaciers et de dépôt morainique au front des glaciers. Les importances relatives des différents processus de transport ne sont pas illustrées ici, les débris dessinés servant seulement de support visuel. Dans l'encadré, u_s désigne la vitesse horizontale de déplacements des débris dans la zone de traction. Voir le texte principal pour les explications. (Figure inspirée de Hambrey et al., 1999 ; Goodsell et al., 2005 ; et Benn et Evans, 2010).

premier cas, les flux d'eau sont distribués spatialement et ont accès à une grande partie du substrat, cependant ils possèdent une faible capacité de transport de sédiments. Dans le second, l'augmentation

progressive des flux d'eau par les fontes de glace contribue à la formation de chenaux où ces flux sont concentrés. La capacité de transport augmente fortement, mais la distribution spatiale des flux d'eau est restreinte aux chenaux (Swift et al., 2002, 2005). Ainsi, les sédiments sont principalement évacués lors des périodes où des chenaux existent en base de glacier. Lorsqu'ils quittent le système glaciaire ces sédiments sont principalement transportés par des chenaux proglaciaires dans la vallée (Figure 1.9).

1.4 La modélisation numérique des glaciers

1.4.1 Les modèles glaciaires

Depuis ses débuts dans les années 70s, la modélisation numérique des glaciers et des calottes glaciaires, permet d'une part de prédire l'évolution future ou passée des glaciers en simulant leur dynamique par rapport à des scénarii climatiques et l'évolution temporelle est donc considérée (nommé alors modèles « prédictifs » ou « pronostiques »); et d'autre part d'explorer les processus fondamentaux qui contrôlent et influencent leur dynamique et alors les modèles sont statiques (ce sont alors des modèles dit « diagnostiques » ou « prospectifs »). La complexité de ces modèles dépend évidemment de la question de recherche posée, mais a aussi évoluée au cours du temps à mesure que les capacités de calcul des ordinateurs ont augmenté. Les modèles numériques sont des outils capables de faire émerger des comportements, des rétroactions entre processus non-intuitifs de prime abord et difficile à appréhender pour l'esprit humain par la seule connaissance des équations physiques qui régissent le comportement de corps tels que les glaciers. En revanche, leur utilisation et l'interprétation des résultats qui en découlent se doit toujours d'être fait aux regards des hypothèses a priori qui ont été implémentées pour décrire, par exemple, la dynamique des glaciers. Dans cette section, je présente une revue non-exhaustive des différentes catégories de modèles d'évolution de paysages glaciaires avec leur avantages et inconvénients associés.

L'un des premiers critères définissant la résolution et la complexité d'un modèle glaciaire est l'échelle spatiale et temporelle que l'on souhaite étudiée. En effet, simuler l'écoulement d'une calotte glaciaire à l'échelle d'un continent par exemple, limite la résolution de la grille du modèle à considérer, car une trop grande résolution (e.g. 100 m) augmente drastiquement le temps de calcul. Leur résolution est donc souvent de l'ordre du kilomètre (Benn and Evans, 2014). Un deuxième critère est l'objet lui-même que l'on souhaite modéliser. Par exemple, l'écoulement des glaciers de montagnes est très sensible à la topographie et à la rugosité du substrat sur lequel ils s'écoulent (Hindmarsh, 2006). Au contraire, les calottes glaciaires de par leur extension spatiale (i.e. plusieurs centaines voire milliers de kilomètres avec une épaisseur de plusieurs kilomètres) sont beaucoup moins sensible à la topographie sous-jacente. Ainsi, la complexité des équations décrivant l'écoulement des glaciers de montagnes sera plus grande. En revanche, il est à noter que tous les modèles numériques sont par définition des approximations, et des simplifications, des processus à l'œuvre dans la nature, et n'ont pas vocation à

décrire tous les processus dans le détail et leur complexité naturelle mais plutôt à simuler des comportements. En effet, on ne peut, à l'échelle d'un glacier, modéliser par exemple la rotation, la déformation et l'interaction de chaque cristal de glace qui le compose pendant son écoulement. Ainsi, les modèles numériques doivent être perçus comme des outils d'exploration permettant de tester des hypothèses (ce qu'elles impliquent, retrouve-t-on ces données dans la nature ?), de guider les explorations sur le terrain (voir chapitre 4), ou encore de guider les politiques en définissant des scénarii probables d'évolution des glaciers suivant les connaissances du moment (exemple des rapports du groupe intergouvernemental sur l'évolution du climat, GIEC).

La glace est un fluide visqueux non-linéaire, sa capacité à s'écouler n'augmente pas de façon constante avec les contraintes qui lui sont appliquées (section 1.2.1). La description la plus précise que l'on puisse faire pour caractériser l'écoulement de la glace soumise à des contraintes, est de résoudre les équations de la dynamique des fluides de Navier-Stokes. Seulement, leur résolution demande des techniques de calcul lourdes qui augmentent les temps de calcul (Hindmarsh, 2004; Pattyn, 2008). Ainsi, une simplification de ces équations doit être faite pour une efficacité de calcul. La méthode la plus utilisée est appelée l'approximation de la couche mince (« Shallow Ice Approximation » en anglais, Hutter, 1983; référé ensuite par le terme SIA). Pour simplifier les équations de Stokes, cette approximation se base sur un paramètre d'échelle, appelé rapport d'aspect, qui dimensionne les variables contrôlant l'écoulement de la glace entre elles et permet d'identifier celles dont la contribution à l'écoulement est petite, pour les négliger (Baral et al., 2001; Kirchner et al., 2016). Ce rapport d'aspect est défini par :

$$\epsilon = \frac{[H]}{[L]}, \quad (1.5)$$

Où [H] et [L] sont les dimensions caractéristiques verticale et horizontale de chaque variable. Par exemple, [H] peut représenter l'épaisseur de glace et [L] son extension type. Dans le cas des calottes glaciaires, ces dimensions types (avec une épaisseur de $\times 10^3$ m et une extension spatiale de $\times 10^5$ - 10^6 km) définissent un rapport d'aspect très petit d'environ 10^{-3} (Baral et al., 2001). Dans les SIA, le dimensionnement des variables par un paramètre d'échelle est combiné à un développement en série du rapport d'aspect qui permet de trouver des solutions aux équations d'écoulement de glace hautement non-linéaires. Ainsi chaque variable (F) est approximée par une série finie de perturbations :

$$F \sim \sum_{v=0}^{\infty} \epsilon^v F_{(v)} = \epsilon^0 F_{(0)} + \epsilon^1 F_{(1)} + \epsilon^2 F_{(2)} + \dots + \epsilon^n F_{(n)}, \quad (1.6)$$

où $F_{(v)}$ sont chacune des contributions de F à l'ordre v .

Chaque contribution d'ordre supérieur augmente la justesse de l'approximation par SIA. Les modèles les plus simples considèrent seulement le premier terme du développement en série et sont catégorisés comme SIA d'ordre zéro. Ces modèles réduisent la diversité des contraintes contrôlant l'écoulement de la glace à la simple résistance du substrat rocheux parallèle à la direction d'écoulement de la glace (Le Meur et al., 2004), négligeant ainsi les contraintes dans le plan horizontal (Figure 1.10). De plus, ces derniers requièrent que les pentes de surface de la glace et la pente du substrat rocheux soient faibles, et donc que le rapport d'aspect soit au moins inférieur à 10^{-2} (Baral et al., 2001). Les SIA d'ordre zéro sont souvent utilisés pour modéliser les calottes glaciaires à grande échelle mais ont également été utilisés dans le cadre de glaciers de montagnes avec des facteurs de corrections appliqués dans ce cas (Herman and Braun, 2008; Kessler et al., 2008). En effet, le confinement des glaciers de montagnes ou de fjords dans les vallées réduit leur extension spatiale au regard de leur épaisseur ce qui augmente le rapport d'aspect et diminue la justesse de l'approximation SIA d'ordre zéro. Dans ce cas, l'écoulement des glaciers est fortement influencé par les flancs des vallées qui réduisent l'écoulement de la glace à leur contact, mais aussi par la rugosité du substrat rocheux capable de contrôler les mouvements de compression et d'extension de la glace (i.e. par la formation de crevasses) parallèlement à l'écoulement. Ainsi, les contraintes dans les plans horizontal et longitudinal doivent être prises en compte (e.g. Hindmarsh, 2006; Figure 10). Ceci est réalisé en considérant les contributions d'ordre supérieur dans le développement en série (Eq. 2). Plusieurs modèles d'ordre supérieur existent avec certaines particularités (Hindmarsh, 2004; Pattyn, 2003; Schoof and Hindmarsh, 2010).

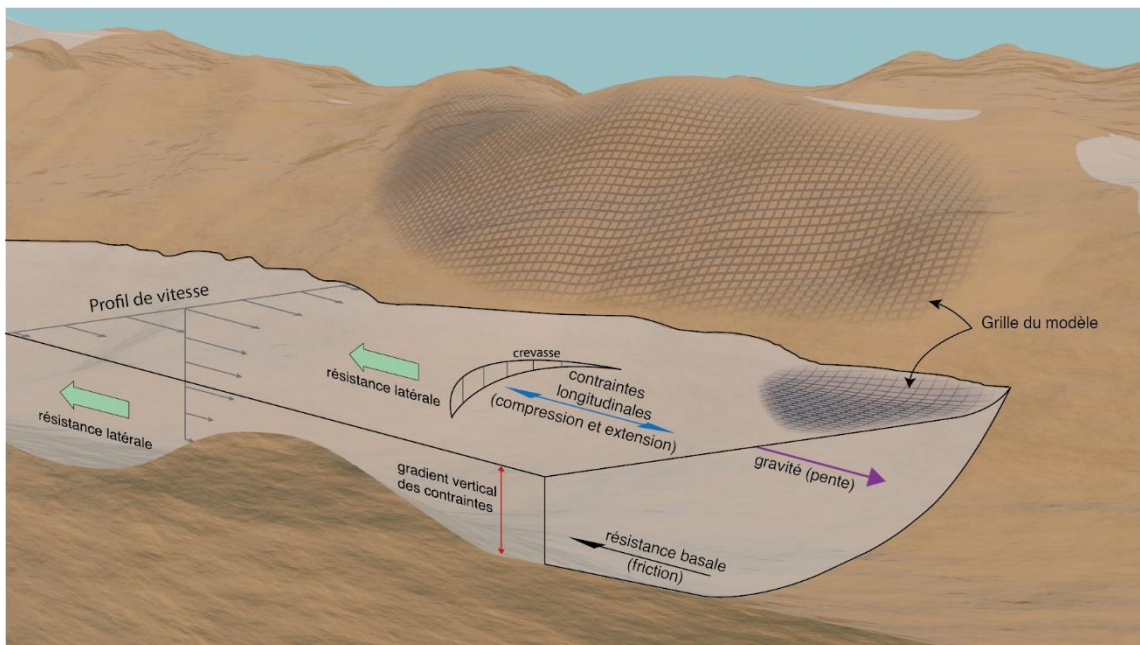


Figure 1.10. Bilan des forces contrôlant l'écoulement des glaciers et définissant la complexité des modèles numériques. Les profils vertical et horizontal des vitesses d'écoulement sont également montrés.

Le programme simulant l'évolution de paysages glaciaires utilisé dans cette thèse, iSOSIA (Egholm, 2011), utilise une approximation par SIA de second ordre (SOSIA), couplé à une intégration de la

profondeur et est configuré pour permettre la modélisation de glaciers de montagnes. Je présente une description complète d'iSOSIA dans le chapitre 2.

1.4.2 Modélisation de l'érosion glaciaire

Les lois d'érosion glaciaires utilisées dans les modèles numériques sont construites à partir des modèles théoriques et des observations sur les mécanismes œuvrant (section 1.3.1). Cependant, pour faciliter l'implémentation de ces lois dans les modèles numériques, celles-ci sont souvent simplifiées pour diminuer le nombre de paramètres de contrôle à considérer. Ainsi, une grande majorité des études modélisant l'érosion glaciaire considère une version simplifiée de la loi d'abrasion définie par Hallet (1979, 1981 ; section 1.3.1), qui relie l'érosion et la vitesse de glissement basale du glacier par une loi puissance :

$$E = ku_b^l, \quad (1.7)$$

où k et l sont déterminés empiriquement. Le paramètre k représente la résistance du substrat rocheux à l'érosion et est empiriquement contraint à 10^{-4} (Humphrey et Raymond, 1994 ; Koppes et Montgomery, 2009 ; Cook et al., 2020). La plupart des études simulant l'érosion par les glaciers considèrent soit $l=1$ et définissent ainsi une relation linéaire entre érosion et vitesse de glissement (e.g. Oerlemans, 1985 ; Harbor et al., 1988 ; Braun et al., 1999 ; MacGregor et al., 2000 ; Egholm et al., 2009 ; Herman et Braun, 2008), soit $l=2$ imposant alors une relation non-linéaire entre les deux paramètres (e.g. Harbor, 1988 ; Anderson, 2014 ; Herman et al., 2011 ; Egholm et al., 2017). Ces valeurs sont dans la gamme des valeurs estimées sur des mesures de flux de sédiments au front de glaciers (Humphrey et Raymond, 1994 ; Koppes et Montgomery, 2009 ; Herman et al., 2015) ou prédites par des modèles théoriques (Hallet, 1981). Les différences observées résulteraient du type de glacier considéré (glacier de marée, ou alpins ; Cook et al., 2020). L'avantage de cette loi est sa facilité d'implémentation dans les modèles car elle dépend uniquement de la vitesse de glissement, qui est toujours calculée. La définition de cette vitesse de glissement, qui dépend souvent de la pression effective (définie comme la différence entre la pression exercée par la glace et la pression d'eau) peut néanmoins être complexifiée en variant la complexité du modèle hydrologique considéré, et ainsi explorer les rétroactions entre système hydrologique sous-glaciaire et érosion (e.g. Herman et al., 2011).

Toutefois, quelques études ont tenté de complexifier cette loi d'abrasion en y incorporant explicitement des paramètres supplémentaires d'importance connue. Par exemple, MacGregor et al. (2009) tiennent compte de la concentration de débris à la base de la glace (ψ_s) qui contrôle le nombre de fragments de roches en contact avec le substrat et donc participant à l'érosion (Hallet, 1979) :

$$E = c_1 \psi_s u_b^2, \quad (1.8)$$

L'érosion augmente avec la concentration de débris jusqu'à un seuil au-delà duquel l'érosion décroît rapidement vers zéro où plus aucun débris n'est en contact avec le substrat. Ces auteurs appliquent également une décroissance de l'angularité des débris (c_1), qui est fonction de la distance parcourue, et simulent ainsi l'abrasion des grains à mesure qu'ils participent à l'érosion. La constante c_1 tend vers zéro avec la distance parcourue et diminue l'érosion. D'autres études plus récentes ont également considéré ce contrôle de la concentration des débris dans leur loi d'érosion (Egholm et al., 2012 ; Ugelvig et al., 2018) et en particulier lorsque les études s'attachent à caractériser l'influence des débris sur l'évolution des glaciers (e.g. Rowan et al., 2015). Comme mentionnée plus tôt la complexification d'une loi d'érosion s'accompagne par une complexification d'implémentation, dans ces modèles, le transport des sédiments doit être explicitement pris en compte.

Certaines études se focalisant sur l'érosion par les glaciers, considèrent les deux processus d'érosion, abrasion et arrachement, séparément. Ainsi, des lois d'arrachement plus ou moins complexes sont prises en compte, et deux catégories de lois ont émergé. Les plus simples, relient l'érosion par arrachement à la vitesse de glissement pondérée par la pente du substrat dans la direction d'écoulement de la glace (S_b), avec un critère pour annuler l'érosion pour les pentes inverses à la direction d'écoulement, ainsi que pour tenir compte de la protection du substrat rocheux via une couche de sédiments (c_s) (e.g. MacGregor et al., 2009 ; Egholm et al., 2012). Ces lois sont de la forme :

$$E_q = k_2 u_b S_b c_s, \quad (1.9)$$

avec k_2 une constante d'érodabilité. Pour les lois plus complexes, je distinguerais deux catégories. La première, classe des lois dites déterministes qui s'attachent à modéliser la croissance sous-critique de fractures, contrôlant la disponibilité de blocs de roches pour l'arrachement (Hallet, 1996; Hildes et al., 2004; Woodard et al., 2019). Ainsi, l'état des contraintes dans la roche doit être connu en chaque point du modèle, et des hypothèses sur la forme des fractures, leur mode d'ouverture (tension, glissement, déchirement) et leurs interactions doivent être faites. Dans ces lois, le taux d'érosion est limité par le taux de croissance des fractures induites uniquement par l'écoulement de la glace. Cependant, dans la nature, les mouvements tectoniques participent à fracturer les substrats sur lesquels reposent les glaciers, et une distribution de fractures initiale (avant l'arrivée du glacier) existe, avec des fractures qui souvent s'intersectent et réduisent la résistance de la roche à l'érosion (Dühnforth et al., 2010). Ainsi d'autres modèles d'arrachement proposent plutôt une approche probabiliste de l'érosion, et composent la seconde catégorie. Iverson (2012) propose ainsi une loi qui relie la vitesse du glacier à la taille de cavité sous-glaciaires, qui participent à redistribuer le poids exercé par la glace sur le substrat, sur une plus petite surface (voir section 1.3.1) augmentant de fait les contraintes nécessaires pour l'arrachement de bloc de roche :

$$E_q = \frac{u p_f h}{2L} \left(1 - \frac{S}{L}\right), \quad (1.10a)$$

avec

$$p_f = 1 - \exp\left(-\frac{V}{V_0}\left(\frac{\sigma_d}{\kappa\sigma_0}\right)^m\right), \quad (1.10b)$$

Dans l'équation 1.10a, le terme S est la taille de la cavité, h sa hauteur et L la distance entre deux cavités (Figure 1.11). La probabilité pour un volume de roche V d'être érodé est représentée par le terme p_f , dont l'expression découle de la fonction de distribution de probabilité de Weibull (Weibull, 1951) appliquée aux fractures (Jaeger and Cook, 1979). L'approche considère que la résistance d'un volume de roche dépend de la résistance de son plus faible composant. Ainsi, la probabilité d'érosion dépend du ratio entre le volume de roche V , soumis à la contrainte déviatorique σ_d , et un volume caractéristique V_0 qui contient la fracture la plus grande (présentant la plus faible résistance) souvent considéré de même ordre de grandeur que le volume de roche compris entre deux cavités. La contrainte déviatorique σ_d est également pondérée par un paramètre d'échelle σ_0 dont la valeur garantie qu'au moins 63% des fractures rompt. Ce paramètre est proche de la résistance moyenne de la roche aux contraintes de traction. Le paramètre $\kappa = 1/3$ sert à tenir compte des contraintes requises pour la croissance sous-critique de fractures (Hallet, 1996). Le tout est élevé à la puissance m , le module de Weibull, qui décroît avec l'hétérogénéité de la roche (i.e. la densité de défauts fragilisant la roche). Cette loi a été appliquée dans d'autres études (Beaud et al., 2014 ; Ugelvig et al., 2016). D'autres approches probabilistes ont également été considérées comme Anderson (2014), qui définit la probabilité d'arrachement de blocs en fonction de la profondeur d'ancrage du bloc et de sa taille. Cependant, la loi proposée par Iverson (2012) est de loin la plus détaillée.

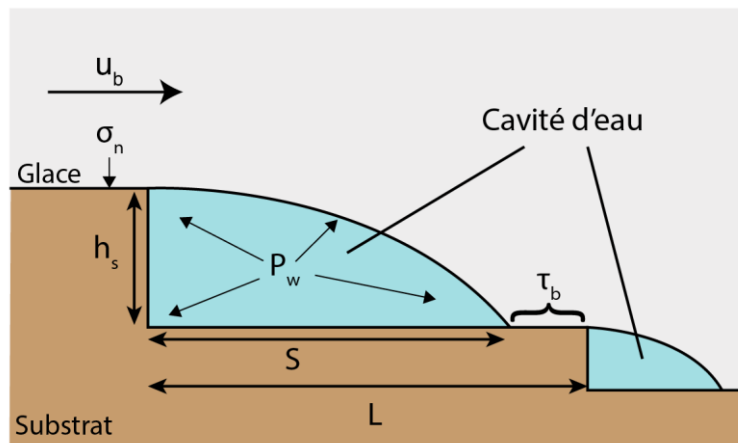


Figure 1.11. Paramètres d'influence de l'arrachement de blocs sous l'effet de l'ouverture d'une cavité sous-glaciaire. La taille de la cavité (S) est contrôlée par la vitesse de glissement basal du glacier (u_b), la pression d'eau (P_w) dans la cavité, la hauteur (h_s) de la protubérance du substrat, et de la distance (L) à la cavité la plus proche. (Modifiée après Iverson, 2012).

Ugelvig et al. (2016) ont proposé une version simplifiée de la loi d'Iverson (2012), pour l'intégrer aux modèles d'évolution de paysage glaciaires. Ces auteurs ont procédé à une détermination empirique de l'érosion, en simulant une distribution de cavités sous-glaciaires à l'échelle d'une taille de cellule type considérée dans ces modèles (~ 100 - 200 m). En changeant des paramètres tels que la vitesse de glissement, la pression effective (N), et la pente du substrat rocheux dans la direction d'écoulement de

la glace (S_b), ces auteurs ont pu déterminer la sensibilité de chacun de ces paramètres et proposer la loi puissance suivante :

$$E_q = k_3 N^3 S_b^2 u_b^1, \quad (1.11)$$

où k_3 est une constante de proportionnalité qui tient compte de la résistance du substrat rocheux à l'érosion liée par exemple au taux de fracturation. Dans cette dernière, la vitesse de glissement basal (u_b) joue un rôle mineur dans l'érosion par arrachement de blocs.

1.5 La thermochronologie basse-température

1.5.1 Principes théoriques

La thermochronologie est une discipline consacrée à l'étude de l'évolution thermique des roches (Braun et al., 2006). La thermochronométrie est une méthode quantitative qui exploite la dépendance de certains systèmes à la température pour dater un évènement thermique (e.g. refroidissement). Elle se base sur la décroissance radioactive d'éléments, dont l'accumulation progressive et la sauvegarde des produits de désintégration, sont favorisées en-dessous d'une température dite « de fermeture » (T_f ; Dodson, 1973). Ainsi, en estimant la concentration initiale des radionucléides père, et en mesurant leur concentration actuelle, ainsi que celle des produits fils, il est possible de déterminer le temps depuis lequel le système a passé cette T_f (i.e. son âge thermochronologique). Cet âge radiométrique (t) est défini par l'équation générale :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{N_f}{N_p} + 1 \right), \quad (1.12)$$

où λ est la constante de désintégration de l'élément père, et N_f et N_p le nombre de produits fils et père actuel respectivement.

Les systèmes en question sont définis par l'espèce minérale (i.e. apatite, zircon...), ainsi que par le radionucléide et la nature des produits de fissions étudiés (e.g. traces de fission, hélium). En réalité, la T_f est plutôt définie comme une gamme de température dans laquelle les produits fils de désintégration vont être plus ou moins retenus. Les valeurs limites de cette gamme dépendent du système thermochronologique considéré, mais également de la vitesse de refroidissement (Reiners and Brandon, 2006). Cette gamme est nommée « zone de cicatrisation partielle » (ZCP) ou « zone de rétention partielle » (ZRP) suivant la nature des produits fils de désintégration (e.g. pour les traces de fission et l'hélium respectivement). Les sensibilités thermiques des différents systèmes permettent de reconstituer, par exemple, l'histoire de refroidissement des roches lors de leur exhumation vers la surface (e.g. van der Beek et al., 2002; Bernard et al., 2016; Gallagher, 1995; Pedersen et al., 2012). Les systèmes de thermochronologie dite de basse-température sont sensibles aux effets de topographie (Braun, 2002b; Ehlers, 2005) et peuvent donc être utilisés pour quantifier les changements de reliefs (e.g. Herman and

Champagnac, 2016; Shuster et al., 2005; Valla et al., 2011). Par exemple, le système traces de fission sur zircon montre une sensibilité thermique autour de 230-190 °C (Zaun and Wagner, 1985), sur l'apatite autour de 120-60 °C (e.g., Gleadow et al., 1986; Gleadow and Duddy, 1981), et le système (U-Th)/He sur apatite autour de 80-45°C (Farley, 2000; Wolf et al., 1996). Dans ces travaux de thèse je m'intéresse particulièrement à deux méthodes de thermochronologie basse-température que sont les traces de fission et l'(U-Th)/He sur apatite (i.e. AFT et AHe respectivement). L'apatite est un phosphate de calcium de formule $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH},\text{Cl},\text{F})$ qui a la capacité d'incorporer de l'uranium dans sa structure cristalline (Gleadow et al., 2002). L'apatite est très abondante, et présente dans la plupart des roches terrestres ignées, métamorphiques ou sédimentaires (O'Sullivan et al., 2020). Ainsi, elle est l'un des minéraux les plus utilisés en tant que thermochronomètre depuis les travaux de Fleischer and Price (1964). Je présente succinctement le principe théorique des deux thermochronomètres, AFT et AHe, dans le chapitre 2.

1.5.2 Approches thermochronologiques

Les études thermochronologiques sont divisées en deux grandes approches. La première consiste à réaliser les analyses sur des roches prélevées à l'affleurement, c'est la thermochronologie de socle (ou in-situ), tandis que pour la seconde, les analyses thermochronologiques sont réalisées sur des sédiments ; on parle alors de thermochronologie détritique.

Différentes stratégies d'échantillonnage existent pour la thermochronologie de socle, et dépendent de l'objectif d'étude. Parmi elles, l'approche du profil âge-altitude consiste en l'échantillonnage de roches à travers un bassin de drainage dans une gamme d'altitudes assez grande pour caractériser l'évolution des âges thermochronologiques avec l'altitude (e.g. Fitzgerald et al., 1995; Glotzbach et al., 2011; Shuster et al., 2005; Valla et al., 2011). Cette approche a été appliquée dans des bassins glaciaires (e.g. Ehlers et al., 2015; Pedersen et al., 2012; Shuster et al., 2005; Swift et al., 2008; Tranel et al., 2011). Pour une exhumation rapide et continue, la relation âge-altitude montre généralement une relation positive entre les âges et l'altitude car la distance à l'isotherme de fermeture (i.e. du système thermochronologique) augmente (Figure 1.12). La pente de cette relation donne un taux d'exhumation si les échantillons ont été collectés le long d'un profil purement vertical (Braun et al., 2006; Ehlers, 2005; Reiners and Brandon, 2006). Cependant, les échantillons sont souvent collectés à travers un bassin de drainage et ne résultent donc pas d'un profil purement vertical. Ainsi, des effets de courbure de l'isotherme de fermeture par la topographie (Braun, 2002b), peuvent influencer la relation d'âge, dont la profondeur de fermeture associée n'est plus constante entre les échantillons. La pente de la relation âge-altitude n'est alors plus qu'un taux d'exhumation apparent, et des corrections doivent être appliquées pour estimer le taux d'exhumation réel (Braun, 2002b; Braun et al., 2006). Le regroupement d'échantillons en un profil vertical suppose également que chacun d'eux partage la même histoire de refroidissement et qu'aucun n'est séparé spatialement par des failles, ou n'a été affecté pas des circulations de fluides chauds (Ehlers, 2005; Schildgen et al., 2018).

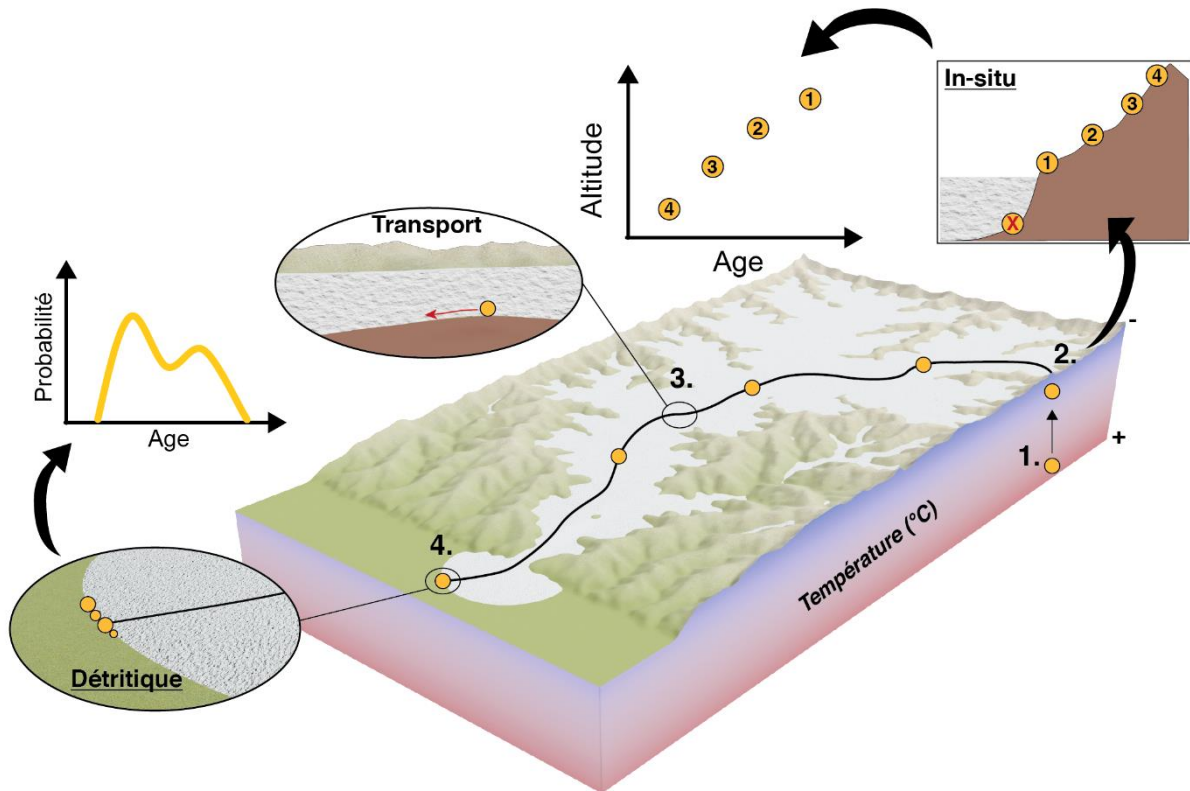


Figure 1.12. Représentation des approches de thermochronologie de socle (in situ) et détritique, dans un bassin glaciaire. Ici, une particule de roche est initialement située à une température supérieure à la température de fermeture du système thermochronologique (1). Cette particule est ensuite exhumée en surface (2) et peut être échantillonnée pour la thermochronologie de socle. Dans ce cas, l'âge thermochronologique est associé à une altitude spécifique et pourra être combiné à une série d'âges dans une relation âge-altitude afin de déduire un taux d'exhumation. Sinon, cette particule de roche peut être prélevée à l'affleurement par érosion et intégrer le système de transport (ici un glacier, 3). Elle atteint son site de dépôt (4) où elle pourra être échantillonnée avec d'autres débris de roche pour la thermochronologie détritique. L'interprétation de la distribution d'âges détritiques est généralement effectuée via une fonction de densité de probabilité (PDF). Dans le cas d'un bassin glaciaire, le socle sous-glaciaire n'est pas accessible par la thermochronologie de socle (croix rouge, encadré « in-situ »), mais peut être retrouvé par la thermochronologie détritique via l'échantillonnage réalisé par l'érosion sous-glaciaire.

Cette approche d'échantillonnage à l'affleurement, présente quelques inconvénients. En effet, certains endroits comme les sommets, pertinents pour l'échantillonnage sont difficiles d'accès, ce qui limite la gamme d'altitude pour le profil vertical. De plus, dans le contexte glaciaire, la présence de glaciers empêche l'échantillonnage du socle sous-glaciaire (Figure 1.12), ce qui limite également l'information thermochronologique pouvant être recueillie (e.g. Enkelmann and Ehlers, 2015).

L'échantillonnage détritique (i.e. thermochronologie détritique) permet de contourner en partie ces difficultés, car les minéraux cibles collectés (e.g. l'apatite) résultent d'un échantillonnage par l'érosion en amont et peuvent donc être originaires du socle sous-glaciaire (Figure 1.12). De plus, l'approche détritique permet généralement d'obtenir une gamme d'âge plus large comparée à l'échantillonnage limité de la thermochronologie de socle. Cependant, cette approche apporte également son lot d'inconvénients. En effet, l'information de source (élévation) de chaque grain permettant de construire un profil vertical âge-altitude est inconnue lors d'un échantillonnage détritique.

La thermochronologie détritique est ainsi généralement utilisée en combinaison de relations âge-altitude déduites de la thermochronologie de socle pour caractériser la distribution de l'érosion dans un

bassin de drainage. L'analyse thermochronologique, généralement réalisée sur une centaine de minéraux cibles (Vermeesch, 2004), aboutit à une distribution d'âges détritiques dans chaque échantillon. Ces distributions sont souvent interprétées via des fonctions de densité de probabilité (Brewer et al., 2003; Ruhl and Hodges, 2005), et des applications ont été réalisées dans des bassins glaciaires (Avdeev et al., 2011; Ehlers et al., 2015; Stock et al., 2006; Thomson et al., 2013; Tranel et al., 2011). Par exemple, Stock et al. (2006) ont procédé à des analyses thermochronologiques (U-Th)/He sur des apatites détritiques dans deux bassins de drainage en Californie (Sierra Nevada), l'un dominé par des processus fluviaux, l'autre a été impacté par les glaciations. En comparant les distributions d'âges observées avec celles prédites dans le cas d'une érosion supposée uniforme, ces auteurs ont montré qu'alors que le bassin fluvial montre une érosion uniforme, l'érosion dans le bassin glaciaire semble avoir été focalisée dans la partie inférieure du bassin.

Toutefois, dans ces études de thermochronologie détritique, il est souvent considéré implicitement que la fertilité en minéraux cibles (pour l'analyse thermochronologique) est uniforme à travers le bassin de drainage étudié, et que les distributions d'âge observées reflètent uniquement l'échantillonnage par l'érosion. Or, la fertilité minérale est susceptible de varier selon les lithologies à l'affleurement (Malusà et al., 2016; Moecher and Samson, 2006; Tranel et al., 2011), et les processus de transport peuvent distribuer les débris d'érosion de façon inégale dans le bassin (Malusà et al., 2016). Ce dernier point est particulièrement important dans le cas du transport glaciaire où le degré de mélange des sédiments lors de leur transport est encore mal contraint (e.g. Enkelmann and Ehlers, 2015; Goodsell et al., 2005). Ainsi, si l'on souhaite comprendre davantage comment les glaciers érodent leur substrat et ainsi apporter des indices sur le rôle des glaciations dans la dynamique des reliefs (section 1.1), il nous faut comprendre comment les méthodes quantitatives comme la thermochronologie détritique peuvent être impactées par, e.g. les processus de transport. Une partie des travaux présentés dans ce manuscrit de thèse se consacre aux effets du transport glaciaire sur l'interprétation des distributions d'âges détritiques obtenues lors de l'échantillonnage au front des glaciers, en proposant une approche de modélisation numérique (voir chapitre 4).

Chapitre 2 :

METHODOLOGIE

2 Méthodologie

2.1 Le modèle d'évolution de paysage glaciaire : iSOSIA

2.1.1 Présentation d'iSOSIA

L'un des outils principaux utilisé dans ces travaux de thèse est un programme capable de simuler l'écoulement de glaciers sur des topographies à fort relief, iSOSIA (i.e. integrated Second Order Shallow Ice Approximation). Comme vu au chapitre 1 (section 1.4.1), iSOSIA fait partie des modèles glaciaires utilisant l'approximation de la couche mince et considère les termes de premier et second ordre dans le développement en série du rapport d'aspect, pour approximer les effets des contraintes horizontales (i.e. transversales et longitudinales), qui jouent un rôle important dans le développement des vallées en « U » (Harbor et al., 1988; Seddik et al., 2009). Bien qu'il ait été développé pour simuler l'écoulement des glaciers de montagnes, iSOSIA a également pour vocation de simuler les rétroactions entre les systèmes glaciaires, hydrologiques et sédimentaires, connus pour jouer un rôle dans l'érosion glaciaire (e.g. Cohen et al., 2006; Hallet, 1979; Iverson, 1991), et la vitesse de glissement basal (e.g. Anderson, 2004; Budd et al., 1979; Herman et al., 2011; Schoof, 2005; voir chapitre 1, section 1.2.1). Il a donc été formulé de sorte à pouvoir considérer ces systèmes (e.g. Egholm et al., 2012), et est de ce fait adapté pour une gamme d'exploration large de paramètres pouvant influencer, par exemple, le développement des formes du relief ou encore l'écoulement de la glace.

Depuis son développement initial, iSOSIA a donc connu une utilisation croissante (e.g. Egholm et al., 2012; Pedersen et al., 2014; Rowan et al., 2015; Ugelvig and Egholm, 2018). Par exemple, Egholm et al., 2012a ont utilisé la formulation complète d'iSOSIA pour explorer l'effet du couplage de l'écoulement de glace, de l'hydrologie sous-glaciaire et du transport sédimentaire, sur le développement de la topographie sous-jacente. Ces auteurs montrent une compétition entre (1) les eaux de fonte qui favorisent le développement de surcreusements en accélérant le glissement basal, et (2) la présence de couvertures sédimentaires en base de glacier, déterminée à la fois par le taux de déformation sous-glaciaire et la capacité de transport du système hydrologique, empêchant le développement de surcreusements. Plus récemment, Rowan et al. (2015) ont modélisé l'impact de la concentration de débris dans les glaciers rocheux sur le bilan de masse du glacier Khumbu (Himalaya), et ont montré d'une part, qu'elle prolonge la réponse du glacier au réchauffement climatique, et d'autre part qu'elle distribue la perte de glace au sein de la zone d'ablation favorisant plutôt la diminution d'épaisseur des glaciers plutôt que leur taille (i.e. souvent pris comme marqueur de sensibilité climatique, Figure 2.1).

Enfin, iSOSIA a également été utilisé pour prédire la distribution spatiale de nucléides cosmogéniques suite à l'insertion de fjords (Egholm et al., 2017), ou en combinaison d'un modèle thermo-cinématique prédisant l'évolution de la distribution spatiale d'âges thermochronologiques in-situ (U-Th)/He sur apatite d'une topographie initialement fluviale puis soumise à des glaciations

successives à la surface d'un modèle numérique de paysage (i.e. PECUBE ; Braun et al., 2012, Figure 2.1). L'érosion glaciaire rajeunit les âges thermochronologiques dans les vallées à des altitudes intermédiaires où l'érosion est la plus intense (i.e. dans les cirques glaciaires), et mène à une distribution de l'exhumation plus complexe que les systèmes fluviaux et de versants. Ainsi, iSOSIA, par sa formulation et son efficacité de calcul (Brødstrup et al., 2014, 2016) a largement contribué à son utilisation croissante, ce qui a permis d'étendre nos perspectives de recherche.

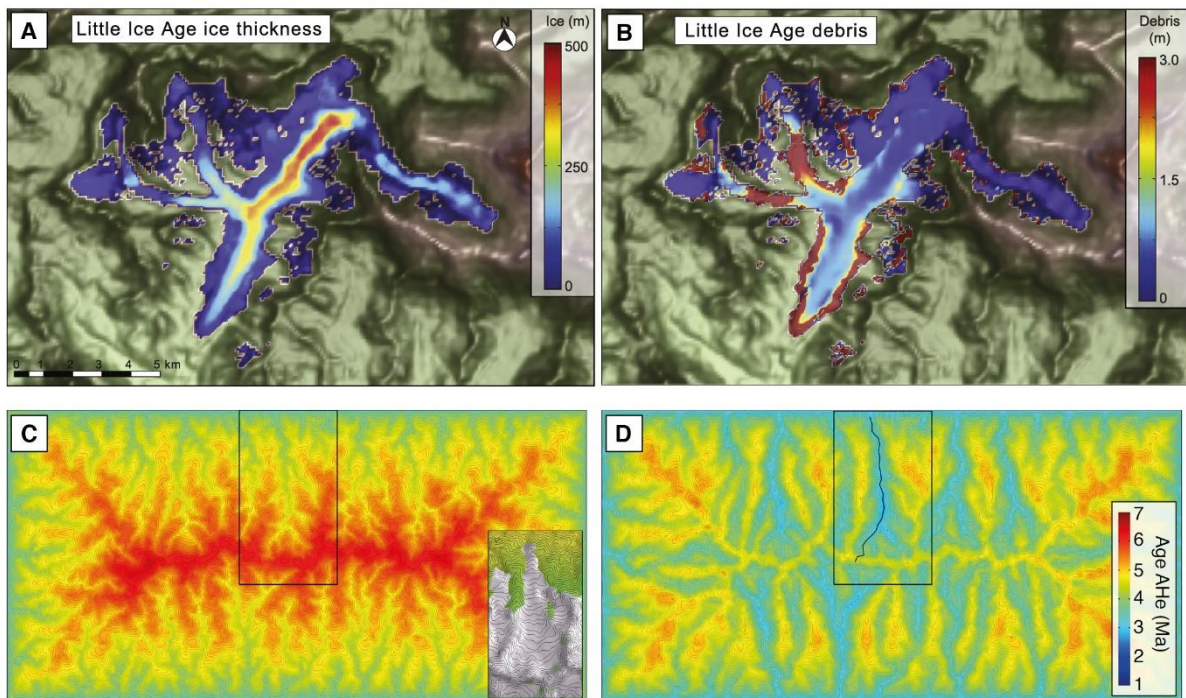


Figure 2.1. Exemples d'utilisation d'iSOSIA. (A) Modèles prédictifs de l'épaisseur de glace du glacier Khumbu (Himalaya) au petit âge glaciaire (0.5 ka), contrôlée par la concentration de débris (B), Rowan et al. (2015). En (C-D), Braun et al. (2012) ont simulé l'évolution d'âges thermochronologiques in-situ d'une topographie initialement fluviale puis soumise à des cycles d'érosion glaciaire (encadré, C). L'évolution des âges thermochronologiques in-situ a été simulé avec un modèle thermo-mécanique, PECUBE (Braun et al., 2003).

2.1.2 Structure interne d'iSOSIA

Comme mentionné plus haut, iSOSIA est un modèle SIA d'ordre supérieur (i.e. second ordre). Cette catégorie de modèles intègre les contraintes membranaires (i.e. horizontales), ce qui complexifie la formulation des contraintes par rapport au SIA d'ordre zéro. Notamment, l'effet de ces contraintes varie en profondeur, et nécessite l'utilisation d'une grille 3D pour évaluer ces variations. Ainsi, des modèles dits « multicouches » ont été développés (Hindmarsh, 2004), cependant ils sont accompagnés par des temps de calcul importants. iSOSIA a été développé dans le but d'être efficace en temps de calcul tout en gardant un niveau de justesse acceptable (Egholm et al., 2011). Sa formulation diffère donc de celles des SIA de second-ordre multicouches, d'une part en considérant une seule couche de profondeur, et d'autre part via l'ajout de termes supplémentaires qui tiennent compte des effets liés à la pente de surface de la glace et à la rugosité du substrat rocheux (Egholm et al., 2011). iSOSIA peut donc être considéré

comme un modèle 3D simplifié (Egholm et al., 2012b). Dans ce qui suit, je présente le corps d'iSOSIA. Une description plus détaillée a été faite par Egholm et al. (2011) et Braedstrup et al. (2014).

Modéliser l'écoulement de la glace revient à résoudre l'équation de continuité en chaque point du modèle. Dans iSOSIA, elle se présente comme suit :

$$\frac{\delta H}{\delta t} = -\nabla(H\bar{u}) + M, \quad (2.1)$$

où H , l'épaisseur de glace, et \bar{u} la vitesse de la glace moyennée en profondeur, définissent le flux horizontal de glace ; t est le temps, et M un terme de source (i.e. ablation et accumulation). La vitesse moyenne, \bar{u} , de la glace est une combinaison de sa vitesse de déformation interne moyenne et de sa vitesse de glissement basal. Pour définir et calculer la vitesse horizontale moyenne \bar{u} , iSOSIA suit le schéma suivant. D'abord, les expressions des gradients verticaux de la vitesse horizontale sont dérivées des composantes du taux de déformation ($\dot{\epsilon}_{\gamma z}$) :

$$\dot{\epsilon}_{\gamma z} = \frac{1}{2} \left(\frac{\delta u_{\gamma}}{\delta z} + \frac{\delta u_z}{\delta \gamma} \right) \Rightarrow \frac{\delta u_{\gamma}}{\delta z} = 2\dot{\epsilon}_{\gamma z} - \frac{\delta u_z}{\delta \gamma}, \quad (2.2)$$

où z est la position dans la colonne de glace et γ représente les directions x ou y du plan cartésien. L'intégration de l'équation (2.2), permet d'obtenir les composantes du vecteur horizontal \bar{u} :

$$\bar{u}_{\gamma} = \int_0^H 2\dot{\epsilon}_{\gamma z} \tilde{z} d\tilde{z} - \frac{1}{H} \int_0^H \frac{\delta u_z}{\delta \gamma} \tilde{z} d\tilde{z} + u_{\gamma}^b, \quad (2.3)$$

où $\tilde{z} = h - z$, est la profondeur d'enfouissement dans la colonne de glace, d'altitude de surface h et d'épaisseur H , et u_{γ}^b les composantes (x et y) des vitesses de glissement basal. Les composantes du taux de déformation sont calculées à partir de la loi d'écoulement de Glen :

$$\dot{\epsilon}_{\gamma z} = A\tau_e^{n-1} s_{\gamma z}, \quad (2.4)$$

où A , est le paramètre d'écoulement dépendant de la température de la glace, τ_e est la contrainte effective et $s_{\gamma z}$ les composantes de la contrainte déviatorique. En substituant, $\dot{\epsilon}_{\gamma z}$ dans l'équation 2.3 par son expression (équation 2.4), les composantes de la vitesse moyenne deviennent :

$$\bar{u}_{\gamma} = \int_0^H 2A\tau_e^{n-1} s_{\gamma z} \tilde{z} d\tilde{z} - \frac{1}{H} \int_0^H \frac{\delta u_z}{\delta \gamma} \tilde{z} d\tilde{z} + u_{\gamma}^b, \quad (2.5)$$

Afin d'éviter l'utilisation d'une grille 3D et pouvoir résoudre de manière analytique les équations des contraintes (i.e. $s_{\gamma z}$), et ainsi augmenter l'efficacité de calcul, deux hypothèses sont inhérentes dans la formulation d'iSOSIA ; (1) Les études sont limitées à $n=3$ dans l'équation 2.4, et (2) les contraintes membranaires (i.e. horizontales) sont supposées ne pas varier avec la profondeur, et peuvent ainsi être calculées à partir du taux de déformation moyenné en profondeur :

$$\bar{s}_{xx} = \frac{\dot{\bar{\epsilon}}_{xx}}{\bar{A}\bar{\tau}_e^2}, \quad (2.6)$$

$$\bar{s}_{yy} = \frac{\dot{\bar{\epsilon}}_{yy}}{\bar{A}\bar{\tau}_e^2}, \quad (2.6b)$$

$$\bar{s}_{zz} = \frac{\dot{\bar{\epsilon}}_{zz}}{\bar{A}\bar{\tau}_e^2}, \quad (2.6c)$$

$$\bar{s}_{xy} = \frac{\dot{\bar{\epsilon}}_{xy}}{\bar{A}\bar{\tau}_e^2}, \quad (2.6d)$$

$$\bar{\tau}_e^2 = \frac{1}{H} \int_0^H \tau_e^2 d\bar{z}, \quad (2.7)$$

Contrairement à d'autres études (Hindmarsh, 2004), où les composantes du taux de déformation moyennées en profondeur sont calculées à partir du gradient des composantes de la vitesse moyenne, iSOSIA considère plutôt la moyenne des gradients des vitesses :

$$\dot{\bar{\epsilon}}_{\gamma\gamma} = \frac{1}{H} \int_b^h \frac{\delta u_\gamma}{\delta \gamma} dz = \frac{\delta \bar{u}_\gamma}{\delta \gamma} - \frac{1}{H} \left[\frac{\delta h}{\delta x} (u_\gamma^s - \bar{u}_\gamma) + \frac{\delta b}{\delta \gamma} (\bar{u}_\gamma - u_\gamma^b) \right], \quad (2.8)$$

$$\begin{aligned} \dot{\bar{\epsilon}}_{xy} &= \frac{1}{2H} \int_b^h \left(\frac{\delta u_x}{\delta y} + \frac{\delta u_y}{\delta x} \right) dz \\ &= \frac{1}{2} \left(\frac{\delta \bar{u}_x}{\delta y} + \frac{\delta \bar{u}_y}{\delta x} \right) - \frac{1}{2H} \left[\frac{\delta h}{\delta y} (u_x^s - \bar{u}_x) + \frac{\delta h}{\delta x} (u_y^s - \bar{u}_y) + \frac{\delta b}{\delta y} (\bar{u}_x - u_x^b) + \frac{\delta b}{\delta x} (\bar{u}_y - u_y^b) \right], \end{aligned} \quad (2.9)$$

$$\dot{\bar{\epsilon}}_{zz} = -(\dot{\bar{\epsilon}}_{xx} + \dot{\bar{\epsilon}}_{yy}), \quad (2.10)$$

où u_γ^s sont les composantes horizontales (x et y) de la vitesse de surface de la glace, calculée à partir de l'équation 2.3. Les équations ci-dessus montrent une dépendance à la pente du substrat et à la surface de la glace, qui n'émergent pas si l'on considère le gradient des composantes de la vitesse moyenne (Hindmarsh, 2004). Les deux hypothèses mentionnées plus tôt permettent donc la résolution analytique de l'équation 2.5, tout en maintenant l'effet des contraintes membranaires et de la pente du substrat sur l'écoulement de la glace. Ainsi, la formulation des contraintes dans iSOSIA est définie comme :

$$s_{xz}(\bar{z}) = -\rho g \frac{\delta h}{\delta x} \bar{z} - \rho g \frac{\delta}{\delta x} \left[\frac{1}{6} \bar{z}^3 \nabla^2 h + \frac{1}{2} \bar{z}^2 |\nabla h|^2 \right] - \left[\frac{\delta}{\delta x} ((\bar{s}_{zz} - \bar{s}_{xx})\bar{z}) - \frac{\delta}{\delta y} (\bar{s}_{xy}\bar{z}) \right], \quad (2.11)$$

$$s_{yz}(\bar{z}) = -\rho g \frac{\delta h}{\delta y} \bar{z} - \rho g \frac{\delta}{\delta y} \left[\frac{1}{6} \bar{z}^3 \nabla^2 h + \frac{1}{2} \bar{z}^2 |\nabla h|^2 \right] - \left[\frac{\delta}{\delta x} ((\bar{s}_{zz} - \bar{s}_{yy})\bar{z}) - \frac{\delta}{\delta y} (\bar{s}_{xy}\bar{z}) \right], \quad (2.12)$$

$$\tau_e = \sqrt{s_{xz}^2 + s_{yz}^2 + \bar{s}_{xy}^2 + \frac{1}{2}[\bar{s}_{xx}^2 + \bar{s}_{yy}^2 + \bar{s}_{zz}^2]}. \quad (2.13)$$

et la pression sur le substrat est définie par,

$$P(b) = \rho g H + \rho g \left[\frac{1}{2} H^2 \nabla^2 h + H |\nabla h|^2 \right] + \bar{s}_{zz}. \quad (2.14)$$

Le premier terme dans les équations 2.11-2.12 est la contribution d'ordre zéro définie dans les SIA, et est reliée à la pente de surface de la glace, dans chaque direction du plan horizontal (i.e. $\frac{\delta h}{\delta x}$ et $\frac{\delta h}{\delta y}$). Le second terme est la contribution de second-ordre et représente l'effet de la pente, ∇h , et de la courbure, $\nabla^2 h$, de la glace. Enfin, le troisième terme est la contribution des contraintes membranaires (i.e. longitudinales et transversales), ici moyennées en profondeur.

Ainsi la combinaison des équations 2.11 à 2.13 et 2.5, amène à considérer les composantes de la vitesse moyenne comme des polynômes de 10^{ème} ordre de l'épaisseur de glace (H) :

$$\bar{u}_\gamma = \sum_{p=1}^N w_{\gamma p} H^p + u_\gamma^b, \quad (2.15)$$

où $N=10$, et $w_{\gamma p}$ sont les coefficients polynomiaux qui dépendent notamment de la pente de surface de la glace (∇h), de sa courbure ($\nabla^2 h$), et de la pente du substrat (∇b).

Depuis son développement, iSOSIA a connu plusieurs versions dont une modification importante vers le passage à la version 3 qui est utilisée dans ces travaux de thèse. En effet, les versions 1 et 2 d'iSOSIA considéraient une grille irrégulière avec des cellules de Voronoi dont les points centraux étaient connectés par triangulation de Delaunay, et les équations étaient résolues via la méthode des volumes finis (Egholm et al., 2012a; Egholm and Nielsen, 2010). Cependant, pour augmenter l'efficacité de calcul d'iSOSIA, la version 3 a été adaptée pour fonctionner via un GPU (Graphical Processing Unit ; (Brædstrup et al., 2014). Ainsi, la grille d'iSOSIA a été redéfinie vers une grille régulière où les équations sont résolues par la méthode des différences finies (Gerya, 2019). De plus, pour gagner encore en efficacité de calcul, l'effet de la courbure de la glace ($\nabla^2 h$) a été écarté ce qui permet de réduire le nombre de polynômes dans l'équation 2.15 à $N=4$ (voir annexe 2.1). Ceci ne modifie pas de façon significative la justesse d'iSOSIA car les effets de courbure sont en général largement inférieurs aux effets liés à la pente de surface de la glace (∇h), et souvent locaux, en-dessous de la résolution des grilles des modèles numériques (Brædstrup et al., 2014).

Les équations pour les contraintes et la vitesse de glace moyenne, définissent un système de variables hautement couplées, et chacune d'elles doit être calculée de façon simultanée. Par exemple, pour

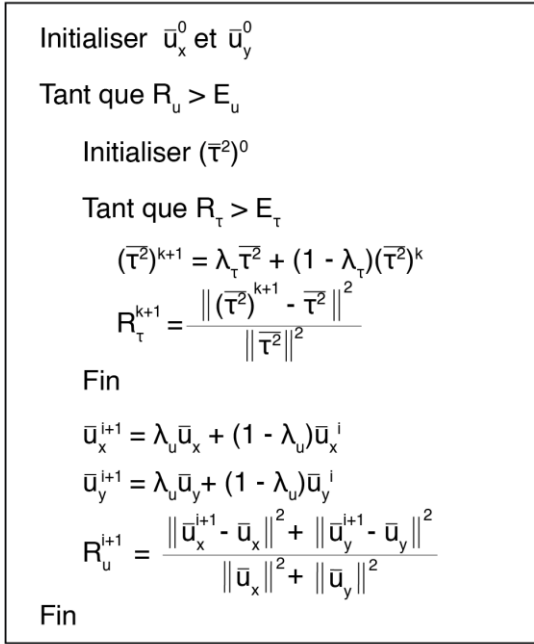


Figure 2.2. Algorithme pour le calcul des contraintes et vitesses moyennes en chaque point du modèle et pour chaque pas de temps. L’algorithme passe à l’incrément de temps suivant si les résidus sur les contraintes R_τ et la vitesse moyenne R_u sont en-dessous de leur valeur seuil respective E_τ et E_u , ou que le nombre maximal d’itération autorisé est dépassé. Les paramètres de relaxation λ_τ et λ_u sont utilisés pour l’incrément des valeurs de contraintes et de vitesse moyenne respectivement. Diminuer leur valeur favorise la convergence des deux systèmes sous leur seuil respectifs. (Figure reproduite de Egholm et al., 2011)

composantes de la vitesse moyenne convergent également en-dessous du seuil alors les solutions pour les contraintes et la vitesse moyenne sont acceptées, et l’algorithme passe au pas de temps suivant (Figure 2.2).

Ainsi, la formulation de la troisième version d’iSOSIA par la méthode des différences finies sur une grille régulière, définit quatre nœuds pour chaque cellule du modèle (Figure 2.3): les centres des cellules contiennent les composantes des contraintes membranaires, les taux moyens de déformation, ainsi que les informations d’épaisseur de hauteur de glace (h), et d’altitude du substrat (b) ; les composantes des vitesses (i.e. moyennes, de surface, et basales) se situent sur les bords des cellules ; et les taux moyens de déformation cisailante ($\dot{\epsilon}_{xy}$) se trouvent dans les coins des cellules (Figure 2.3). La résolution des équations sur la grille régulière est présentée en annexe 2.2. Le pas de temps est calculé à chaque itération, par un schéma d’Euler explicite où la stabilité numérique est assurée par une condition de Friedrichs-Lewy qui est dimensionnée par la vitesse maximale de glace dans le modèle :

$$\Delta t = C \frac{\min(\Delta x, \Delta y)}{\max(\bar{u}_x, \bar{u}_y)}, \quad (2.16)$$

où $C = 0.1$.

calculer les composantes de la vitesse moyenne (équation 2.5), les composantes de la contrainte cisailante doivent d’abord être calculées (équation 2.11-2.12). Or, ces dernières dépendent des contraintes membranaires (i.e. troisième terme dans les équations 2.11-2.12) qui elles-mêmes dépendent de la vitesse de la glace (équations 2.5). Pour pallier à ce problème, iSOSIA utilise la méthode itérative de Gauss-Seidel, avec une relaxation numérique (Brædstrup et al., 2014; Egholm et al., 2011). A chaque itération sur les composantes de la vitesse moyenne, des sous-itérations permettent le calcul des composantes des contraintes (équations 2.11-2.13 et 2.6-2.7) à partir d’une estimation initiale de la vitesse moyenne (i.e. considérée comme la vitesse moyenne calculée au pas de temps précédent), et par incrément successifs (i.e. relaxation) des contraintes jusqu’à ce que le résidu (i.e. erreurs) sur la contrainte effective converge en-dessous d’une valeur seuil définie (i.e. 10^{-3} dans iSOSIA). Si les résidus calculés sur les

Les prédictions faites avec cette dernière version d'iSOSIA, ont été validé par comparaison avec des modèles et expériences de références (Brædstrup et al., 2014, 2016).

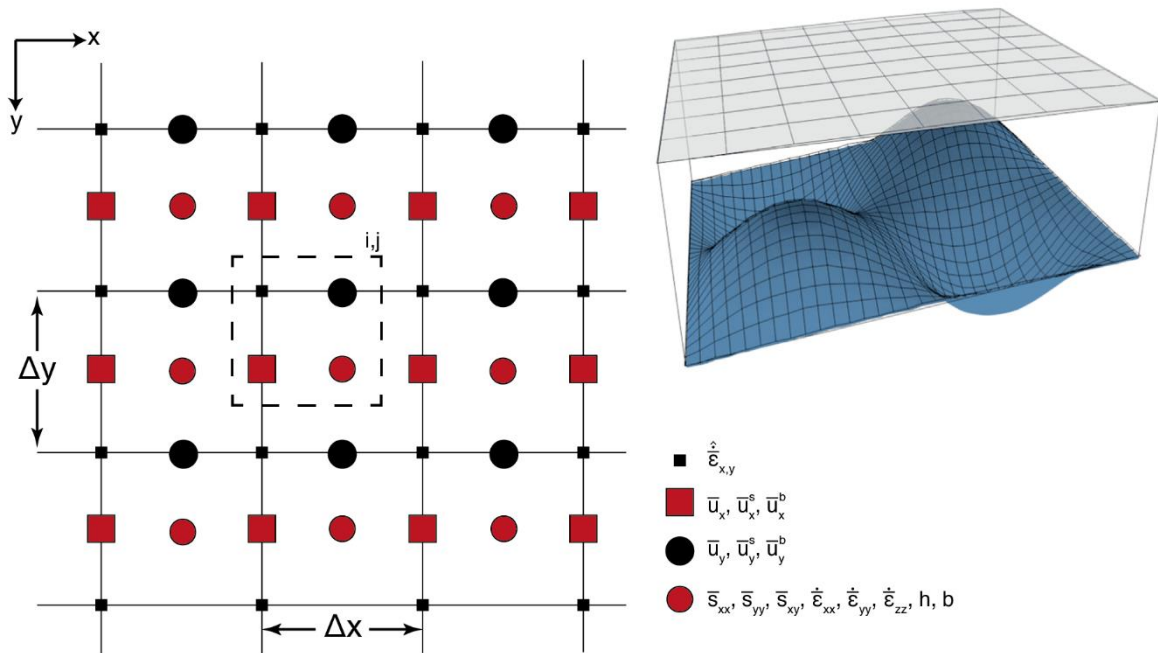


Figure 2.3. Représentation de la grille régulière utilisée dans iSOSIA pour la résolution des équations par la méthode des différences finies. Chaque cellule d'index ij , est définie par quatre nœuds (carré en pointillé) où sont définies les variables telles que les composantes en x et y du taux de déformation ($\dot{\epsilon}$), de la vitesse (\bar{u}) et les contraintes (\bar{s}) moyennés en profondeur, ainsi que l'altitude de surface de la glace (h) et du substrat (b). La mise à jour des valeurs des nœuds voisins est calculée en parallèle pour une même couleur (noire ou rouge).

2.2 Méthodes thermochronométriques

2.2.1 Le thermochronomètre traces de fissions sur apatite (AFT)

Les traces de fissions sont des dommages, de forme allongée et droite, du réseau cristallin des minéraux créés par la fission spontanée d'uranium 238 (^{238}U). Lors de sa désintégration spontanée, ^{238}U libère deux particules très énergétiques et chargées positivement dans deux directions opposées. Ces produits fils de désintégration vont ioniser les atomes environnant et ainsi endommager le réseau cristallin en formant une trace caractéristique, appelée la trace de fission (Fleisher et al., 1975). Lors de leur formation dans l'apatite, ces traces sont longues de $\sim 16 \mu\text{m}$ et large de quelques nanomètres (Paul and Fitzgerald, 1992). Cependant, leur taille peut diminuer par cicatrisation, via un processus de diffusion qui dépend en grande partie de la température (Green et al., 1986). Pour l'apatite cette cicatrisation est efficace au-delà de $120 \pm 10 \text{ }^\circ\text{C}$ et commence à $\sim 60^\circ\text{C}$. La gamme de température entre ces valeurs limites définit la zone de cicatrisation partielle du thermochronomètre AFT (Gleadow and Duddy, 1981). Les traces de fission étant les produits fils de la désintégration de ^{238}U , l'équation d'âge radiométrique (cf. équation 1.12, chapitre 1) peut être utilisée par calculer l'âge thermochronologique d'un cristal d'apatite, en comptant le nombre de ces traces intersectant une surface donnée du minéral

(proxy de leur densité) et en mesurant la concentration d' ^{238}U actuelle. Cependant, ^{238}U ne se désintègre pas uniquement via la fission spontanée mais aussi par désintégration α (i.e. émission d'un atome d'hélium) et β (i.e. émission d'un électron ou positron). L'équation 1.12 se modifie donc en :

$$t = \frac{1}{\lambda_T} \ln \left(\frac{\lambda_T N_s}{\lambda_s^{238}\text{U}} + 1 \right), \quad (2.17)$$

Où $\lambda_T = \lambda_d + \lambda_s$, est la constante de décroissance radioactive totale de ^{238}U par fission, λ_s , et par désintégration α ou β , λ_d ; et N_s le nombre de traces de fission spontanées.

A cause de leur faible épaisseur, les traces de fission ne sont pas observables avec un microscope optique. Pour remédier à cela, une attaque à l'acide nitrique (HNO_3) est nécessaire (Green et al., 1986), sur une surface polie du cristal. Une fois ces traces révélées, leur comptage peut être réalisé au microscope optique. L'estimation de la concentration en uranium (i.e. l'élément père) dans le cristal, peut se faire par deux méthodes différentes que sont (1) le détecteur externe et (2) l'analyse par LA-ICP-MS (pour Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry), dont je fais une description très succincte ici. La première est la plus ancienne et a été la plus utilisée (Gallagher et al., 1998; Gleadow, 1981; Hurford and Green, 1982). La méthode du détecteur externe consiste à envoyer l'échantillon cible dans un réacteur nucléaire, où il est soumis à un flux neutronique qui va induire la fission d' ^{235}U présent dans le cristal d'apatite et créer de nouvelles traces de fission dites « induites ». Les intersections de ces traces induites (indiscernable des traces spontanées originelles) avec la surface polie du cristal sont enregistrées grâce à une feuille de mica préalablement collée au cristal d'apatite, qui sert alors de « détecteur externe ». La concentration en ^{238}U est alors estimée par la concentration de ces traces induites, proxy de la concentration en ^{235}U ; puisque le rapport $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ est constant dans la nature (Braun et al., 2006). L'équation d'âge AFT devient alors :

$$t = \frac{1}{\lambda_T} \ln \left(\frac{\lambda_T \zeta \rho_s g \rho_d}{\rho_i} + 1 \right), \quad (2.18)$$

Où g est un facteur géométrique, ρ_s et ρ_i la densité de traces de fission spontanées et induites respectivement, et ρ_d la densité de trace induites dans le dosimètre servant à mesurer le flux de neutron reçu par l'échantillon dans le réacteur. Le terme zéta (ζ) regroupe des termes difficiles à contraindre tels que λ_s , $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$, ou encore le flux de neutron. La valeur de ce paramètre est obtenue pour chaque expérimentateur par le comptage des traces de fission d'échantillon « standards » d'âge connus, en réarrangeant l'équation 2.18. Avec la méthode du détecteur externe, il est possible d'identifier la distribution de la concentration d'uranium au sein du cristal et ainsi identifier des zonations pouvant conduire à surestimer l'âge AFT. Cependant, cette méthode est limitée par la qualité des irradiations, la disponibilité de plus en plus limitée des réacteurs, les délais pour l'envoi, l'irradiation et la décontamination (radioactive) des échantillons pouvant prendre plusieurs mois (Hasebe et al., 2004).

C'est ainsi que la méthode par LA-ICP-MS s'est imposée progressivement pour l'application aux traces de fission (Cox et al., 2000), car elle nécessite moins de préparation des échantillons et plusieurs concentrations d'éléments peuvent être mesurées en une seule ablation laser, tels que les terres rares et éléments traces (Chew et al., 2016; Hasebe et al., 2004; O'Sullivan et al., 2020). La méthode par LA-ICP-MS, estime la concentration en uranium dans le cristal cible en comparant, pour l'apatite par exemple, le ratio $^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$, dans deux standards de concentration en uranium connue (e.g. NIST610 et 612; Jochum et al., 2011), ainsi que dans l'échantillon analysé. L'équation d'âge thermochronologique pour l'EDM (équation 2.18) est modifiée pour l'analyse LA-ICP-MS, et devient pour une zone de comptage :

$$t = \frac{1}{\lambda_T} \ln \left(\lambda_T \zeta_{ICP} \frac{N_s}{P\Omega} + 1 \right), \quad (2.19)$$

où P est le ratio $^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$ pour le cristal analysé et Ω l'aire de la zone de comptage. Durant les analyses par LA-ICP-MS, des déviations systématiques ($< 5\text{-}10\%$) dans la concentration en U mesurée entre sessions d'analyses se produisent (Chew et al., 2016; Cogné et al., 2020). Pour corriger ces déviations, l'approche du zéta (ζ_{ICP}) a été adaptée pour la technique LA-ICP-MS (Cogné et al., 2020; Donelick et al., 2005).

2.2.2 Le thermochronomètre (U-Th)/He sur apatite (AHe)

L'hélium (^4He) est un produit de désintégration radioactive. Il est formé majoritairement dans les chaînes de désintégration de l'uranium et du thorium, en plomb ; et en quantité souvent négligeable par la désintégration radioactive du samarium 147 en néodyme 143. Sa diffusion au sein du réseau cristallin des minéraux est dépendant de la température, ce qui lui a valu d'être étudié en tant que thermochronomètre (Farley, 2000; Wolf et al., 1996; Zeitler et al., 1987). Cette diffusion $D(T)$ suit une loi d'Arrhenius :

$$\frac{D(T)}{a^2} = \frac{D_0}{a^2} e^{-\frac{E_a}{RT}}, \quad (2.20)$$

où T est la température, a est la taille du domaine de diffusion (m), D_0 et E_a sont le coefficient de diffusivité de l'hélium et l'énergie d'activation qui est l'énergie requise pour la diffusion ($D_0 \approx 5 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, et $E_a = 138 \pm 2 \text{ kJ mol}^{-1}$, pour l'apatite ; Farley, 2000), et R est la constante des gaz parfaits ($\sim 8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

La quantité d'hélium à l'instant t est déterminée par l'équation suivante, issu de la chaîne de désintégration de chaque élément père (U-Th-Sm) :

$$^4\text{He} = 8^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \frac{^{238}\text{U}}{137.88} (e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) + ^{147}\text{Sm}(e^{\lambda_{147}t} - 1), \quad (2.21)$$

où ${}^4\text{He}$, ${}^{238}\text{U}$, ${}^{235}\text{U}$, ${}^{232}\text{Th}$, ${}^{147}\text{Sm}$, sont les concentrations actuelles mesurées dans le minéral analysé, t est le temps depuis la fermeture du système thermochronologique (i.e. l'âge), et λ les constantes de désintégration respective de ces éléments, où $\lambda_{238} = 1.511 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$, $\lambda_{235} = 9.849 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$, $\lambda_{232} = 4.948 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$, et $\lambda_{147} = 6.540 \times 10^{-12} \text{ an}^{-1}$. Le rapport actuel entre les isotopes de l'uranium (${}^{235}\text{U}/{}^{238}\text{U}$) est de 1/137.88.

Toutefois la quantité d'hélium mesurée ne reflète pas sa seule accumulation au cours du temps, car plusieurs facteurs peuvent engendrer des pertes et/ou gains d'hélium dans le réseau cristallin source, ainsi que des rétentions d'hélium décorréélées de l'effet de la température. En effet, par exemple lors de sa production par désintégration des éléments pères (U, Th, et Sm), l'hélium possède assez d'énergie pour traverser une distance de l'ordre de $\sim 20 \mu\text{m}$ (Farley et al., 1996), qui peut être suffisante pour s'éjecter du réseau cristallin et « contaminé » le minéral voisin. Cet effet doit donc être considéré lors du calcul d'âges (U-Th)/He (AHe), en appliquant des facteurs de correction qui tiennent compte de la taille et la géométrie du cristal considéré (Farley et al., 1996; Gautheron et al., 2012). Également, la fission naturelle d' ${}^{238}\text{U}$ (trace de fission), l'éjection d'hélium et le recul de l'atome père, créent des zones de dommages du réseau cristallin qui affectent la diffusion d'hélium au sein du minéral favorisant sa rétention (Shuster and Farley, 2009). Des modèles de corrections ont ainsi été développés pour tenir compte de cet effet dans le calcul d'âge AHe (Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009; Recanati et al., 2017; Willett et al., 2017). Parmi ces facteurs pouvant biaiser l'âge AHe, d'autres sont reliés à la présence d'inclusions (zircon, monazite) et de zonations d'éléments père au sein du minéral cible (Gautheron et al., 2012).

La température de fermeture pour le système (U-Th)/He sur apatite, dépend notamment de la taille du cristal et de la vitesse de refroidissement, et a été contrainte entre environ 70°C (pour un rayon équivalent de grain de $70 \mu\text{m}$ et un taux de refroidissement de $10^\circ\text{C}/\text{km}$; Farley, 2000) et 55°C pour une apatite dépourvue de dommage de radiation (Shuster et al., 2006). Une zone de rétention partielle pour l'hélium comprise entre 45°C et 80°C , est ainsi admise (Farley, 2000; Wolf et al., 1996).

2.3 Modélisation d'histoires thermiques avec QTQt

2.3.1 Modélisation d'histoire thermique in-situ

QTQt (pour Quantitative Thermochronology Qt) est un logiciel spécialement conçu pour la modélisation d'histoires thermiques à partir de données de thermochronologie basse-température (Gallagher, 2012). Dans la version utilisée dans ces travaux de thèse (QTQtv5.7.3), QTQt peut gérer l'inversion d'âges trace de fission et (U-Th)/He sur apatite et zircon. Je m'intéresserais dans cette thèse aux deux thermochronomètres, trace de fission et (U-Th)/He, appliqués sur l'apatite (AFT et AHe respectivement). Pour ces deux systèmes, plusieurs options relatives aux cinétiques de diffusion peuvent être renseignées, tels que la forme du domaine de diffusion (sphérique, cylindrique, ou infini) dans le

cas de l'AHe, ou la composition en chlore pour l'AFT. Cette composition peut être renseignée comme une seule valeur correspondant à la composition moyenne des compositions de chaque cristal d'apatite considéré, ou en une gamme de valeurs divisée en intervalles qui seront échantillonnés par le processus de modélisation d'histoires thermiques. Pour les âges AHe, des modèles de correction des dommages de radiations (Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009; Recanati et al., 2017; Willett et al., 2017) peuvent être également renseignés.

L'inversion de ces données thermochronologiques est réalisée via une approche bayésienne transdimensionnelle (à plusieurs paramètres) où l'échantillonnage de l'espace des paramètres (température, temps, écart de température entre l'échantillon le plus froid et le plus chaud) est réalisé par une méthode de Monte Carlo par chaînes de Markov (MCMC; Gallagher, 2012; Gallagher et al., 2009). En pratique, la procédure de modélisation des histoires thermiques est la suivante. Des échantillons sont regroupés en un profil âge-altitude 1D déterminé par leur altitude d'échantillonnage (i.e. à l'affleurement), en supposant qu'ils partagent une histoire de refroidissement commune. Ainsi, il est implicitement supposé qu'aucun échantillon n'a été perturbé par la circulation de fluides chauds. A partir de ce profil vertical, l'échantillon le plus haut dans le profil (i.e. en général le plus vieux) est utilisé comme référence pour la modélisation des histoires thermiques. L'histoire thermique de chaque échantillon situé plus bas dans le profil vertical est déterminée par interpolation linéaire à partir de l'échantillon de référence et de l'écart de température maximal autorisé entre l'échantillon le plus haut du profil et le plus bas (Gallagher, 2012). La recherche de la gamme d'histoires thermiques pouvant expliquer les données (i.e. les âges observés), est réalisée par une approche bayésienne. Cette approche probabiliste consiste, à partir d'une estimation a priori des valeurs des paramètres pour l'histoire thermique des échantillons (i.e. points temps, température, gradient géothermique, composition en chlore etc.), d'estimer une distribution de probabilités a posteriori d'une nouvelle gamme de paramètres. En termes mathématiques, cela se note :

$$p(m|d) \propto p(m)p(d|m), \quad (2.22)$$

où $p(m|d)$ est la fonction de densité de probabilité (PDF) a posteriori des paramètres du modèle m , sachant les données d ; $p(m)$ est la PDF a priori (e.g. la gamme de temps-température définie initialement), et $p(d|m)$ est la fonction de vraisemblance qui définit la probabilité d'obtenir les données suivant le modèle (l'histoire thermique) calculé. Ainsi, la philosophie de l'approche bayésienne veut que les a priori soit mis à jour lorsqu'un modèle prédit mieux les données que le modèle précédent (i.e. la vraisemblance est supérieur). La fonction de vraisemblance diffère suivant le thermochronomètre utilisé (AFT ou AHe). Pour les données de comptage de trace de fission, la vraisemblance est calculée comme suit :

$$L^{AFT} = \sum_{j=1}^{N_c} \{N_s^j \ln[\theta] + N_i^j \ln[1 - \theta]\} + \sum_{k=1}^{N_l} \ln[P(l_k)], \quad (2.23)$$

où N_c et N_l sont le nombre de comptage et de longueur de traces respectivement, N_s^j et N_i^j le nombre de traces spontanées et induites pour le comptage j , et $\theta = \frac{\rho_s}{\rho_s + \rho_i}$, dépend des densités de traces spontanées, ρ_s , et induites ρ_i ; l_k est la longueur de trace calculée pour la mesure k (Gallagher, 1995). Pour les données d'âges AHe, la vraisemblance est calculée par une somme des moindres carrés :

$$L^{AHe} = -\frac{1}{2} \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i^{obs} - d_i^{pred}}{\sigma_i} \right)^2, \quad (2.24)$$

où σ_i est l'erreur sur l'âge observé d_i^{obs} , et d_i^{pred} est l'âge prédit par le modèle m .

La procédure de modélisation des histoires thermiques utilise une méthode d'échantillonnage itérative MCMC, où pour chaque itération, un paramètre de l'histoire thermique est choisi, et rééchantillonné de façon aléatoire à partir d'une distribution normale ou uniforme centrée sur la valeur de ce paramètre. Puis le modèle est perturbé avec cette nouvelle valeur de paramètre (Gallagher et al., 2009; Figure 2.4). L'échantillonnage par MCMC est divisé en deux étapes. La première (burn-in) consiste en l'exploration de l'espace des paramètres, où les modèles calculés sont ignorés pour les calculs de vraisemblances. La seconde étape (post-burn-in) quant à elle, est utilisée pour calculer la distribution a posteriori des paramètres du modèle (i.e. histoire thermique). Dans la version actuelle de QTQt, nous pouvons choisir de garder tous les modèles à chaque itération où rejeter les modèles qui n'améliorent pas la correspondance entre les données prédites et observées. Les perturbations possibles des paramètres peuvent être (1) un déplacement d'un point temps, (2) de température, ou (3) de l'écart de température entre l'échantillon le plus froid et le plus chaud, (4) la suppression d'un point de temps-température-écart, (5) l'ajout d'un point temp-température-écart, (6) la modification d'une valeur d'un paramètre cinétique (e.g. composition en chlore, valeur de diffusion D_0) pour un échantillon, et (7) une modification de la valeur de la donnée observée (i.e. âge, longueur de trace).

Ainsi, à la fin de la procédure d'échantillonnage par MCMC un nombre conséquent de modèles d'histoire thermique est obtenu et un modèle moyen est calculé (Figure 2.4). Les modèles qui maximisent la vraisemblance ($p(d|m)$, Eq. 2.22) et la probabilité a posteriori ($p(m)p(d|m)$, Eq.2.22) sont également calculés. Le premier représente aux mieux les données et montre donc généralement une grande complexité (plusieurs épisodes de refroidissement et de réchauffement). Le second est pondéré par la probabilité a priori ($p(m)$) sur les paramètres de l'histoire thermique, et montre généralement un modèle simple de refroidissement des échantillons, suivant les paramètres définis a priori (e.g. la gamme temps-température). Ainsi, plus la gamme temps-température initialement définie va être large, plus ce modèle (a posteriori) va être simple (Figure 2.4).

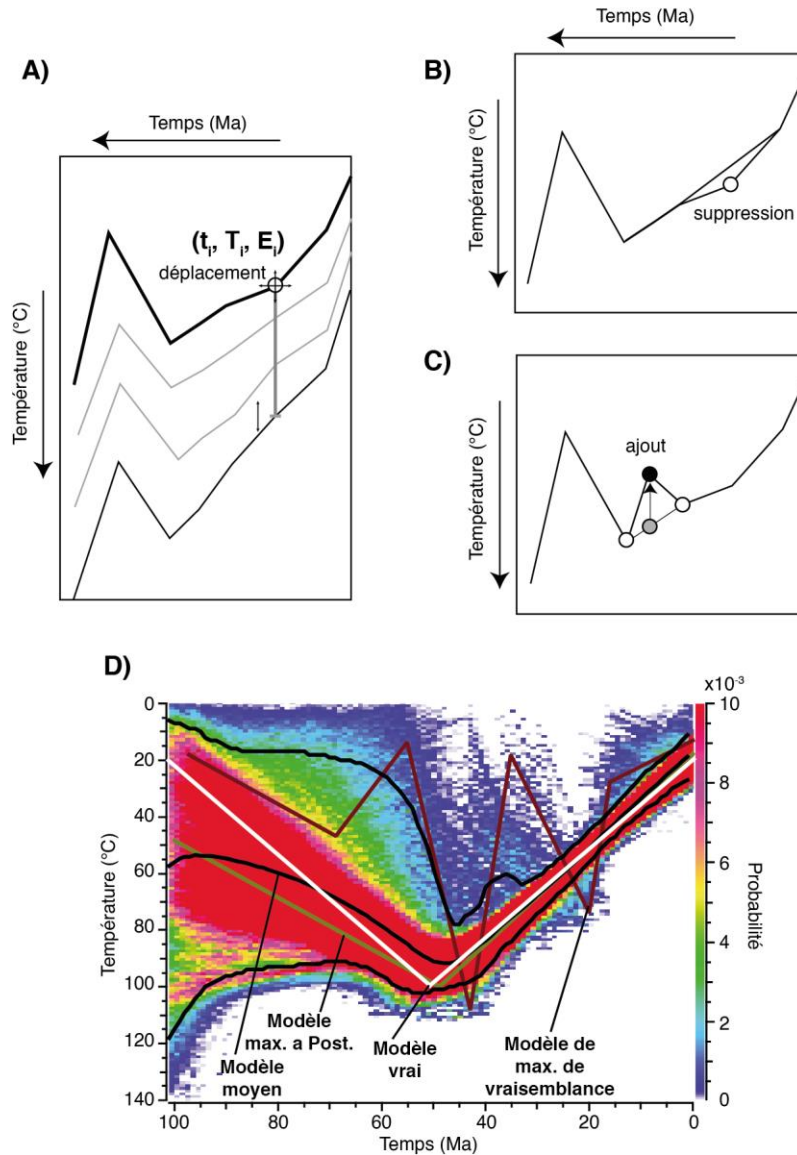


Figure 2.4. (A) Modèle d’histoire thermique dans QTQt (Gallagher, 2012) défini par les points temps (t_i), températures (T_i) et de l’écart de température entre l’échantillon le plus froid et le plus chaud (E_i). L’échantillon le plus froid (i.e. le plus haut dans le profil vertical) est l’échantillon de référence pour le calcul d’histoires thermiques (ligne noire épaisse). Les points temps-températures des autres échantillons sont déterminés par interpolation linéaire suivant l’écart de température maximal défini (E_i). Un point temps-température peut être déplacé dans le modèle de l’itération suivante (flèche directionnelles). (B) Un point temps-température peut également être supprimé, ou (C) ajouté. Dans ce dernier cas, une fois ajouté, la température du nouveau point est perturbée par un petit incrément aléatoire (flèche noir, C). (D) A la fin de la procédure d’échantillonnage MCMC, un nombre n (nombre d’itérations post-burn-in) de modèles d’histoire thermique est obtenu, et un modèle moyen peut être calculé avec son intervalle de crédibilité à 95% (courbes noires), ainsi que le modèle maximisant la vraisemblance avec les données (courbe rouge bordeaux), et celui maximisant la probabilité a postériori (courbe verte). (Figure traduite et modifiée après Gallagher, 2012).

2.3.2 Modélisation d’histoires thermiques à partir d’échantillons détritiques

Récemment, Gallagher et Parra (2020) ont développé une méthode pour modéliser des histoires thermique à partir d’échantillons détritiques seuls. Contrairement à la thermochronologie de socle (in-situ) où nous avons un accès direct à la relation âge-altitude, l’information d’élévation dans les échantillons détritiques est perdue. Or, cette information est nécessaire à la modélisation des histoires

thermiques, pour déterminer l'écart de température entre l'échantillon le plus froid et le plus chaud (section 2.3.1), ainsi que l'évolution des âges dans le profile vertical.

Gallagher et Parra (2020) contournent ce problème en proposant l'approche suivante. De façon similaire à la modélisation inverse des données de socle (section 2.3.1), pour une histoire thermique donnée (i.e. modélisée), paramétrée avec les modèles de cicatrization des traces de fission (AFT) ou de diffusion d'hélium (AHe) appropriés, la distribution des âges AFT ou AHe peut être prédite pour chaque altitude. Ainsi, en connaissant la distribution hypsométrique du bassin de drainage d'où proviennent les échantillons détritiques, il est possible d'échantillonner le profile vertical synthétique pour les altitudes pertinentes afin de prédire une distribution d'âges détritiques (Figure 2.5). Cette distribution d'âges détritiques synthétique néglige bien entendu le rôle des processus de transport des sédiments (Malusà et al., 2016), de la fertilité minérale (Malusà et al., 2016; Moecher and Samson, 2006), et de l'érosion (Brewer et al., 2003; Whipp et al., 2009). Elle correspond à la distribution d'âges détritiques attendue si tous les grains d'apatites sont échantillonnés en proportion de la distribution hypsométrique du bassin de drainage (Gallagher and Parra, 2020). La dispersion de ces distributions détritiques synthétiques dans QTQt résulte donc des valeurs des paramètres cinétiques échantillonnées pour, e.g. la diffusion d'hélium (AHe ; Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009; Willett et al., 2017) et des taux de cicatrization (e.g. composition en chlore pour AFT ; Gleadow et Duddy, 1981; Green et al., 1985), mais aussi des erreurs sur les âges (Galbraith, 2005).

Pour chaque altitude du bassin de drainage, il existe donc une distribution des variables de contrôle décrites précédemment, et chacune d'elle compose la distribution finale des âges détritiques synthétiques (Figure 2.5). En notant une variable de contrôle, K , la distribution détritique totale prédite est définie par :

$$p_{\text{détritique}}(d_p|m) = \int_{K_{\min}}^{K_{\max}} \int_{z_{\min}}^{z_{\max}} d_p(z, K|m) p(z) p(K) dz dK, \quad (2.25)$$

Où $d_p(z, K|m)$ est la distribution prédite pour l'altitude z et la variable de contrôle K suivant le modèle m , $p(K)$ la distribution de probabilité de la variable de contrôle, et $p(z)$ est la probabilité d'avoir échantillonné l'altitude z , qui est définie par la distribution hypsométrique du bassin de drainage et référée comme la fonction d'échantillonnage topographique (FET). En pratique, cela est réalisé pour des altitudes spécifiques (déterminées par des échantillons virtuels), ainsi que pour des valeurs limitées pour les variables de contrôle. Ainsi, l'équation 2.25 peut être réécrite sous forme discrète :

$$p_{\text{détritique}}(d_p|m) = \sum_{j=1}^{N_K} \sum_{k=1}^{N_z} p(d_p|K_j, z_k) p(z_k) p(K_j), \quad (2.26)$$

Où N_K et N_z sont les nombres de variables de contrôle et d'échantillon virtuels (i.e. altitude).

Les distributions d'âges détritiques ainsi prédites sont comparées à la distribution observée par un calcul de vraisemblance, qui représente la probabilité d'avoir les données observées suivant le modèle prédit. Ainsi, plus la probabilité est élevée plus la distribution prédite représente les données observées. Cette vraisemblance est calculée, pour une donnée (e.g. un âge) suivant :

$$p(d_i|m) = \sum_{k=1}^{N_z} p(d_i|K_j, z_k, m)p(z_k). \quad (2.27)$$

Ainsi la vraisemblance de la distribution détritique totale prédite est le produit des vraisemblances de chaque donnée. Pour des raisons d'efficacité de calcul, la somme des logarithmes naturels des vraisemblances (Ln) est calculée :

$$L(d|m) = \sum_{i=1}^N \text{Ln}(p(d_i|m)), \quad (2.28)$$

Où N est le nombre d'échantillon dans le profil vertical.

L'approche proposée par Gallagher et Parra (2020) autorise la variation de la FET. Plutôt que d'échantillonner les profils âge-altitude synthétiques en proportion de la courbe hypsométrique à

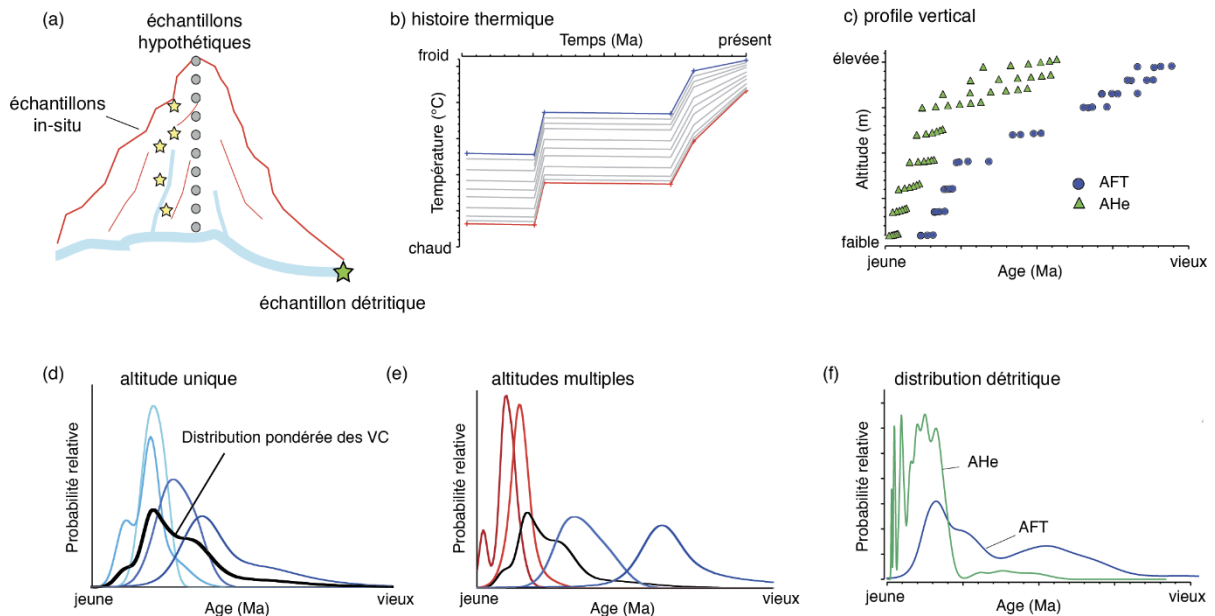


Figure 2.5. Modèle conceptuel pour la prédiction d'histoires thermiques à partir d'échantillons détritiques. (a) Un échantillon détritique est collecté dans une rivière à l'exutoire d'un bassin de drainage (étoile verte). Le bassin peut avoir été échantillonné à l'affleurement pour l'obtention d'un profil vertical (étoiles jaunes). Pour la prédiction des distributions d'âges détritiques, une série d'échantillons virtuels intégrant la gamme d'altitudes du bassin de drainage est utilisée (ronds gris). Suivant un modèle d'histoire thermique (b), un profil vertical d'âge-élévation est défini à partir de chaque altitude des échantillons virtuels (c), ici pour les thermochronomètres AFT et AHe, et selon une gamme de variables de contrôle (VC) qui sont e.g. les paramètres cinétiques pour l'AFT et la taille de grain pour l'AHe. (d) Pour chaque altitude, les âges prédits sont rééchantillonnés pour chaque variable de contrôle 50 à 100 fois pour déterminer leur variation statistique et ainsi produire une distribution d'âges pour chacune d'entre elles. Puis ces distributions sont additionnées pour définir une distribution totale à chaque altitude (courbe noire, (d)). Enfin, la distribution d'âges détritiques totale prédite correspond à la somme de chacune des distributions d'âges pour chaque altitude des échantillons virtuels (e), pondérée pour la fonction d'échantillonnage topographique (FET) qui correspond à la distribution hypsométrique cumulée du bassin de drainage (f). (Figure traduite de Gallagher et Parra, 2020).

chaque itération, cette dernière est définie comme paramètre dans la procédure d'échantillonnage McMC et peut donc être perturbée pour prédire les données observées (i.e. selon le calcul de la vraisemblance). Pour une histoire thermique donnée, une FET optimale qui minimise l'écart entre les distributions d'âges prédites et observées, est calculée. Cela est réalisée par une méthode itérative non-négative par somme des moindres carrés (Kim et al., 2013), qui minimise la somme des différences carrés entre les distributions d'âges prédites et observées.

Chapitre 3 :

LE ROLE DE LA LITHOLOGIE SUR LA
MORPHOLOGIE DES FJORDS ET
L'EROSION GLACIAIRE

3 Le rôle de la lithologie sur la morphologie des fjords et l'érosion glaciaire

3.1 Motivations et résumé de l'étude

Nous avons vu dans le chapitre introductif, que l'érosion des glaciers est généralement modélisée par une loi puissance simple du type $E = kU_b^l$, qui relie l'érosion à, la vitesse de glissement basal, U_b , suivant un paramètre d'échelle pour l'érodabilité du substrat rocheux, k . Cette version simplifiée du modèle d'abrasion de (Hallet, 1979a, 1981) se justifie si l'on ignore le rôle de la concentration de débris (i.e. qui peut protéger le substrat de l'érosion). Dans ce cas, l'érosion d'un substrat à faible rugosité montre une dépendance quadratique à la vitesse de glissement ($l = 2$). Cette loi est donc associée à des hypothèses fortes qui ignorent également le rôle d'autres paramètres tels que la pression effective dictée par la pression d'eau à la base du glacier (Boulton, 1979a) ou les propriétés des roches sous-jacentes comme la dureté de la roche (e.g. Boulton, 1979; Lee and Rutter, 2004). De plus, elle met de côté l'érosion par arrachement de blocs, qui dépend également fortement des conditions hydrologiques sous-glaciaires (Hallet, 1996; Iverson, 1991). Une loi d'érosion similaire à l'équation ci-dessus, dont la distribution spatiale reflète celle de la vitesse de glissement du glacier, reproduit des figures glaciaires observées dans la nature (e.g. Egholm et al., 2009; Harbor et al., 1988; MacGregor et al., 2009). Cependant, les conditions hydrologiques et les propriétés du substrat, varient également spatialement et temporellement, et agissent donc sur la distribution de l'érosion et par conséquent sur la morphologie des vallées glaciaires (e.g. Boulton, 1982; Herman et al., 2011).

Pour comprendre comment les glaciers peuvent impacter le relief et sa dynamique (section 1.1) et avec quelle intensité, il est important de comprendre davantage l'influence de ces facteurs environnementaux, sur les mécanismes d'érosion glaciaires. Ainsi, l'étude présentée dans la section suivante a émergé à partir du questionnement précédent, à savoir comment les paramètres environnementaux contrôlent la distribution de l'érosion glaciaire, et ainsi la morphologie des vallées glaciaires.

Les plus spectaculaires manifestations de l'érosion glaciaire dans le paysage sont les fjords, vallées glaciaires submergées par les eaux. Celles-ci sont en place dans les hautes latitudes, en bordures de calottes glaciaires en Antarctique et au Groenland où les glaciers y occupent toujours une place ; mais aussi à des latitudes plus basses en bordure de continent comme en Patagonie, Nouvelle-Zélande, Norvège, et Canada, dépourvue aujourd'hui de glaciers mais attestant d'une occupation ancienne modulée par les glaciations récentes (Zachos et al., 2001a). Leur présence témoigne d'une érosion glaciaire intense, comme en atteste les 40 km de large du fjord Scoresby Sund (Est du Groenland), ou les 1.3 km de profondeur du Sognefjord (Norvège). La formation des fjords est expliquée par le modèle

d'érosion linéaire sélective, qui stipule qu'au fur et à mesure de l'approfondissement des vallées par érosion glaciaire, davantage de glace est drainée des plateaux vers les vallées, et contribue d'une part à diminuer l'érosion des plateaux en amincissant les couches de glace présentes, et d'autre part à focaliser l'érosion dans les vallées par l'épaississement de glaciers qui favorisent leur fonte basale (Sugden and John, 1976). Ainsi, une rétroaction positive se produit entre la topographie et la distribution spatiale de l'érosion, menant in-fine à la création de fjords profonds (i.e. 1-3 km). Bien que la topographie joue un rôle important dans l'insertion et le développement de ces fjords (Jamieson et al., 2008; Kessler et al., 2008), les propriétés du substrat rocheux participent également (Boulton, 1979).

Plusieurs observations de terrain montrent que la localisation et l'orientation de certains fjords, corrént avec l'emplacement de faiblesses structurales du substrat telles que les failles et fractures (e.g. Glasser and Ghiglione, 2009; Gordon, 1981; Nesje and Whillans, 1994; Randall, 1961) suggérant ainsi un contrôle des propriétés mécaniques des substrats rocheux dans le développement des fjords. Des observations à l'échelle des vallées glaciaires, montrent que l'espacement et l'orientation de fractures contrôlent les taux d'érosion par arrachement de blocs ainsi que la dominance relative entre ce processus d'érosion et l'abrasion (e.g. Becker et al., 2014; Dühnforth et al., 2010; Krabbendam and Glasser, 2011). Cette dominance relative entre les deux processus majeurs d'érosion par les glaciers (i.e. arrachement de blocs et abrasion) est également contrôlée par la direction et la pente des couches du substrat rocheux par rapport à la direction d'écoulement du glacier mais aussi à sa dureté (i.e. cohésion de la roche) qui détermine sa résistance à l'érosion (e.g. Boulton, 1979b; Glasser et al., 1998; Kelly et al., 2014; Krabbendam and Glasser, 2011).

En effet, Kelly et al. (2014) suggèrent que l'abrasion domine là où les glaciers s'écoulent dans la direction de pendage des couches lithologiques, alors que l'arrachement par blocs domine là où les glaciers s'écoulent dans la direction opposée. La dominance relative de l'abrasion sur l'arrachement par blocs va exercer une grande influence sur les formes de relief (Lane et al., 2015). Par exemple, un paysage dominé par un processus d'érosion par arrachement de blocs montre un substrat rocheux crénelé ou « en marche d'escalier » composé généralement de roches moutonnées à pentes avales très abruptes (Lane et al., 2015; Woodard et al., 2019). A l'inverse un paysage dominé par l'abrasion va montrer un relief émoussé où les ruptures de pente sont peu nombreuses (Becker et al., 2014; Kelly et al., 2014).

Plusieurs auteurs ont également corrélé un changement brusque dans la dominance relative des processus d'érosion glaciaires avec la présence de contrastes lithologiques (Krabbendam and Glasser, 2011; Lane et al., 2015; Phillips et al., 2010). Enfin, le taux d'altération des roches avant l'arrivée de glaciers a également été suggéré comme jouant un rôle clé dans la capacité des glaciers à éroder leur substrat (e.g. Olvmo and Johansson, 2002). Toutes ces propriétés des substrats rocheux (i.e. texture, présence, espacement, orientation de fractures, degré d'altération des roches avant glaciation, pendage des couches rocheuses par rapport à l'écoulement des glaciers), suggèrent que la lithologie sous glaciaire

à la capacité de contrôler fortement l'érosion par les glaciers, et par extension la morphologie des vallées glaciaires et des fjords.

Dans l'article suivant, réalisé en collaboration avec le Pr. Kerry Gallagher, le MC Philippe Steer et le Pr. David L. Egholm de l'Université d'Aarhus (Danemark), nous investiguons le rôle de la lithologie dans la morphologie des fjords. L'article est encore à l'état d'ébauche et n'a pas encore été soumis dans un journal à comité de lecture. Nous pensons toutefois le soumettre à la revue « *Geology* » (The Geological Society of America) d'ici la fin de l'année 2020.

Nous commençons par des analyses topographiques quantitatives des fjords dans la région Centrale de l'Est du Groenland (68°-75° N), où des contrastes morphologiques de fjords sont observés à la limite entre plusieurs domaines lithologiques. Nous mesurons de façon systématique, la largeur et la profondeur des fjords dans cette zone, en utilisant un modèle numérique de terrain à 450m de résolution. Les résultats montrent que les fjords insérés dans les roches dures (i.e. gneiss) sont profonds (> 1km) mais étroits (< 15 km), tandis que les fjords insérés dans des roches meubles (i.e. sédiments) sont plus larges (> 15 km) mais moins profonds (< 1 km) (voir Figure 1, section 3.2). Afin de réduire la sensibilité des résultats aux positions relatives des fjords par rapport aux principaux flux de glace, et ainsi isoler un effet propre lithologique, nous comparons les caractéristiques morphologiques des fjords à l'aire drainée. Les résultats montrent une augmentation de la largeur des fjords avec l'aire drainée pour chaque lithologie, avec une augmentation significativement plus importante pour les roches meubles (i.e. sédiments) comparée aux roches plus résistantes (i.e. gneiss ; Figure 1d). Cette relation est moins établie pour la profondeur des fjords (Figure S1, section 3.3). Ainsi, nos résultats montrent un impact significatif de la lithologie sur la largeur des fjords, avec les roches meubles généralement associées à des fjords larges (> 15 km).

Nous testons ensuite la capacité de trois lois d'érosion glaciaires à reproduire les observations faites au Groenland, via l'utilisation d'un modèle cinématique simple en 1D d'écoulement de glace où un profil de vitesse de glissement basal constant est défini à travers une vallée initialement fluviale (en forme de « V »). Nous testons une loi d'abrasion simple où l'érodabilité est définie à travers une constante de proportionnalité (Eq. 1, section 3.2), la même loi avec un seuil appliqué à la vitesse de glissement (Eq. 2), puis une loi d'érosion par arrachement définie par Iverson (2012) où les propriétés du substrat rocheux sont définies à travers plusieurs paramètres composant une probabilité de rupture de roche soumise à des contraintes à l'aplomb de cavités sous-glaciaires.

Après l'incision de la vallée initialement fluviale jusqu'à une profondeur de 1 km par les érosions glaciaires, seule les vallées érodées via la loi à seuil et la loi d'arrachement, montrent des morphologies différentes suite à la variation de leur paramètres lithologiques (Figure 2). La loi d'abrasion ne considérant qu'un facteur de proportionnalité ne montrent pas de modification de morphologie lors que ce facteur varie d'un ordre de grandeur, agissant ainsi uniquement comme un dimensionnement

temporel. La loi d'érosion considérant un seuil sur la vitesse de glissement favorise uniquement le creusement de la vallée en limitant l'érosion par de faibles vitesses de glissement trouvées sur les flancs de vallées, lorsque le seuil augmente (Figure 2). Seule la loi d'arrachement montre des morphologies de vallées contrastées entre un creusement préférentiel et un élargissement préférentiel suivant les propriétés du substrat rocheux. Ces dernières sont définies à travers un seuil appliqué sur les contraintes déviatoriques exercées à l'aplomb des cavités sous-glaciaires et un paramètre de dimensionnement contrôlant la probabilité de rupture d'une masse de roche (Eq. 3-4). Ces deux paramètres représentent la résistance moyenne de la roche aux contraintes de traction, et la densité de niveaux de faiblesse de la masse de roche (i.e. plans de foliation, texture, taille de grains). Ainsi, la loi d'arrachement est une candidate idéale pour explorer le rôle lithologique sur la morphologie des fjords, dans un modèle d'évolution de paysage glaciaire.

Nous implémentons donc la loi d'Iverson (2012), dans iSOSIA afin d'explorer le rôle lithologique sur la morphologie des fjords, considérant des rétroactions possibles avec la dynamique d'écoulement de la glace. Nous utilisons un modèle de fjords déjà publié (Egholm et al., 2017) dans lequel une topographie initiale fluviale de dimension 100x50 km, est soumise à l'érosion liée à l'écoulement d'une calotte de glace épaisse d'1 km. Nous varions les deux paramètres lithologiques décrits précédemment, et simulons l'érosion du paysage fluvial jusqu'à ce que l'incision de la topographie atteigne une profondeur de référence définie à 1300 m. Ce seuil nous permet de comparer les morphologies des fjords résultantes de chaque simulation, entre elles.

La variation de la résistance moyenne du substrat rocheux ou de la densité de niveau de faiblesse dans la loi d'arrachement (m et σ_0 ; Eq. 3-4), mène à un élargissement plus ou moins prononcé des fjords (Figure 3). Cet élargissement est inversement proportionnel à la résistance du substrat rocheux. Pour une profondeur similaire, les fjords développés dans un substrat à plus faible résistance montrent des largeurs plus grandes que celles dont les fjords se sont développés dans un substrat à plus grande résistance (Figure 3B et Figure S7), ce qui est en accord avec les observations menées dans la région Centrale de l'Est du Groenland (Figure 1). En particulier, la loi d'arrachement considérée dans notre étude prédit une relation linéaire entre les taux d'érosion et la vitesse de glissement pour des substrats à faible résistance, ce qui favorise une érosion distribuée spatialement et donc un élargissement des vallées. Cette relation devient de plus en plus non-linéaire à mesure que la résistance des roches augmente, et concentre davantage l'érosion au centre des vallées. En revanche, une variation d'érodabilité dans une loi d'abrasion simple (Eq. 1) ne produit aucune différence de morphologie des fjords (Figure 3).

La topographie contrôle la morphologie des vallées glaciaires en confinant les glaciers, favorisant en retour leur creusement (Kessler et al., 2008). Nous explorons donc dans un dernier temps l'influence du relief sur la portée de nos résultats, en diminuant la topographie initiale fluviale de 1500 m à 500 m,

considérant les mêmes variations des propriétés du substrat rocheux dans la loi d'arrachement. Les résultats des simulations montrent un rôle similaire de la lithologie où l'élargissement des fjords est inversement proportionnel à la résistance du substrat rocheux (Figure S8-9).

Ainsi, nous montrons dans notre étude par des observations de terrains combinées à des simulations numériques, que la largeur des fjords est contrôlée en partie par la lithologie. Les roches meubles qui présentent une résistance faible au processus d'arrachement par bloc favorisent l'élargissement des vallées, alors que les roches plus résistantes favorisent plutôt l'approfondissement. Ces variations morphologiques contrôlées par la lithologie, ne sont pas reproduites lorsqu'une loi d'abrasion communément utilisée dans les simulations numériques, est utilisée. Ainsi, nous suggérons que l'impact lithologique est exprimé à travers le processus d'érosion par arrachement, où des seuils liés aux propriétés du substrat rocheux modulent les taux d'érosion, et leur relation à la vitesse de glissement. Ce processus a été suggéré par plusieurs auteurs comme étant le plus important dans l'érosion par les glaciers (Dühnforth et al., 2010; Krabbendam and Bradwell, 2011; Krabbendam and Glasser, 2011). Ainsi, il paraît important de considérer ce mécanisme menant à des variations morphologiques suivant les propriétés du substrat rocheux, dans les simulations numériques afin d'évaluer plus finement l'impact de l'érosion glaciaire et du refroidissement climatique global observé à la fin du Cénozoïque sur l'évolution du relief (Steer et al., 2012).

3.2 Article : L'impact de la lithologie sur la morphologie des fjords

The Impact of Lithology on Fjord Morphology

Maxime. Bernard¹, Philippe. Steer¹, Kerry. Gallagher¹, David Lundbek. Egholm²

¹Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, 35000 Rennes, France.

²Department of Geoscience, Aarhus University, Aarhus, Denmark.

Correspondence: Maxime Bernard (maxime.bernard@univ-rennes1.fr)

ABSTRACT

Understanding the factors that control the morphology of fjords is required to properly assess the impact of glacial erosion on topography and the dynamics of ice sheets in general. Here, we investigate the role of lithology on glacial valley form using field observations and modelling of glacial erosion with simple ice flow-erosion rate relationships and a more complete 3D landscape evolution model. We first analyse fjord depths and widths from East Central Greenland (68°-75°N) where contrasting fjord morphologies are systematically observed at the transitions between different lithologies. The results show that fjords in gneissic basement (i.e. hard rocks) are deeper and narrower than fjords in sediments (i.e. soft rocks). To quantify the role of lithology on fjord morphology, we initially consider three glacial erosion laws forced by a simple kinematic ice velocity model. We find that, for a similar level of vertical incision, fjord width is influenced by bedrock lithology only when considering a quarrying-type erosion law,

associated with a threshold on ice-sliding speed. In contrast, fjord morphology calculated from empirically determined abrasion-type erosion laws, where erosion rate is a power-law of ice sliding speed, show no sensitivity to bedrock lithology parametrised as an erodibility constant. We further explore the role of lithology with a glacial landscape evolution model, iSOSIA, in which fjords are formed by an ice sheet flowing on an initial fluvial landscape. When considering a quarrying law, we can produce fjord widening by varying bedrock properties, consistent with observations. This suggests that the imprint of lithology on fjord width results mainly from erosion by quarrying, and so this mechanism should be included in modelling approaches to glacial erosion, to better investigate the impact of glacial erosion on the relief, the dynamics and stability of ice sheets, or on the related sedimentation rates.

INTRODUCTION

The dynamics and stability of past and present ice sheets are strongly influenced by fjords, which act as major drainage outlet systems for ice (Bennett, 2003; Kessler et al., 2008). In promoting glacier outflow, fjords control the budgets of freshwater, nutrients, and sediment into the ocean, affecting the strength of deep water convection (Böning et al., 2016) as well as the biogeochemical cycle and carbon burial rate (Bhatia et al., 2013; Smith et al., 2015). Fjord systems also have an impact on sediment transfer and offshore deposition rates (Syvitski et al; 1996), which have been used to link the inferred erosion rates of the late Cenozoic, to climatic variations (e.g. Steer et al., 2012).

Determining the controlling factors of fjord development is required to reconstruct or predict the evolution of ice sheets as the amount of ice drained by fjords strongly depends on their size and morphology. Fjords can have spectacular dimensions with depths up to 3 km (e.g. Sognefjord, Norway), and widths larger than 40 km (e.g. Scoresby Sund fjord, Greenland). In some regions, fjords are also observed to have contrasting morphologies at the interface between different lithologies (Lane et al., 2016; Swift et al., 2008), or along structural weaknesses (Glasser and Ghiglione, 2009; Nesje and Whillans, 1994). However, it is unclear how different erosion processes interact with different lithological properties to produce these variable morphologies.

In this paper, we use quantitative topography analysis and numerical modelling to investigate the role of lithology in the shaping of fjords and in particular their widths. It is well recognised that the pace and mechanics of glacial erosion depend on bedrock properties (Augustinus, 1992b; Boulton, 1979; Hirano and Aniya, 1988; Kelly et al., 2014; Lane et al., 2015) and fracture density (Becker et al., 2014; Dühnforth et al., 2010; Hooyer et al., 2012; Krabbendam and Glasser, 2011). Numerical glacial erosion models generally use empirically determined glacial abrasion laws, where erosion rate is a power law of ice basal sliding velocity and the lithological effect is accounted for by linear variations of an erodibility constant (Augustinus, 1995; Harbor, 1995; Herman et al., 2015; Jamieson et al., 2008; Kessler et al., 2008). However, such laws fail to reproduce the extreme width of some glacial valleys

and fjords (Seddik et al., 2009) observed in Greenland, Antarctica, and Patagonia (e.g. Hirano and Aniya, 1988; Swift et al., 2008). In turn, this can compromise the reliability of predictions of ice sheet and glacial valley evolution, and also the predictions of thermochronological data often used as constraints on erosion models (Braun et al., 2012), as fjord width strongly controls the spatial form of shallow crustal isotherms. A possible explanation for this limitation is that the lithological parameter used in empirical abrasion laws does not capture important non-linear controlling factors related to bedrock resistance to erosion. In contrast, quarrying erosion laws, describing the removal of rock masses as ice passes over local topographic discontinuities, incorporates a non-linear threshold related to bedrock strength (Hallet, 1996; Iverson, 2012).

The aim of this paper is to assess the role of lithology and erosion processes in the development of fjords and of their width. We first use quantitative morphological analysis in East Central (EC) Greenland to show that the width distribution of current fjords is strongly dependent on bedrock lithology. Secondly, we use simple kinematic models of ice flow to show that erosion laws with a threshold on ice velocity as found in quarrying-type erosion models (Hallet, 1996; Iverson, 2012; Lague et al., 2005), are required for the emergence of a sensitivity of fjord width to bedrock lithology. Finally, we use a state-of-the-art ice erosion model (Egholm et al., 2017) incorporating a process-based quarrying law (Iverson, 2012), to explore the role of lithological properties (rock resistance) on fjord morphology.

OBSERVED LITHOLOGICAL CONTROL ON FJORD WIDTH IN NE GREENLAND

Landscapes of EC Greenland are deeply incised by fjords that show contrasting morphologies coinciding with lithological domains (Fig. 1A). From west to east, the main lithological units of the selected area (from 68°N to 75°N) are Archean-early Proterozoic gneisses, late Proterozoic metasediments, Devonian to Cretaceous sedimentary basins with silicoclastic, fluvial-lacustrine sediments, sandstones and marine shales. The southern part of the study area is characterised by Tertiary basaltic lavas and plutons (Henriksen et al., 2000).

We systematically extracted the depth and width of fjords in EC Greenland, by using a 450 m high resolution DEM (BedMachine v3; Morlighem et al., 2017). We first extracted fjord centrelines using a MATLAB image processing algorithm (see supplement Methods). Fjord depth was computed as the minimum elevation in a window with a radius of 2 km around the centreline, while fjord width was computed as twice the minimum distance between the centreline and the fjord borders (Fig. 1). Fjord borders were defined by the intersection between the fjord topography and a horizontal plane at the elevation of the mean local topography, computed using a window with a radius of 45 km. The youngest surrounding lithology in a window equal to the valley width has been attributed to each centreline (see Fig. S1 and Supplementary methods). Finally, we computed drainage areas using a single flow algorithm for water routing (Fig. S1). Despite the ability of ice sheets to flow over topographic barriers between catchments we consider drainage area as a proxy for ice discharge during glacial

periods (following Augustinus, 1992a; Haynes, 1972). This allows us to compare the distributions of fjord widths for different lithologies, while reducing the sensitivity of the results to the location of the valleys relative to the main ice flow lines. We then quantify the relationships between width and the log of drainage area by fitting power-law functions to the mean values of binned data (Fig. 1D-E). We implicitly assume that the measured fjords developed from a relatively similar initial topography and that they experienced a similar glaciation history.

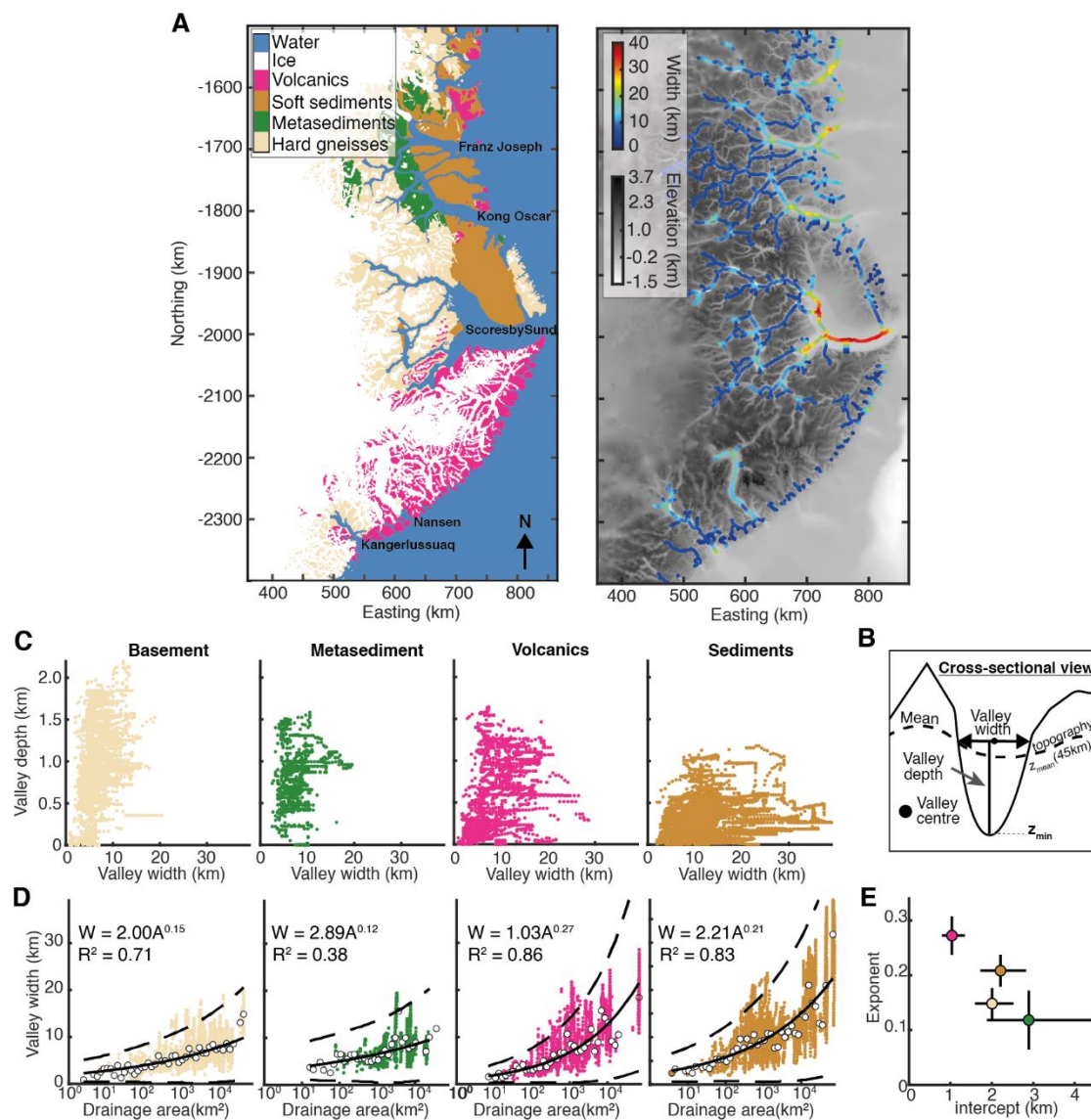


Figure 1. (A) Morphological analyses on fjords in Central East Greenland (from 68°N to 75°N), with main lithological units (right panel) and the width of fjords along centrelines (left panel) computed according to the method illustrated in (B). The fjord widths are plotted against the fjord depths (C) and drainage area (D) according to the lithological units, where exponents and intercepts of fitting power-laws are shown in (E). The white circles in (D) are the mean values of binned data.

While fjords in the hard-gneissic basement are deep (> 1 km) and relatively narrow (<15 km), fjords in the softer Mesozoic sediments are shallower (<1 km) and wider (>15 km) (Fig 1C). Metasediments show a similar trend to the gneissic basement, whereas volcanic rocks represent an intermediate case with some basalt hosted-fjords as wide as 25 km and others as deep as 1.5 km. Fjord

width increases with drainage area for all lithologies (Fig. 1D). For similar drainage areas, fjords in gneissic basement are narrower (~ 15 km for 10^4 km²) than fjords inserted in Mesozoic sediments (>30 km for 10^4 km²). The exponents of power-laws are higher for the soft sediments (0.20 ± 0.014) than for the hard-gneisses (0.15 ± 0.014 , Fig. 1E) with similar intercepts (~ 2 km; Fig. 1E). The metasediments show a similar width-drainage area relationship to the gneissic basement. Volcanic (Tertiary basalts) have the highest exponent (0.27 ± 0.017), illustrating a rapid fjord widening with increasing drainage area. These basalts dip 10 - 15° seaward (Henriksen et al., 2000) and their layered nature may have enhanced glacial erosion (Kelly et al., 2014; Lane et al., 2015). An inverse relationship is also observed between the (hardness of) lithology and fjord depth (Fig. S1) but is less clear than for widening. Overall, our analysis shows that lithology has a significant influence on fjord width, with soft rocks generally associated to wider fjords.

PREDICTING FJORD MORPHOLOGY WITH SIMPLE KINEMATIC ICE FLOW MODELS

To further test the impact of lithology on fjord morphology, we used simple 2D kinematic models of ice flow to test the ability of three different erosion laws to produce lithology dependent valley morphologies. The first erosion law is a commonly used abrasion law in which the rate of erosion \dot{E} is proportional to the square of the basal sliding speed U_b (Herman et al., 2015; Jamieson et al., 2008; Kessler et al., 2008):

$$\dot{E} = kU_b^2, \quad (1)$$

where k is an erodibility constant (m⁻¹yr) accounting for lithology, among other factors. The second erosion law is an attempt to consider plucking in a simple manner, by incorporating a threshold U_c on the basal sliding speed:

$$\dot{E} = k(U_b - U_c)^2, \quad (2)$$

The rationale behind using a threshold is that it reflects the minimal velocity required to detach and transport blocks of rocks for plucking. Threshold-limited erosion laws are classically used to describe fluvial incision (Lague et al., 2005), but we adapt it here for glacial erosion. The third is a mechanistic quarrying law (Iverson, 2012) as a response to ice flow over cavities in the lee side of steps in the sub-glacier bedrock:

$$\dot{E} = kp_f G U_b, \quad (3)$$

where $G = \frac{h_c}{2L_c} \left(1 - \frac{S}{L_c}\right)$ is a bed geometric factor that includes, the height of bedrock steps h_c which is set constant in the kinematic models, and the relative ice-bed contact area $1 - \frac{S}{L_c}$ defined by the cavity length S , and the distance between bedrock steps L_c . p_f is the probability that a stressed bedrock step

fails:

$$p_f = 1 - \exp\left(-V_f \left(\frac{\sigma_d}{\omega\sigma_0}\right)^m\right), \quad (4)$$

where V_f is a volume factor that considers the role of fractures, and $\left(\frac{\sigma_d}{\omega\sigma_0}\right)^m$ is a differential stress factor accounting for the deviatoric stress σ_d on the bedrock step given a bedrock strength heterogeneity m (Ugelvig et al., 2018). The parameter σ_0 is the critical stress that is roughly equal to the mean tensile strength of the rock. It is scaled by a factor ω to link the rapid crack growth observed in laboratory tests to slower subglacial crack growth under smaller stresses (Iverson, 2012). Erodibility is best described in this model as the bedrock strength through the probability of failure p_f .

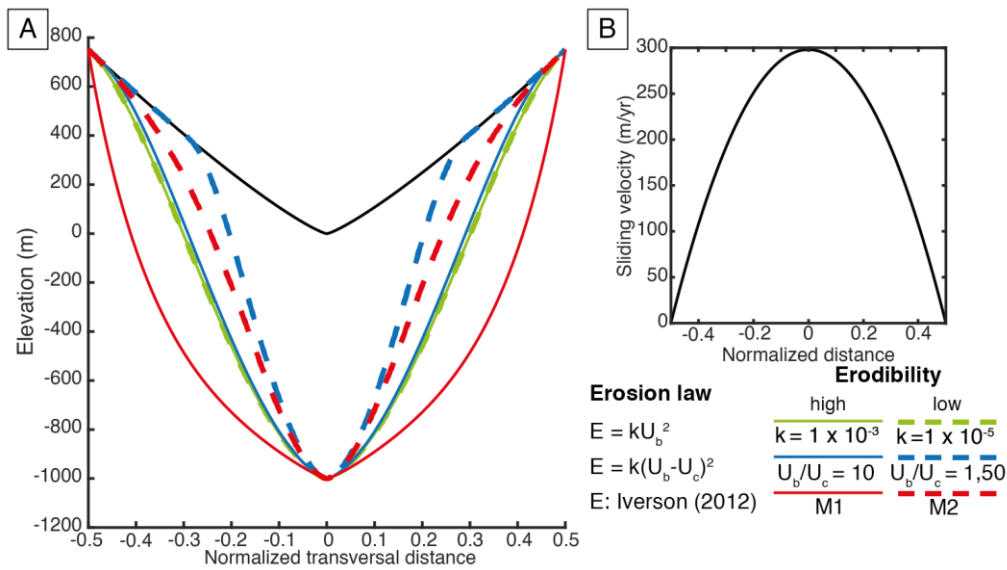


Figure 2. (A) Fjord valley morphologies resulting from the kinematic models of glacial erosion laws defined in the main text. (B) Constant sliding velocity gradient used in the models. M1 and M2 stands for models 1 and 2, which considers different combination of parameters σ_0 and m in Eq. (4). The values of these parameters are shown in Table S1. Note that the blue and green solid lines, as well as the green dashed lines, are more or less identical.

Neglecting the volume factor and setting $V_f = 1$, p_f is to first order close to 1 when $\frac{\sigma_d}{\omega\sigma_0} > 1$, and decreases rapidly when $\frac{\sigma_d}{\omega\sigma_0}$ tends towards 0, with m controlling the rate of probability decrease (Fig. S2). When m tends towards infinity, this model becomes equivalent to a threshold model, but with a threshold defined on deviatoric stress $\sigma_d = \omega\sigma_0$, rather than the sliding speed. As the quarrying law (Eq. 3) is defined at the scale of a single cavity, we use a factor k , similar to the erodibility constant (Eq. 1). These three glacial erosion laws are implemented in simple 2D kinematic models of ice flow in a valley simulating the evolution of an initially V-shaped topography. In cross-section, ice velocity is defined as a power-law function of lateral position, with a maximum velocity of 300 m yr^{-1} at the centre of the valley. We use this simple ice velocity power-law to assess the effect of erosion laws alone, and so neglect the ice dynamics effect related to valley curvature that can add further valley widening (see Fig. S3). The models are stopped when the glacial valley has been eroded down to a reference depth of $\sim 1 \text{ km}$ (Fig. 2).

The glacial erosion laws do not all systematically lead to fjord width variation with lithology and erodibility (Fig. 2). The erodibility coefficient (k) in the abrasion law (Eq. 1) mathematically acts as a temporal scaling such that variations of k do not lead to any change in the resulting fjord morphology but only change the duration of the simulation required to reach the same morphology. Some morphological changes can be obtained by considering a threshold U_c on sliding speed values (Eq. 2). In relation to equation 1, this second erosion law can promote narrowing and deepening of the fjord valley. However, increasing U_c limits erosion of the valley walls where the sliding velocities are low (Fig. 2B). Finally, we consider two models representing soft (M1) and hard (M2) lithologies with contrasting values of m and σ_0 ($m^{M1} = 1.5, \sigma_0^{M1} = 0.1$ MPa; and $m^{M2} = 5, \sigma_0^{M2} = 10$ MPa), in the quarrying law (Eq. 3). This law predicts a wider range of fjord morphologies and widths according to the bedrock parameters m and σ_0 (Fig. 2). Whereas m scales the failure probability, σ_0 is threshold for the deviatoric stress σ_d which can lead to high gradients in the bedrock failure probability depending on the value of $\frac{\sigma_d}{\omega\sigma_0}$ (Fig. S2). These simple models highlight that erodibility constant such as those entering abrasion-type erosion laws are inadequate to simulate the observed sensitivity of fjord width to lithology. In contrast, a quarrying erosion law incorporating thresholds, such as that of from Iverson (2012), can capture the first order behaviour observed in nature.

ASSESSING LITHOLOGICAL CONTROLS WITH ISOSIA

To further test the role of lithology on fjord morphology, accounting in turn for potential feedbacks between fjord morphology and ice flow, we used iSOSIA, a second order shallow ice approximation model, suitable for predicting ice flowing on relatively steep and rugged topography (Egholm et al., 2011). We used a state-of-the-art fjord model (Egholm et al., 2017), in which an 1 km thick ice sheet flows on an initial fluvial topography. Contrary to Egholm et al. (2017), we do not incorporate isostasy, which may impact global elevation, but is not expected to have an influence on the scale of a fjord valley (widths are < 30 km in our models). Also, we adapted the formulation of the hydrological model to account for steady state cavitation (see Supplementary methods). We acknowledge that seasonal to daily transient effects increase erosion rates (Ugelvig et al., 2018). However, their implementation into long-term ice flow models remains difficult and a steady-state formulation is a reasonable compromise. Similarly to Egholm et al. (2017) we assume that the water flux everywhere is 10% of the ice flux. We also define a constant value for cavity length (L_c) and consider bedrock step height to be a function of the local bed slope in direction of sliding (see Supplement Methods). We neglect the volume factor, by setting $V_f = 1$, to focus only on the role of the differential stress factor through variations of σ_0 and m in Eq. (4). The range of m is constrained from 1.5 to 5 from experiments on natural rocks (Lobo-Guerrero and Vallejo, 2006; Wong et al., 2006), and is considered not to vary with sample size (Wong et al., 2006). However, the value of σ_0 is expected to vary with rock friability and the scale of the stressed rocks (Hallet, 1996; Lobo-Guerrero and Vallejo,

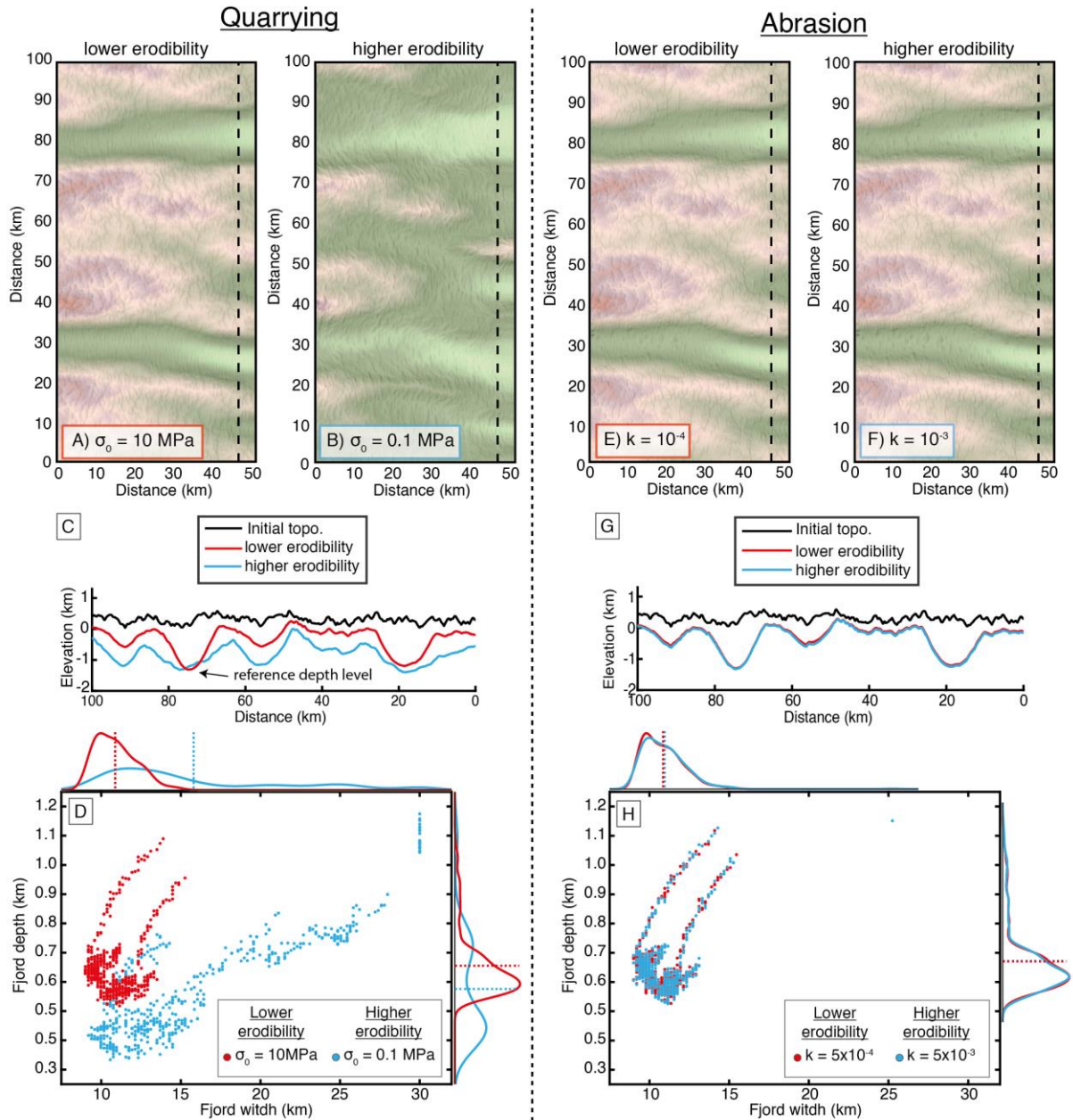


Figure 3. iSOSIA fjord topography resulting from erosion through varying erodibilities intensity considered by (A,B) different values of σ_0 in the quarrying law (Eq. 4) and (E,F) an order of magnitude difference values of k in the abrasion law (Eq. (1)). Cross-sectional views of resulting fjords are shown along one transect downstream (C,G). In (D,H) are the fjord widths against depths for the models. The marginal distributions are shown, with dashed lines corresponding to the means of each distribution with similar colour. The parameter m (Eq. 4) is kept constant ($m = 2.7$).

2006). We therefore consider, two end-member models with values of σ_0 of 0.1 MPa and 10 MPa (Table S2). We initiate the model with a fluvial topography (see Supplement Methods) and terminate the models when valley incision reaches about 1.3 km in the downstream part of the models.

The results from iSOSIA show that fjord width increases inversely with bedrock strength (Fig 3). For low bedrock strength ($\sigma_0=0.1$ MPa), equation 4 predicts uniform failure probability p_f across the landscape (Fig. S2), as small deviatoric stresses σ_d , are sufficient to dislodge the rock mass. Erosion rate becomes therefore simply proportional to U_b leading to distributed erosion and wide fjords. However, for high bedrock strength ($\sigma_0=10$ MPa), a higher σ_d is required to erode, leading in turn to steep gradients

in the failure probability (Fig. S2). Erosion then becomes focused to the central part of fjords, where ice basal sliding speed is maximum (Fig. 3A), leading to valley deepening rather than widening. The resulting valley widths are ~ 11 km in average, with a range of 8-15 km (Fig. 3D). In contrast, the model with low bedrock strength ($\sigma_0=0.1$ MPa) produce wider fjords with a mean of ~ 16 km and a range of 8-30 km (Fig. 3D). Regarding the fjord width-to-depth distributions (Fig. 3D), we observed that for similar depths, the fjords are wider when bedrock strength is low ($\sigma_0=0.1$ MPa), consistent with observations in Central East Greenland (Fig. 1).

Considering high bedrock strength ($\sigma_0=10$ MPa), but varying the internal heterogeneity of the rock mass (i.e. defect density) with m values ranging from 1.5 to 4.2, also leads to fjord widening when heterogeneity increases or m decreases (Fig. S6). This occurs because, as $\frac{\sigma_d}{\omega\sigma_0}$ is lower along the valley walls, the probability p_f to exploit well oriented rock defects is higher when m decreases. This ultimately increases the range of σ_d for which significant erosion will occur (Fig. S2). Topographic relief can also control fjord morphologies by confining a glacier into deep valleys (Kessler et al., 2008). Concerning the role of initial relief in controlling fjord morphologies, we decreased it from 1500 m to 500 m, but still observe a dependence of fjord width to lithology and bedrock strength (Fig. S7-S8). In contrast, models with abrasion, instead of quarrying, lead to no significant morphological change (Fig. 3E-H) when varying the erodibility constant ($k = 5 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}\text{yr}$ and $k = 5 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}\text{yr}$).

Overall, these numerical results demonstrate that the observed influence of lithology on fjord morphology, in particular in EC Greenland, is better captured by considering a threshold in glacial erosion laws, rather than by a simple proportionality (erodibility) constant. According to our models, the sensitivity of fjord width to lithology can reflect changes in either the bulk rock strength σ_0 or through the rock defect density described by m (Eq. 3b), giving in turn a mechanical basis to the definition of erodibility and its impact on fjord width.

CONCLUSION

We have evaluated the lithological control on the fjord morphologies in EC Greenland, by systematically analysing their depths and widths extracted from a 450 m high resolution DEM. Quantitative topography analysis showed that fjord width is controlled by lithology. Evaluation of the kinematics of three types of glacial erosion laws show that a lithological role is only captured when considering thresholds on erosion. A simple “erodibility” constant, as commonly used in classical abrasion laws do not lead to fjord morphological changes. In contrast, a simplified version of the quarrying law formulated by Iverson (2012) predicts fjord widening for bedrock with low resistance to erosion, captured through the bulk rock strength and rock defect density. This supports the proposition that lithological effect mainly act through the process of quarrying, as has been previously suggested (Dühnforth et al., 2010; Krabbendam and Bradwell, 2011; Krabbendam and Glasser, 2011). Given this, it is clear that glacial erosion models should incorporate such mechanisms in order to better quantify the

effect of Cenozoic climate change on landscape evolution and the role of fjords in sediment delivery to basins and natural carbon sequestration.

3.3 Figures complémentaires à l'article

Supplementary of “The Impact of Lithology on Fjord Morphology”

Maxime. Bernard¹, Philippe. Steer¹, Kerry. Gallagher¹, David Lundbek. Egholm²

¹Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, 35000 Rennes, France.

²Department of Geoscience, Aarhus University, Aarhus, Denmark.

Correspondence: Maxime Bernard (maxime.bernard@univ-rennes1.fr)

SUPPLEMENT METHODS

Extracting fjord widths and depths in Central East Greenland

To extract the widths and depths of fjords in Central East Greenland, we used the 150 m resolution BedMachine V3 DEM (Morlighem et al., 2017). However, to decrease the computation times for analyses, we decreased the resolution to 450 m. From the modified DEM, we next computed the average bed elevation in a range of 45 km for each grid cell of the DEM. This enabled us to determine the fjord valley contours as the intersection between the 450 m resolution topography and the averaged topography (Fig. 1B). We next transformed the fjord contours into a binary image to be able to proceed to morphological operations with the MATLAB `bwmorph` tool. The fjord centres were found by using the ‘skeleton’ option, which removes pixels of a binary image without breaking the object apart, and pixels remaining are the valley centres. Next, the distance between each pixels of the DEM and its nearest nonzero pixel have been computed by applying the `bwdist` tool to the binary image of the fjord contours. This enabled us to get the distance to the valley contours along the valley centres. We then get the fjord widths and depths by finding their maximum in a 2 km window from the centre points (Fig 1A-B).

The different lithologies of the study area are, to the first order, classified by geological periods. We follow (Hoek, 2001) to evaluate, a priori, the resistance of the type of rocks to erosion. The ‘Hard’ rocks are represented by the Proterozoic gneisses, followed by the Late Proterozoic metasediments. The softer rocks are represented from the Devonian (i.e. terrestrial sediments) to the Mesozoic sediments (i.e. shallow marine sediment to marine shales). Therefore, to link the computed morphological characteristics of fjords to each lithology, we attributed the latter to each fjord centre points according to the following priority: Cretaceous, Jurassic-Trias, Permian-Carbonifereous, Devonian, Late Proterozoic-Metasediments, Cenozoic plutons, Tertiary basalts, Proterozoic gneisses. We followed this classification because 1) we attempt to find Mesozoic sediments at the floor of the outer fjords (Henriksen et al., 2000; Larsen and Marcussen, 1992), 2) very limited outcrops of the Proterozoic

gneisses are found in the tertiary basalts area, and 3) Late Proterozoic metasediments are younger than the Proterozoic gneisses.

Finally, to reduce the sensitivity of the results to the location of the valleys relative to the main ice flow lines, we used the proxy of the drainage area. We computed the latter with the MATLAB TopoToolBox by using the flow accumulation algorithm that compute the accumulated contribution of each pixels of a DEM to the upstream area (Schwanghart and Scherler, 2014).

Kinematic models

In our simple kinematic model, we defined an initial V-shaped valley topography where elevation is a power-law function of the horizontal distance from the valley centre:

$$z = C_z y^{1.2}, \quad (S1)$$

where $C_z = 5 \times 10^{-2}$ and y is the horizontal distance from the valley centre. We next defined the valley transversal ice sliding velocity by a power-law:

$$U_b = C_s y^2, \quad (S2)$$

where $C_s = 1.2 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ (Fig. 2B). To run the Iverson's quarrying law, we simply assume a constant effective pressure (N), height and length of cavities (h_c and L_c). The values of these parameters are listed in Table S1. We computed the steady-state size of cavities following the experimentally tested relation by (Iverson and Petersen, 2011):

$$S = 4 \left(\frac{U_b h_c}{2\pi} \right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{B}{N} \right)^{\frac{n}{2}}, \quad (S3)$$

where B and n are the ice flow parameters in the Glen's flow law (Table S1). The deviatoric stress in Eq. (3b) acting on the bedrock step is computed from

$$\sigma_d = \begin{cases} cN \left(\frac{1}{1 - \frac{S}{L_c}} \right) & \text{for } N < 10 \text{ MPa} \\ 10c & \text{for } \geq 10 \text{ MPa} \end{cases}, \quad (S4)$$

where c is a constant that scales the bedrock boundary stress to internal deviatoric stress for crack growth (Hallet, 1996). The maximum value of the deviatoric stress that can be applied is set to 10 MPa which roughly corresponds to the stress at which the ice crushes (Hallet, 1996).

The model is run for the three glacial erosion laws (see main text) until each resulting valley reaches a depth of 1000 m.

Equation 5 for ice sliding velocity is only consider to uncover the isolated effect of erosion law, neglecting the ice dynamical effect from valley curvature. To roughly account for this effect in the ice velocity profile (Fig. 2B), we add a shape factor to account for lateral drag on the valley walls. This shape factor is a function of valley curvature, following Braun et al. (1999):

$$\beta = \left(1 + k_c \frac{d^2 z}{dy^2} \right)^{-1}, \quad (S5)$$

where $k_c = 1 \times 10^4$ m. The resulting valley morphologies are presented in Fig. S3.

The iSOSIA fjord model

In this study, we use a published model where fjords formed from an initial fluvial topography (Egholm et al., 2017), under an ~ 1 km thick ice sheet. This model has been simulated with the glacial landscape evolution model, iSOSIA (Egholm et al., 2011), a one depth layer integrated second order shallow ice approximation. We investigate the lithological effect on the fjord morphology by integrating a simplified version of the quarrying law from Iverson (2012) which neglects the volume factor $V_f = V/V_0$ in Eq. (1), where $V = h_c(L_c - S)$ is half the volume of the stressed rock mass, and V_0 a characteristic volume that contain the mass largest fracture (Iverson, 2012). The implementation of this law requires to consider subglacial hydrology. Our aim is to keep the model as simple as possible; we thus assume that the water flux equal 10% of the local ice flux everywhere within the model, as in (Egholm et al., 2017). However, contrary to Egholm et al. (2017) who used a hydrological model with conduits that can represent both represent cavities and channels (Schoof, 2010a), we use here a hydrological model that only considers steady state cavitation. The mean size of cavities is estimated from the mean annual water flux through each grid cell. The water flux is assumed to route parallel to the ice surface et bed gradients, for the surface and basal melt water respectively. The mean annual size of cavities in each grid cell is computed from their estimated cross-sectional area using a Darcy-Weisbach relation:

$$A_c = \left[\frac{L_c q_w}{k_0 \sqrt{\nabla \psi}} \right]^{\frac{1}{n}}, \quad (S6)$$

where q_w is the water flux, k_0 the hydraulic conductivity, and $\nabla \psi = \rho_w g \nabla h$, where ρ_w is the water density, g the gravitational acceleration, and h the ice surface elevation. Thus, following (Anderson, 2014), we compute the size of cavities as:

$$S = \frac{A_c}{(\alpha h_c)}, \quad (S7)$$

where α relates to the shape of the cavity roof, that we choose equal to 0.7. Following the estimation of the mean cavity size for each grid cell, we estimate the mean annual effective pressure (N) from the balance equation governing the opening and closing rate of cavities:

$$\frac{\partial A_c}{\partial t} = [U_b h_c + (M_s + M_b)] - \frac{\pi}{8} \left(\frac{N}{B}\right)^n S^2, \quad (S8)$$

with the first term on the right-hand side of the equation representing the opening rate controlled by the basal sliding, bed step height, and surface ($M_s = \frac{q_w \nabla \psi}{\rho_i L_i}$) and basal ($M_b = \frac{q_b - q_{eff}}{\rho_i L_i} - \frac{U_b \tau_b}{\rho_i L_i}$) melting rates (see Table S2), and the second term representing the closure rate controlled by the ice creep. This balance equation relates to Kamb's cavitation model (Kamb, 1987), with its steady-form consistent with the equation (S3) (Iverson and Petersen, 2011). Assuming steady-state, we thus have the expression for the effective pressure:

$$N = B \left(\frac{8}{\pi}\right)^{\frac{1}{n}} \left[\frac{U_b h_c + (M_s + M_b)}{S^2} \right]^{\frac{1}{n}}, \quad (S9)$$

where B and n are the ice flow parameters (see Table S2), S the size of cavities, t the time, and α define the geometry of the cavity roof (Anderson, 2014).

For the cavity settings, their length, L_c , is kept constant (see Table S2) and the height of bedrock step for each grid cell vary with the local bed slope according to

$$h_c = \begin{cases} (L_c s_0 - h_0 \exp\left(\frac{s_b - s_0}{ds}\right) + h_0) \text{ for } s_b \leq s_0, \\ L_c s_b \text{ for } s_b > s_0 \end{cases}, \quad (S10)$$

where s_b is the bed slope in direction of ice flow; s_0 , h_0 and ds are listed in Table S2. The height of cavities thus decreases with the bed slope until an asymptotic value to account for cavities on adverse slopes. The values for the bedrock properties σ_0 and m are listed in Table S2, and change according to the models. The value of m (i.e. $m = 2.7$) comes from a laboratory experiment on biotite gneisses (Lobo-Guerrero and Vallejo, 2006).

We computed the rate of the ice basal sliding from the empirically derived sliding law from Budd et al. (1979):

$$U_b = \frac{B_s}{N} \tau_b^n, \quad (S11)$$

where B_s is a sliding constant, n the ice stress exponent, and τ_b the basal shear stress.

The temperature profile within the ice is computed using the three-dimensional transient heat equation:

$$\rho_c \frac{\partial T}{\partial t} = k_i \nabla^2 T - \rho_i c \mathbf{u} \cdot \nabla T + A, \quad (S12)$$

where k_i is the heat conductivity of the ice, T the temperature, c the specific heat, u , the three components vector of the ice velocity, and A the heat produced by friction.

To compare the morphologies of fjords resulting from the models considering different values for σ_0 , we extracted the bed elevations after a reference depth (~ 1300 m) downstream has been reached (Fig. 3).

SUPPLEMENT FIGURES AND TABLES

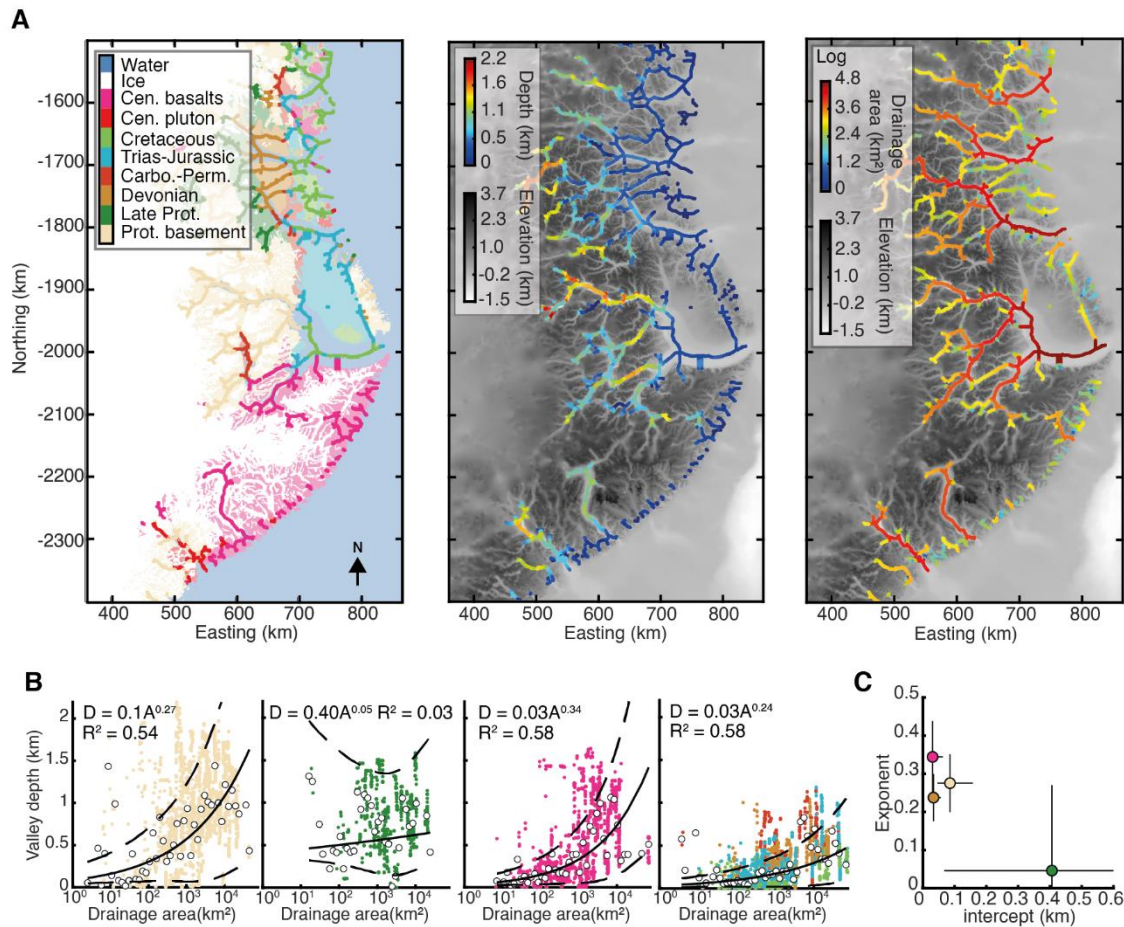


Figure S1. (A) Morphological analyses on fjords in Central East Greenland (from 68°N to 75°N), with detailed lithological units (right panel) from the 1:2 500 000 geological map (Henriksen et al., 2000), shown along the fjord centerlines. Cen. = Cenozoic, Carbo. = Carboniferous, Perm. = Permian, Prot. = Proterozoic. The depths of fjords are found in the central panel and corresponding drainage area in the panel on the right. In (B) are the fjord depths against the drainage area, with the exponents and intercepts of fitting power-laws shown in (C). The brown circle in (C) relates to the Mesozoic sediments group similar to Fig. 1 of the main text. Fjords in gneissic basement have greater depths (~ 1 km for 10^4 km²) than fjords in Mesozoic sediments (~ 0.5 km for 10^4 km²), with also a greater exponent (0.27 ± 0.04) on the power-law fits than for the Mesozoic sediments (0.24 ± 0.03). However, the confidence intervals cross each other, thus making this correlation not as obvious as for widening (Fig. 1). Volcanic rocks show the highest exponent (0.34 ± 0.05) but the correlation for the metasediment is poor ($R^2 = 0.03$).

Table S1. Parameter values for the kinematic models.

	Description	Value
k (m⁻¹yr)	Erodibility constant	10 ⁻³ , 10 ⁻⁵
U_b/U_c	Sliding speed ratio	10, 1.5
σ₀ (MPa)	Weibull scale parameter	0.1 (M1), 10 (M2)
ω	Factor for subcritical cracks growth	1/3
m	Weibull modulus	1.5 (M1), 5 (M2)
V/V₀	Volumetric factor	1
N (MPa)	Effective pressure	0.6
hc (m)	Bed step height	1
Lc (m)	Distance between bed steps	10
B (MPa s^{1/3})	Ice creep parameter	73.3
n	Ice creep exponent	3

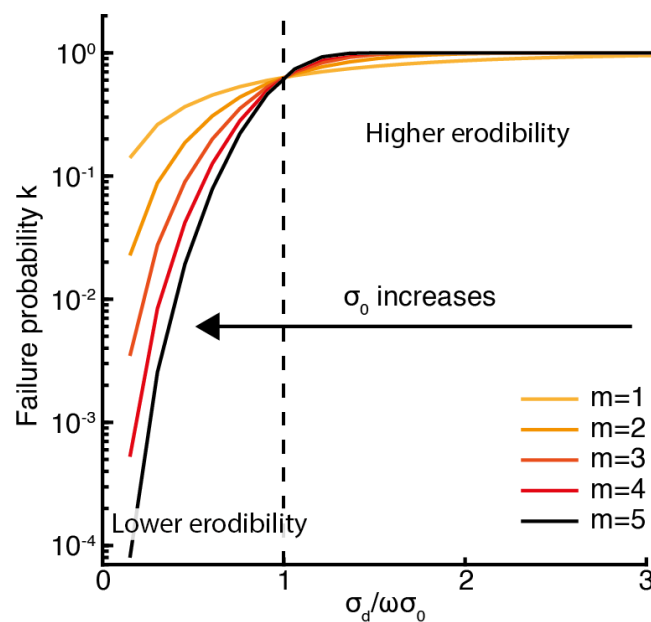


Figure S2. Failure probability (k in Eq. 4) distribution according to the ratio between the ice deviatoric stress on the bedrock step (σ_d) and the critical stress σ_0 . Keeping m constant, decreasing σ_0 increases the failure probability and thus the erodibility. On the contrary, lower values of σ_0 leads to sharp gradients in the failure probability and thus on the distribution of erosion along the valley transect (Fig. 3). Varying m (in Eq. 4) flattens this gradient. Therefore, for similar $\sigma_d/(\omega\sigma_0)$ range values, the spatial distribution of erosion will be more uniform for low values of m than for higher.

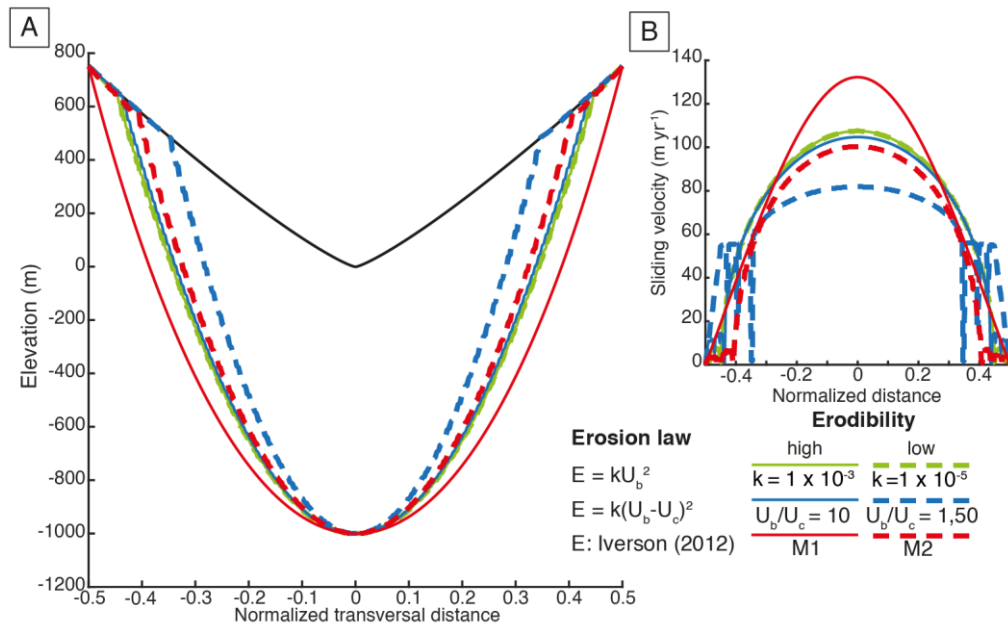


Figure S3. (A) Fjord valley morphologies resulting from the kinematic models of glacial erosion laws with ice dynamical effect due to valley curvature considered. (B) The sliding velocity gradients vary for each model according to valley curvature, with their profile shown at the end of the simulation. Some instabilities occur due to sharp curvatures on the valley top. M₁ and M₂ refers to models 1 and 2, which considers different combination of parameters σ_0 and m in Eq. (4). The values of these parameters are shown in Table S1. Overall, in comparison to Fig. 2, the ice dynamical effect with valley morphology increase widening because of the reduced sliding velocity at the centre of the valley.

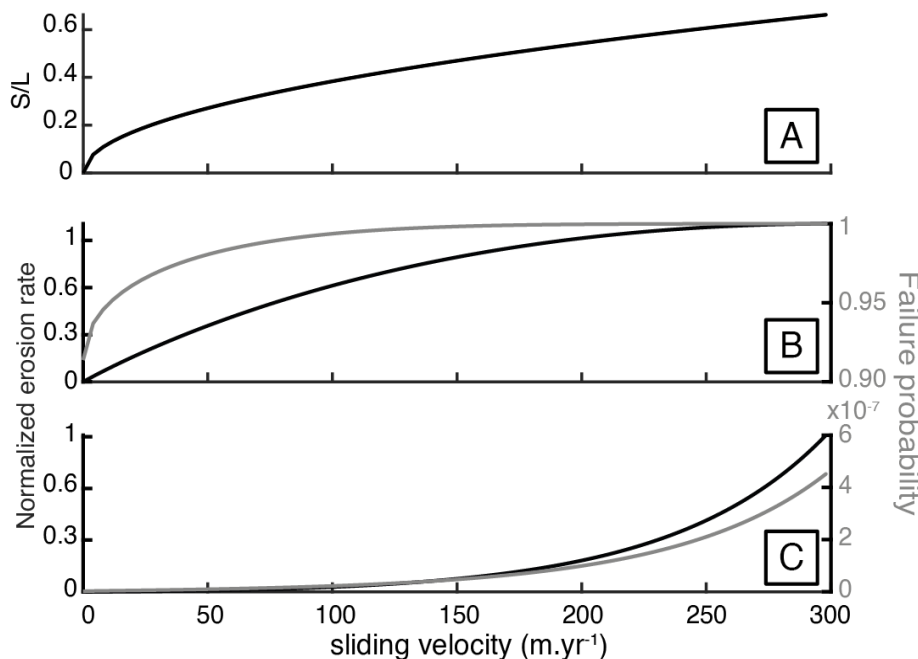


Figure S4. (A) Relations between the relative size of subglacial cavities and sliding rate, and (B, C) between erosion and sliding velocity for the two models (M₁ and M₂) considering the quarrying law (Iverson, 2012) in the simple kinematic model. The distribution of failure probability is also shown. The model M₁ (B) considers a low bedrock strength (i.e. high erodibility) across the synthetic valley (see Table S1). In such case, the erosion profile has a convex shape and become nearly constant for sliding speed $> 150 \text{ myr}^{-1}$. This promotes glacial valley widening (Fig. 2). Conversely, model M₂ considering high bedrock strength (i.e. low erodibility) has a concave erosion profile where the erosion gradient is maximal for sliding speed $> 200 \text{ myr}^{-1}$, leading to sharp contrast of erosion and a narrower valley (Fig. 2).

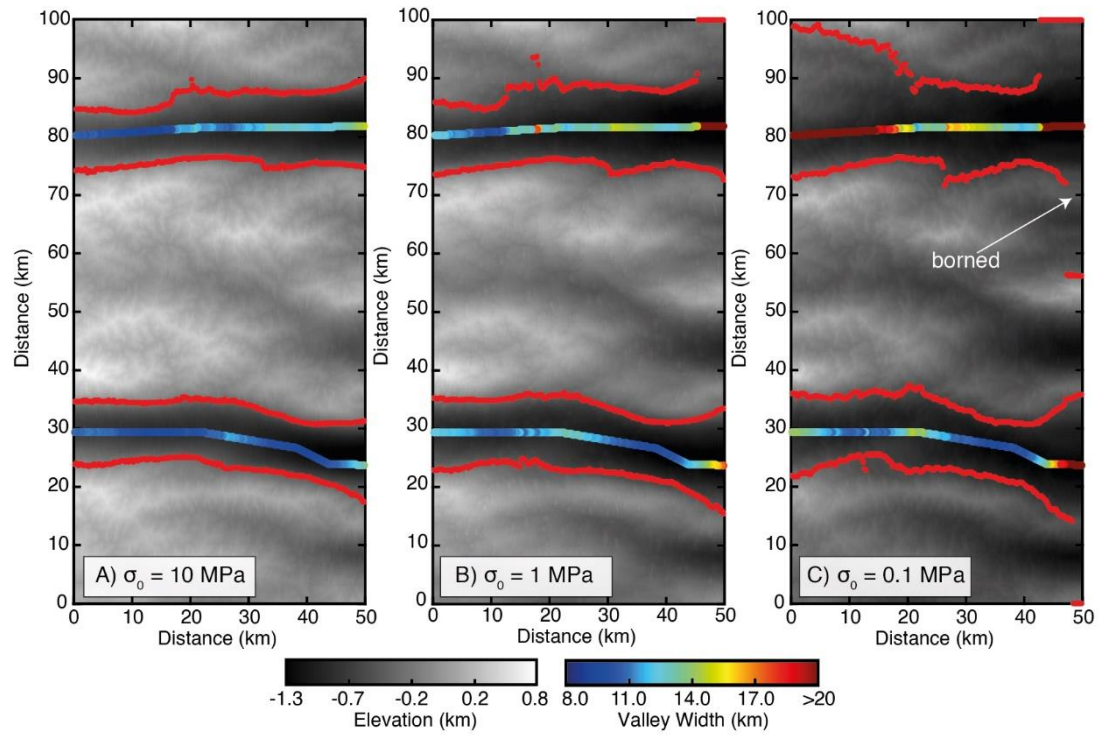


Figure S5. Fjord widths measured along the valley centres with the method used for CE Greenland (see Supplement Methods), for three iSOSIA models considering $\sigma_0 = 10$ MPa (A), $\sigma_0 = 1$ MPa (B), and $\sigma_0 = 0.1$ MPa (C). The fjord width has been limited to 30 km as we do not expect greater values after visual inspection, with cross-sectional transect (Fig. S6).

Table S2. Parameter values used in the iSOSIA fjord models.

	Description	Value
n	Ice creep exponent	3
B (Pa s^{1/3})	Ice creep parameter	73.3x10 ⁶
ρ_i (kg m⁻³)	Ice density	980
B_s (m Pa⁻² yr⁻¹)	Sliding constant	0.35
α	Geometry factor for cavity roof	0.7
s_b	Local bed slope in direction of ice flow	Variable
S₀	Step height scaling	0.1
ds	Step height scaling	0.4
k₀ (kg^{-1/2}m^{3/2})	Hydraulic conductivity	1
P_w (kg m⁻³)	Water density	1000
h₀ (m)	Asymptotic value for bed step height	0.1
σ₀ (MPa)	Critical stress	10; 1; 0.1
ω	Rate scaling factor	1/3
m	Weibull parameter	2.7
V/V₀	Volume ratio	1
h_c (m)	Bed step height	Variable, Eq. S6
L_c (m)	Mean cavity length	0.021
q_b (W m⁻²)	Crustal heat flux	0.05
q_{eff} (W m⁻²)	Effective heat flux	$k_i \Delta T / \Delta z$
k_i (W m⁻¹ K⁻¹)	Heat conductivity for the ice	2.14
L_i (J kg⁻¹)	Latent heat of fusion	3.35 x 10 ⁵
c (J kg⁻¹ K⁻¹)	Specific heat for ice	2000

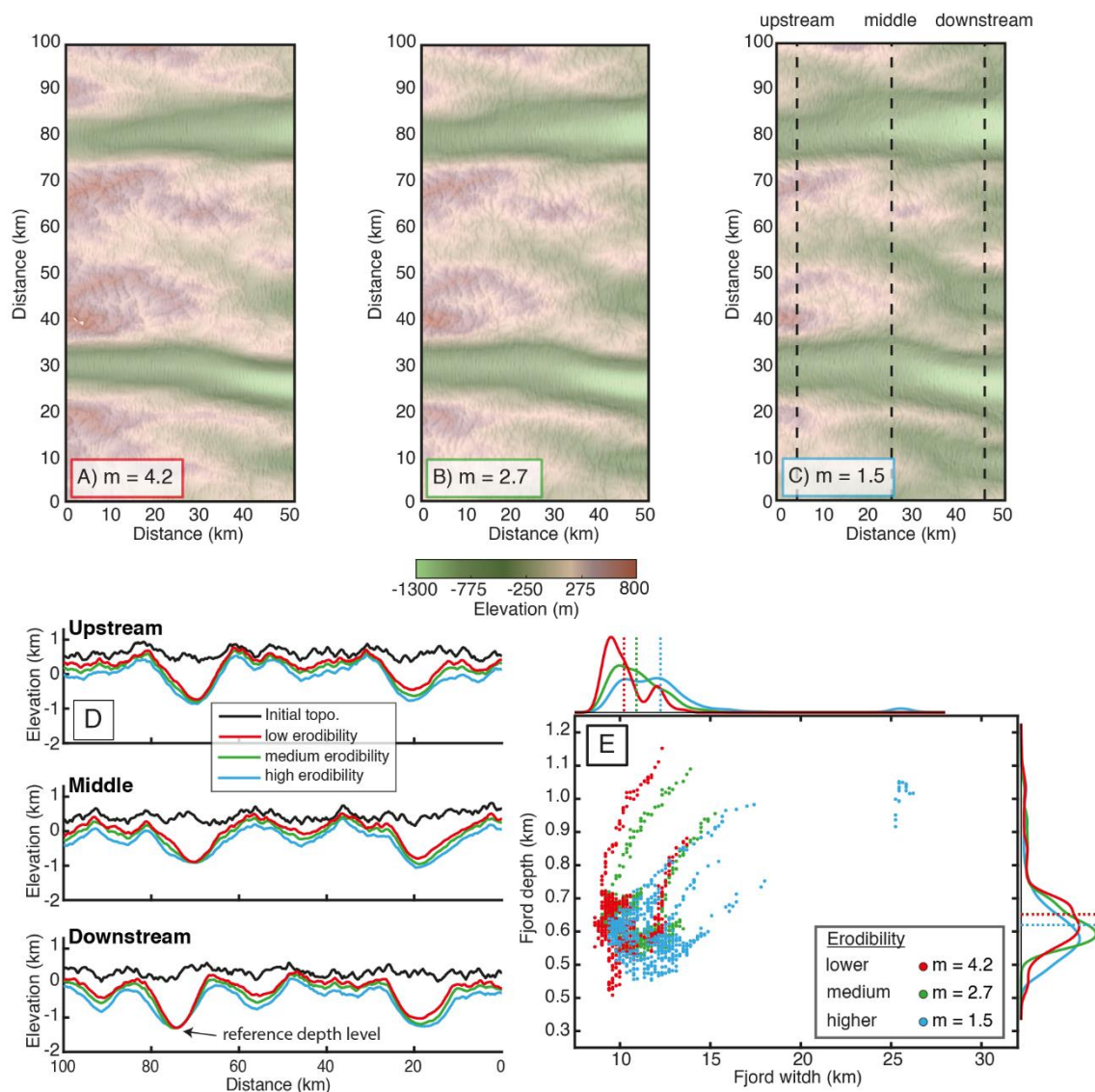


Figure S6. iSOSIA fjord topography resulting from erosion through varying erodibilities intensity considered by (A-C) values of $m = 4.2$, $m = 2.7$, and $m = 1.5$ in the quarrying law (Eq. (4)). These values correspond to laboratory tests on quartzite, biotite gneiss, and Quiou sand respectively (Lobo-Guerrero and Vallejo, 2006; Wong et al., 2006). Cross-sectional views of resulting fjords are shown along three transects (D). In (E) are the fjord widths against depths for the three models. The marginal distributions are shown, with dashed lines corresponding to the means of each distribution with similar colour. The parameter $\sigma_0 = 10$ MPa (Eq. 4) is kept constant.

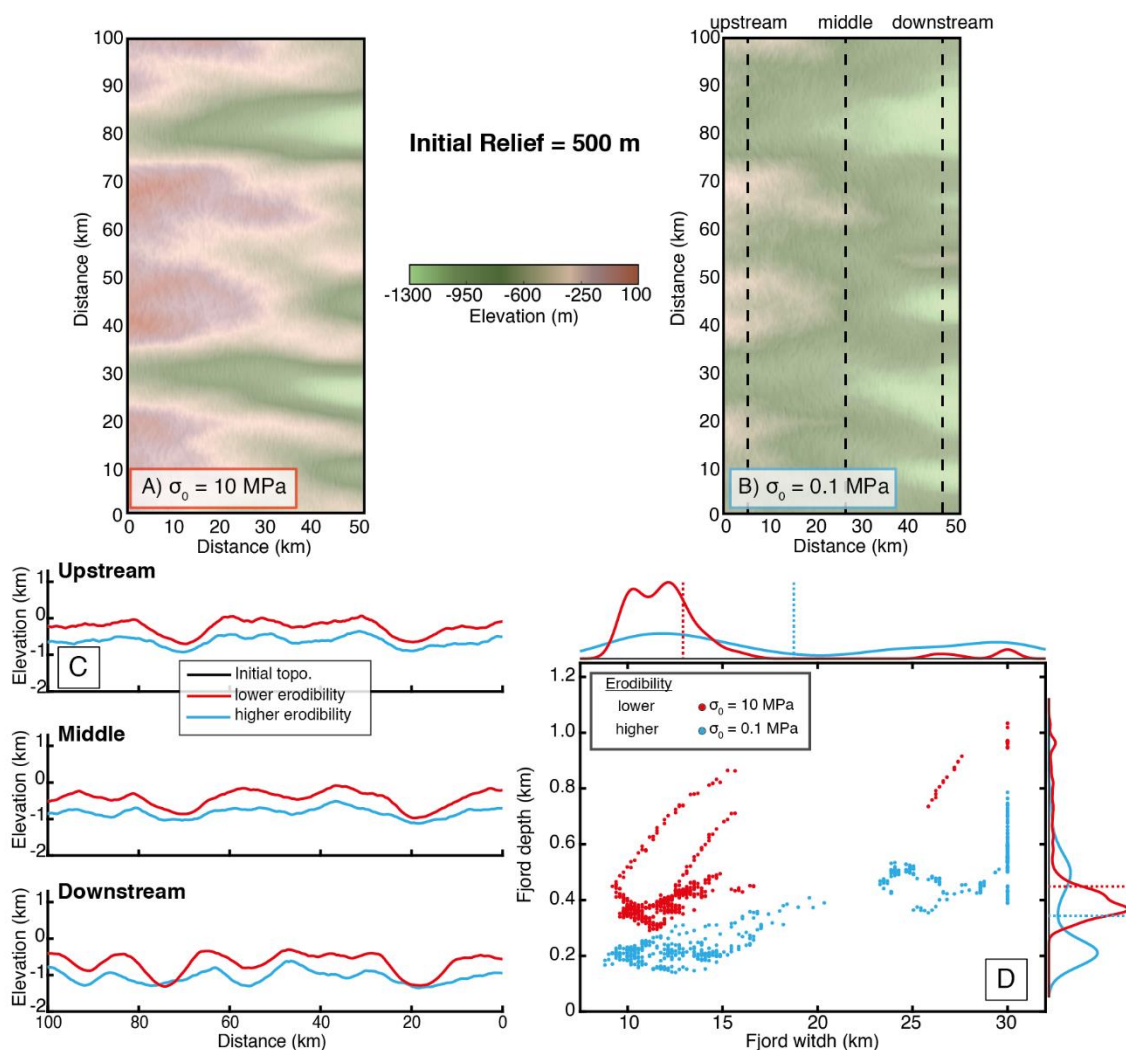


Figure S7. iSOSIA fjord topography resulting from erosion through varying erodibilities intensity considered by (A-B) values of $\sigma_0 = 10$ MPa, and $\sigma_0 = 0.1$ MPa in the quarrying law (Eq. (4)). The initial topography is 500m, and is lower than previous models considering an initial fluvial topography of 1500m. Cross-sectional views of resulting fjords are shown along three transects (D). In (E) are the fjord widths against depths for the three models. The marginal distributions are shown, with dashed lines corresponding to the means of each distribution with similar colour. The parameter m (Eq. 4) is kept constant ($m = 2.7$). The initial topography influences fjord widening by showing greater widths than models presented in Fig. 3, for both erodibilities but bounded by the 30 km limit imposed for fjord width and models boundaries. Note that the fjord depth also decreases for both erodibilities. In these models, the ice is less constrained by the topography and is free to slide over larger areas (Fig. S8), thus promoting fjord widening and shallowness. However, the fjord morphological differences for the two models remain unchanged, supporting the role of lithology in controlling the morphologies of glacial valleys.

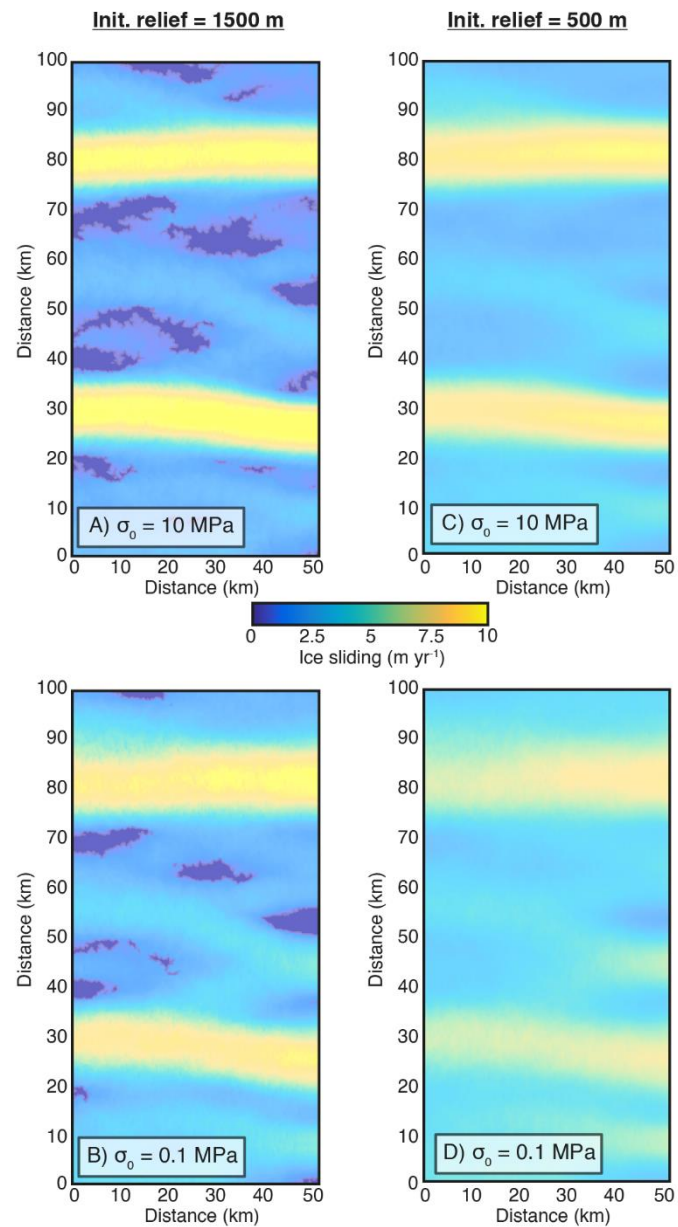


Figure S8. Ice sliding velocity for the fjord models presented in Fig. 3 and Fig. S7, considering two contrasting values of the critical stress σ_0 , for initial relief of 1500 m (A, B) and 500 m (C, D). Initial relief influence the spatial distribution of sliding velocities across the landscape. While the higher initial relief (1500 m) leads to relative high contrasts of sliding velocities (from 0 to > 10 m yr⁻¹), with occurrence of cold-based ice (A, B), lower initial relief (500 m) allow a more distributed ice sliding velocities and prevent cold-based ice (C, D). This leads to greater erosion across the landscape, which in turn promote valley widening and shallowness (Fig. S7).

3.4 Précisions et analyses complémentaires sur le rôle lithologique dans le développement et la morphologie des fjords

3.4.1 Exploration de la loi d'arrachement par bloc

Suite à l'étude précédente présentée dans un format court il me paraît essentiel de décrire davantage les prédictions de la loi d'arrachement d'Iverson (2012). Pour cela, je reviens dans un premier temps sur une description simple des relations entre érosion, vitesse de glissement des glaciers et taille des cavités sous-glaciaires, en fonction des propriétés du substrat rocheux (i.e. déterminées à travers le facteur de volume et le facteur de contrainte différentielle), via le modèle cinématique décrit dans l'étude. Puis, dans un second temps je vais explorer ces prédictions lorsqu'elles sont implémentées dans un modèle d'évolution de paysage comme iSOSIA où la vitesse de glissement basal est contrôlée en partie par la pression effective.

La formulation complète de la loi d'arrachement présentée par Iverson (2012) est définie à l'échelle des cavités sous-glaciaires. Le problème est posé comme suit : la surface de contact d'un glacier s'écoulant sur un substrat rugueux composé de ruptures de pentes franches (i.e. seuils topographiques), est déterminée par l'extension des cavités, contrôlée par la vitesse de glissement de la glace, sa viscosité et la pression d'eau à l'interface glace-substrat. Cette surface de contact est soumise à la contrainte normale exercée par la glace et génère des contraintes déviatoriques sur le socle rocheux dont l'intensité dépend de la différence entre la pression de la glace et la pression d'eau dans les cavités (i.e. la pression effective). Le modèle d'érosion ainsi décrit se base sur la théorie d'usure des matériaux par contact de glissement (Rabinowicz and Tanner, 1966). Le volume de roche érodée dépend linéairement de la distance de glissement, de la surface de contact et de la probabilité de rupture. Ainsi Iverson (2012) dérive une loi d'arrachement pour des blocs de roche en deux dimensions définis par des paramètres géométriques tels que h_c , la hauteur des cavités au niveau du découplage glace-roche, L_c , la distance qui sépare deux cavités, et S la taille des cavités sous-glaciaire :

$$\dot{E}_q = k \frac{U_b p_f h_c}{2L_c} \left(1 - \frac{S}{L_c}\right), \quad (3.1)$$

Avec U_b la vitesse de glissement et p_f la probabilité de rupture qui dans sa formulation complète donne :

$$p_f = 1 - \exp\left[-\frac{V}{V_0} \left(\frac{\sigma_d}{\omega\sigma_0}\right)^m\right]. \quad (3.2)$$

La probabilité de rupture est évaluée par une distribution de probabilité de la résistance des roches aux contraintes, qui suit une distribution de Weibull. L'hypothèse implicite est que la résistance de la roche est égale à la résistance de son plus faible composant (Jaeger et al., 2009). Cette probabilité de rupture est donc déterminée par un facteur de volume (i.e plus le volume de la roche soumise aux contraintes est grand plus la probabilité d'exploiter une zone de faiblesse est grande), et un facteur de contrainte

différentielle qui représente l'effet de l'intensité des contraintes exercées sur la roche par rapport à la résistance de cette dernière à la traction (Ugelvig et al., 2018). Ainsi, les propriétés lithologiques sont capturées par ce terme de probabilité. Dans le facteur de volume $\frac{V}{V_0}$, $V = h_c (L_c - S)$, et V_0 est un volume caractéristique par unité de surface (m^2), qui contient la plus grande fracture. Ce volume caractéristique est donc égal au volume de roche soumise à la contrainte ($V_0 = h_c \times L_c$). Les termes du facteur de contrainte différentielle, $\left(\frac{\sigma_d}{\omega\sigma_0}\right)^m$, regroupent la contrainte déviatorique σ_d , la contrainte critique σ_0 représentant la résistance moyenne de la roche aux forces de traction, avec ω un facteur qui tient compte des contraintes plus faibles requises pour la croissance lente sous-critique des fractures (Hallet, 1996; Iverson, 2012), et m qui tient compte de la densité de plans de faiblesses que la roche contient. Ces niveaux de faible résistance peuvent être des plans de foliation, l'agencement des grains et leur taille. Ce terme m , est appelé le module de Weibull (Iverson, 2012; Lobo-Guerrero and Vallejo, 2006; Wong et al., 2006). Enfin, dans les travaux présentés ici, je m'abstraie d'une définition de distribution spatiale des cavités sous-glaciaire et me focalise uniquement sur les prédictions de la loi d'arrachement proposée par (Iverson, 2012). C'est pourquoi j'ajoute dans l'équation 3.1 un facteur, k , qui dimensionne le taux d'érosion avec le temps.

Dans un premier temps je néglige le facteur de volume dans l'équation 3.1. Je souhaite tester la relation entre le taux d'érosion et la taille relative des cavités (S/L_c) suivant les paramètres σ_0 et m dans la loi d'Iverson (2012). Pour cela, j'utilise le modèle cinématique simple défini dans l'article, similaire à celui considéré par Iverson (2012), où un profil de vitesse constant est imposé. Pour la contrainte limite, σ_0 (i.e. Eq. 3.2), j'utilise trois valeurs s'échelonnant de 0.1 à 10 MPa (Tableau 3.1). La valeur de ce paramètre est proche de la résistance moyenne de la roche considérée, et peut varier fortement avec la friabilité de la roche (Hallet, 1996), justifiant ainsi une gamme s'échelonnant sur deux ordres de grandeurs. Je considère une pression effective (N , Eq. S3-S4) de 0.5 MPa qui est dans la gamme des observations (Benn and Evans, 2014) et permet d'obtenir une gamme de taille de cavité (S , Eq. 3.1 et S3) allant de 0 à L_c ($0 \leq \frac{S}{L_c} \leq 1$; Figure 3.1). La hauteur des cavités (h_c), au niveau du découplage glace-roche, est constante et égale à 1 m. Enfin, je paramétrise $m = 3.0$, (Eq. 3.2) comme valeur de référence, et néglige la dépendance au volume de roche ($V/V_0 = 1$, Eq.3.2). Dans ce modèle cinématique simple, la taille des cavités est contrôlée par la vitesse de glissement. Ces deux facteurs sont positivement corrélés (Figure 3.1).

Suivant les valeurs de σ_0 considérées, le pic d'érosion se situe à des valeurs différentes de taille de cavité (Figure 3.1). Pour une résistance faible du substrat rocheux ($\sigma_0 = 0.1$ MPa), le pic d'érosion se situe à une vitesse de glissement d'environ 175 m an^{-1} , et correspond à une taille relative de cavité (i.e. S/L_c) entre 0.6 et 0.7 (Figure 3.1). Une augmentation de σ_0 , provoque un déplacement du pic d'érosion vers des vitesses de glissement plus importantes et donc des tailles de cavités plus grandes (Figure 3.1).

Tableau 3.1. Description des paramètres utilisés dans le modèle cinématique de la loi d'érosion par arrachement d'Iverson (2012).

	Description	Modèle 1	Modèle 2	Modèle 3	Modèle 4
σ_0 (MPa)	Contrainte limite	0.1, 1, 10	10	10	0.1, 1, 10
m	Module de Weibull	3.0	1.5, 3.0, 5.0	1.5, 3.0, 5.0	3
σ_n^* (MPa)	Contrainte maximale supportée par la glace	10	10	10	10
N (MPa)	Pression effective	0.5	0.5	0.5	0.5
L_c (m)	Distance entre cavités	10	10	10	10
h_c (m)	Hauteur des cavités	1	1	1	1
V_0 (m ²)	Volume critique	-	-	10	10
V/V_0	Rapport des volumes	1	1	Variable	Variable

Contrairement, aux lois d'abrasion de forme équivalente à l'équation 1 (section 3.2), qui prédisent des valeurs maximales d'érosion là où les vitesses de glissement sont maximales, la loi d'arrachement d'Iverson (2012) simplifiée prédit plutôt une valeur optimale de vitesse qui dépend de la résistance du substrat rocheux à l'érosion, définie par la résistance moyenne de la roche aux contraintes de traction (σ_0 ; Eq. 3.2). L'intensité de l'érosion est également contrôlée par une compétition entre la surface de

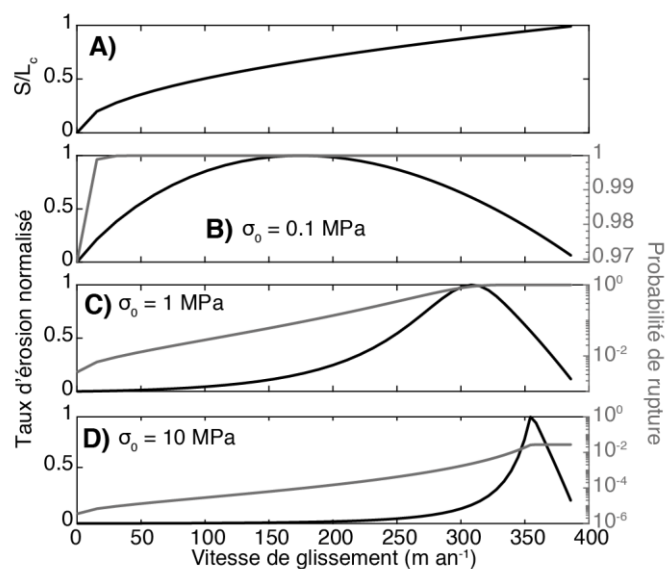


Figure 3.1. Prédiction de la loi d'arrachement en fonction des paramètres décrits au Tableau 3.1 pour (A) la taille relative des cavités, et le taux d'érosion normalisé ainsi que la probabilité de rupture pour des valeurs de $\sigma_0 = 0.1$ MPa (B), $\sigma_0 = 1$ MPa (C), de $\sigma_0 = 10$ MPa (D). Modèle 1 dans le Tableau 3.1

contact (S/L_c) entre la glace et la roche et la probabilité de rupture des zones de faiblesses contenues dans ces portions de roche. La première diminue avec l'ouverture des cavités et réduit la portion de roches disponible pour l'érosion (i.e. $1 - S/L_c$ dans l'équation 3.1), ce qui exerce une rétroaction négative sur l'intensité de l'érosion. La seconde exerce, à l'inverse, une rétroaction positive en augmentant avec la taille relative des cavités à travers la formulation de la contrainte déviatorique (Eq. S4). Dans cette expérience, la probabilité de rupture, p_f , augmente jusqu'à une valeur seuil (Figure 3.1) qui est le résultat de la limite définie sur la contrainte que peut exercer la glace avant de rompre (i.e. σ_n^* Eq. S4) qui est de 10 MPa (Hallet, 1996). Enfin, la gamme de vitesse de glissement capable d'éroder le substrat rocheux est inversement proportionnel à la résistance du substrat rocheux (elle diminue lorsque σ_0 augmente). Cela est illustré par l'augmentation du gradient de probabilité de rupture (p_f , Eq. 3.2). Pour une résistance faible ($\sigma_0 = 0.1$ MPa), la probabilité de rupture est majoritairement autour de 1, alors que pour une résistance forte ($\sigma_0 = 10$ MPa) elle s'échelonne sur plusieurs ordres de grandeurs de 10^{-5} à 10^0 (Figure 3.1). Ce comportement, reflète la nécessité d'atteindre des contraintes (σ_d) suffisamment élevées, favorisées par des tailles de cavités croissantes, pour exploiter les zones de faiblesse dans des substrats rocheux à forte résistance aux contraintes de traction σ_0 (Hallet, 1996; Iverson, 2012).

Dans une deuxième expérience, je me concentre sur le rôle du module de Weibull, m , dans l'équation 3.2, qui représente la densité de niveaux de faiblesse dans le substrat rocheux (Lobo-Guerrero and Vallejo, 2006; Wong et al., 2006). Des expériences en laboratoire testant la résistance de roches diverses à des contraintes appliquées, ont trouvé des valeurs de $m = 1.5$ pour des faluns calcaires très friables et situés à Le Quiou en France (McDowell and Amon, 2000), $m = 2.75$ et $m = 4.23$ pour des gneiss à biotite et des quartzites respectivement (Lobo-Guerrero and Vallejo, 2006). Des valeurs de m entre 1.5 et 5 sont considérées comme reflétant l'ensemble des roches (Iverson, 2012; Wong et al., 2006). Pour cette expérience, je considère trois valeurs de m entre 1.5 et 5 (Tableau 3.1), avec $\sigma_0 = 10$ MPa, simulant ainsi l'érosion par arrachement sur des substrats à forte résistance aux contraintes de traction mais présentant différents degrés de densité de niveaux de faiblesse. La dépendance au volume (V/V_0) est aussi négligée.

Contrairement à une variation de σ_0 , la variation du paramètre m dans l'équation 3.2 ne modifie pas la position du pic d'érosion avec la vitesse de glissement, qui reste à ~ 354 m an⁻¹ (Figure 3.2). En revanche, le paramètre m influence à la fois la probabilité de rupture et la gamme de vitesse pour laquelle l'érosion se produit. En effet, une valeur élevée de m ($m = 5$) est associée à une décroissance rapide de la probabilité de rupture, p_f , avec la vitesse de glissement. Elle décroît d'environ 2×10^{-3} pour une vitesse de ~ 354 m an⁻¹, à zéro pour des vitesses de glissement en dessous de 300 m an⁻¹ (Figure 3.2). Ce taux de décroissance diminue avec m , où une probabilité de rupture de même ordre de grandeur (i.e. 2×10^{-3}) est observée pour des vitesses de moins de 100 m an⁻¹, lorsque m est égal à 1.5 (Figure 3.2). Cela impact les taux d'érosion qui sont encore significatifs pour des vitesses de glissement relativement faibles lorsque m est petit (pour $m = 1.5$, des taux d'érosion équivalent à 10% de la valeur maximale sont encore observés pour des vitesses de glissement de 100 m an⁻¹). Comme dans l'expérience précédente, la

probabilité de rupture, p_f , atteint une valeur seuil contrôlée par la contrainte maximale que peut supporter la glace avant de rompre ($\sigma_n^* = 10$ MPa, Eq. S4 section 3.2). Ainsi, le paramètre m dans l'équation 3.2 participe à augmenter la probabilité de rupture lorsqu'il diminue, reflétant la densité plus importante de niveaux de faiblesse, proxy de la friabilité d'une roche où l'arrachement de blocs est facilité. (Fang and Harrison, 2002; Lobo-Guerrero and Vallejo, 2006; Wong et al., 2006)

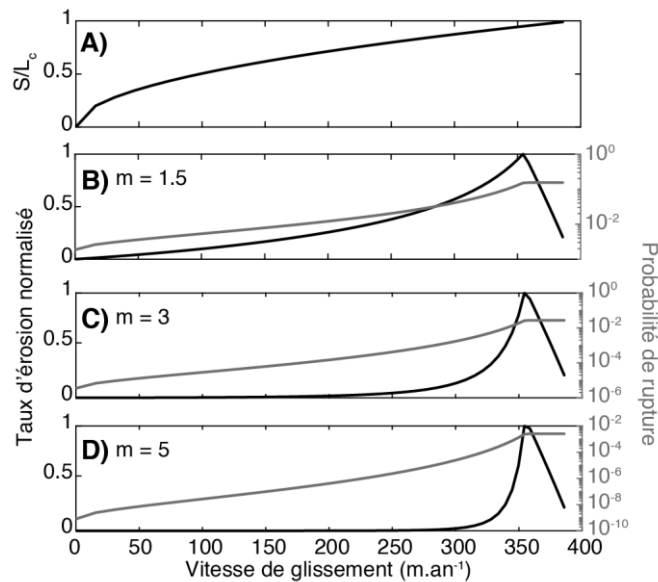


Figure 3.2. Prédications de la loi d'arrachement en fonction des paramètres décrits au Tableau 3.1 pour (A) la taille relative des cavités, et le taux d'érosion normalisé ainsi que la probabilité de rupture pour des valeurs de $m = 1.5$ (B), $m = 3$ (C), de $m = 5$ (D). Modèle 2 dans le Tableau 3.1.

Comme dernière expérience, je choisis d'incorporer la dépendance au volume dans la formulation de la probabilité de rupture (V/V_0 , Eq. 3.2). Le volume caractéristique V_0 par unité de largeur, doit pouvoir contenir la plus grande fracture qui est considérée ici comme de même ordre que le volume défini par la distance entre deux cavités (L_c) et la hauteur des cavités (h_c), à savoir 10 m^2 (Tableau 3.1). Je considère les deux premières expériences (Figure 3.1 et Figure 3.2) en y incorporant le terme V/V_0 (Figure 3.3).

Pour la première, considérant une variation de σ_0 (Figure 3.3A), l'ajout du facteur de volume a peu d'effet sur la probabilité de rupture pour une résistance faible du substrat ($\sigma_0 = 0.1$ MPa). En effet, la diminution du facteur de volume avec la taille des cavités est compensée par l'augmentation du facteur de contrainte différentielle dont les valeurs restent dans une gamme haute entre 10^1 et 10^4 (Figure 3.3A). Ceci permet de garder une probabilité de rupture proche de 1 pour une gamme large de taille de cavité et de vitesse de glissement (Figure 3.3). En revanche, l'effet du facteur de volume sur la probabilité de rupture et les taux d'érosion est plus important lorsque la résistance du substrat augmente. La probabilité de rupture diminue par rapport à l'expérience de référence (Figure 3.1) car le facteur de contrainte différentielle compense moins la diminution du facteur de volume en montrant une gamme de valeurs plus basse entre 10^{-6} et 10^{-2} (Figure 3.3, panneau inférieurs). Cela a pour conséquence de restreindre la gamme de vitesse de glissement pour laquelle une érosion relativement significative se produit. Par

exemple, des taux d'érosion supérieurs à 50 % du taux d'érosion maximal se produisent pour une gamme de vitesses entre 250 et 360 m an^{-1} quand $\sigma_0 = 1 \text{ MPa}$ (Figure 3.1C), et est réduite entre 300 et 370 m an^{-1} lorsque le facteur de volume est considéré. Cela correspond à des tailles relatives de cavités entre 0.80 et 0.95 dans le premier cas, et entre 0.87 et 0.97 dans le second. Enfin, cet effet du facteur de volume est illustré par la diminution de la probabilité de rupture lorsque la contrainte limite que peut exercer la glace sur le substrat (σ_n^* Eq. S4) est dépassée (Figure 3.3A) alors qu'elle restait constante dans le cas de référence (Figure 3.1).

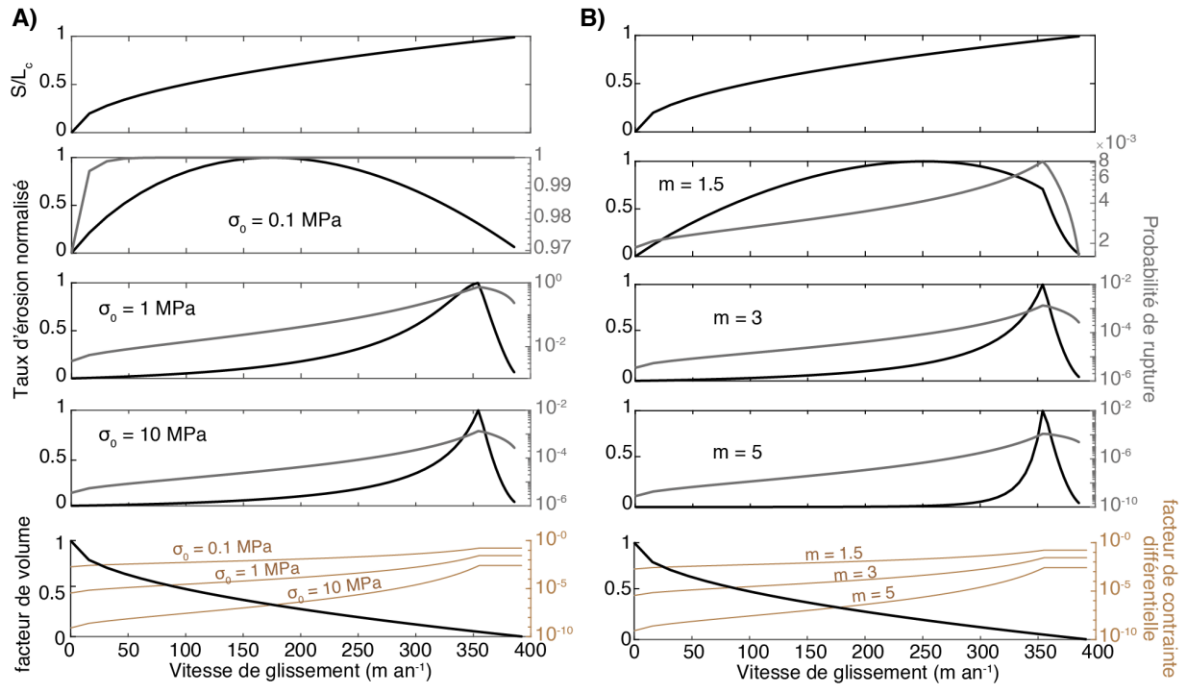


Figure 3.3. Prédiction de la loi d'arrachement en tenant compte du facteur de volume dans l'équation 3.2, pour la taille relative des cavités, et le taux d'érosion normalisé ainsi que la probabilité de rupture pour (A) $\sigma_0 = 0.1 \text{ MPa}$, $\sigma_0 = 1 \text{ MPa}$, de $\sigma_0 = 10 \text{ MPa}$, et (B) pour des valeurs de $m = 1.5$, $m = 3.0$, de $m = 5.0$. Modèles 3 et 4 dans le Tableau 3.1. Les évolutions du facteur de volume (v/V_0) et du facteur de contrainte différentielle $\left(\frac{\sigma_d}{\omega\sigma_0}\right)^m$, en fonction de la vitesse de glissement et de la taille relative des cavités, sont montrées dans les panneaux inférieurs.

Je considère enfin une variation de m comme dans la deuxième expérience (Figure 3.2). Cette configuration des paramètres est identique à celle présentée par Iverson (2012), et donc les résultats présentés ci-après sont discutés dans son étude (Figure 3.3B). Ici, je me concentre sur l'apport du facteur de volume dans l'équation 3.2, dans la relation entre le taux d'érosion et la taille relative des cavités sous-glaciaires. De façon similaire au cas précédent, le facteur de volume diminue la probabilité de rupture par rapport au cas de référence (Figure 3.2). Ceci est observé pour chaque valeur de m , dont la gamme n'est pas assez grande pour compenser cette diminution, comme ce fut le cas pour $\sigma_0 = 0.1 \text{ MPa}$ (Figure 3.3A). En revanche, le facteur de volume a une grande influence ici, sur la localisation du pic d'érosion avec la taille relative des cavités (S/L_e). En effet, pour des valeurs de m faibles (i.e. une grande densité de niveaux de faiblesse) le pic d'érosion est maintenant localisé à une vitesse de glissement $\sim 250 \text{ m an}^{-1}$, correspondant à une taille relative de cavité de ~ 0.80 , alors que ce dernier était situé à une vitesse

de $\sim 354 \text{ m an}^{-1}$ et une taille relative de cavité de ~ 0.95 . Ainsi, le facteur de volume pondère l'érosion en attribuant une probabilité plus élevée lorsque la surface de contact $(1 - S/L_c)$ glace-roche est maximisée. Ceci reflète la probabilité plus importante que le volume de roche considéré, contienne de grandes fractures présentant de fait une résistance à l'arrachement plus faible. Ce rôle du facteur de volume est retrouvé pour des valeurs de m plus grande, bien que pour des valeurs élevées ($m = 5$) cet effet s'estompe (Figure 3.3B).

Ainsi, la loi d'arrachement proposée par Iverson (2012) relie ce mécanisme d'érosion aux propriétés du substrat rocheux sous-glaciaire, via (1) un facteur de volume qui relie la probabilité de rupture d'une masse de roche soumise à des contraintes à la notion « un volume de roche plus grand a plus de chance de contenir de larges fractures diminuant ainsi sa résistance à l'arrachement », et (2) un facteur de contrainte différentielle qui relie cette probabilité à la notion de résistance moyenne du substrat aux contraintes de traction et à la densité de niveaux de faiblesses présents (i.e. foliation, taille de grains). Ces deux facteurs agissent de façon opposée, le facteur de volume diminuant la probabilité de rupture à mesure que la taille des cavités sous-glaciaire augmente, et le facteur de contrainte différentielle participe à l'augmenter, car les contraintes exercées sur le substrat augmentent lorsque la surface de contact glace-roche diminue.

3.4.2 Le rôle des fractures sur la morphologie des fjords

Je poursuis ici l'analyse du rôle des propriétés mécaniques du substrat rocheux sur la morphologie des fjords, prédits par la loi d'arrachement d'Iverson (2012), dans le modèle de fjords iSOSIA (voir section 3.2). Alors que l'analyse présentée en section 3.2, se focalise sur le rôle de la résistance moyenne du substrat rocheux aux contraintes de traction (σ_0 , Eq. 4) et à la densité de niveau de faiblesse (m , Eq. 4), qui représentent les propriétés lithologiques (i.e. taille de grain, foliations, texture), je considère ici un contrôle structural via l'incorporation du facteur de volume. Ainsi l'équation 4 (section 3.2) devient équivalente à l'équation 3.2 pour la probabilité de rupture. Ce facteur de volume, $\frac{V}{V_0}$, diminue la probabilité de rupture à mesure que la surface de contact glace-roche diminue, justifiant que la probabilité d'exploiter des fractures orientées de façon optimale pour l'érosion diminue. Ainsi, ce facteur reflète un contrôle structural plutôt que lithologique.

Pour explorer ce contrôle structural, j'utilise l'équation 3.2 avec le facteur de volume, et considère les expériences présentées en section 3.2, avec une variation du module de Weibull, m (Figure 6). Le volume de roche V est défini par la taille des cavités et la surface de contact ($V = h_c(L_c - S)$), et le volume caractéristique, $V_0 = h_c L_c$, est assez large pour contenir la plus grande fracture définie comme égale à la distance entre cavités L_c (Iverson, 2012).

Les relations profondeur-largeur de fjords obtenues pour des incisions similaires (niveau de référence de $\sim 1300\text{m}$; section 3.2), ne montrent pas de différences significatives de largeur de fjords lorsque le facteur de volume est pris en compte pour les expériences considérant une faible et une forte résistance du substrat rocheux. En effet, les moyennes restent ~ 10.5 et ~ 12.5 km, respectivement (Figure 3.4). Une légère différence est observée pour la profondeur des fjords où, dans le cas d'une forte résistance du substrat ($m = 4.2$) la moyenne passe de 0.69 km à 0.65 km pour les expériences considérant ou non le facteur de volume ; et de ~ 0.66 km à ~ 0.61 km dans le cas d'une faible résistance ($m = 1.5$). Les différences topographiques (Δz) entre les expériences avec et sans le facteur de volume montrent, que l'incision du fjord situé à ~ 80 km de distance verticale (Fjord 1 ; Figure 3.4) est plus grande avec le

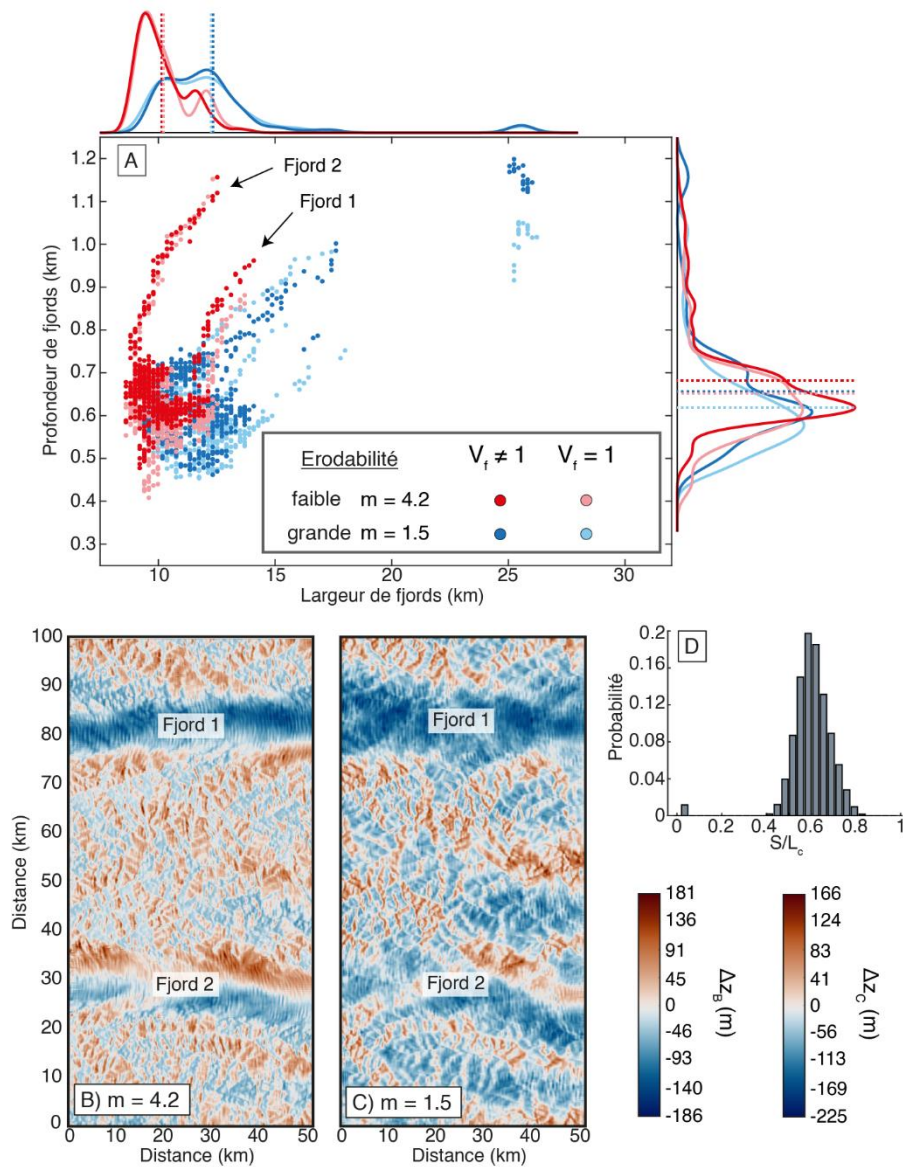


Figure 3.4. (A) Relation profondeur-largeur de fjords résultants d'une érosion contrôlée par une variation du module de Weibull m et par le facteur de volume (V_f) reflétant la présence de fractures (équation 3.2). Les différences de topographies résultantes des modèles sans (z_1) et avec (z_2) le facteur de volume sont comparées dans le cas (B) d'une faible érodabilité, $m = 4.2$; et (C) d'une forte érodabilité, $m = 1.5$. $\Delta z_{B,C} = z_1^{B,C} - z_2^{B,C}$. En rouge, l'altitude du substrat rocheux $z_2 > z_1$, en bleu $z_1 > z_2$. La distribution totale des tailles relatives des cavités (S/L_c) suivie au cours des expériences est montrée en (D). Ces tailles relatives sont limitées entre 0.4 et 0.8.

facteur de volume que sans, pour les deux résistances du substrat (Figure 3.4B-C). En revanche, pour une forte résistance ($m = 4.2$; Figure 3.4B), la largeur du fjord situé à ~ 30 km de distance verticale (Fjord 2), ne varie pas, bien que l'érosion des flancs soit différente avec ou sans le facteur de volume. En effet, dans le cas où le facteur de volume est considéré, l'érosion est localisée préférentiellement sur le flanc droit du fjord (bleue, Figure 3.4B), mais est délaissée sur le flanc gauche (rouge, Figure 3.4B). L'inverse est vrai pour le cas sans le facteur de volume. Ainsi les différences topographiques de ~ 181 m et ~ 186 m de part et d'autre des flancs du fjord, se compensent et sa largeur ne change donc pas ou peu entre les deux expériences (Figure 3.4B). Cet effet n'est pas observé dans le cas d'une faible résistance du substrat ($m = 1.5$; Figure 3.4C) où la largeur du fjord varie légèrement entre les expériences avec et sans le facteur de volume (Figure 3.4A).

Ces variations faibles de morphologie des fjords entre les expériences considérant ou non le facteur de volume, contrastent avec les résultats présentés dans la section précédente, où le facteur de volume impacte la position du pic d'érosion dans le cas d'une forte érodabilité considérée via le paramètre m (Figure 3.3B). J'explique cela, par la gamme de taille relatives des cavités, S/L_c , finalement obtenue dans les modèles de fjords dans iSOSIA. En effet, dans ces expériences cette gamme est limitée à des valeurs entre 0.4 et 0.8 (Figure 3.4D). Dans les expériences décrites à la Figure 3.3, les relations entre la taille relative des cavités et le taux d'érosion sont montrées pour une gamme allant de 0 à 1. Ainsi, dans les modèles de fjords simulés avec iSOSIA, les taux d'érosion augmentent jusqu'à des tailles relatives de cavités de ~ 0.6 puis diminuent pour des tailles plus grandes pour une résistance faible du substrat ($m = 1.5$; Figure 3.5B), ce qui diffère des prédictions faites dans les expériences de la section précédente, qui prédisent une diminution de l'érosion pour la gamme de taille relative de cavité considérée (entre 0.4 et 0.8, Figure 3.3B). Une relation similaire est observée dans le cas d'une résistance forte du substrat ($m = 4.2$; Figure 3.5A) mais est plus en accord avec les prédictions précédentes

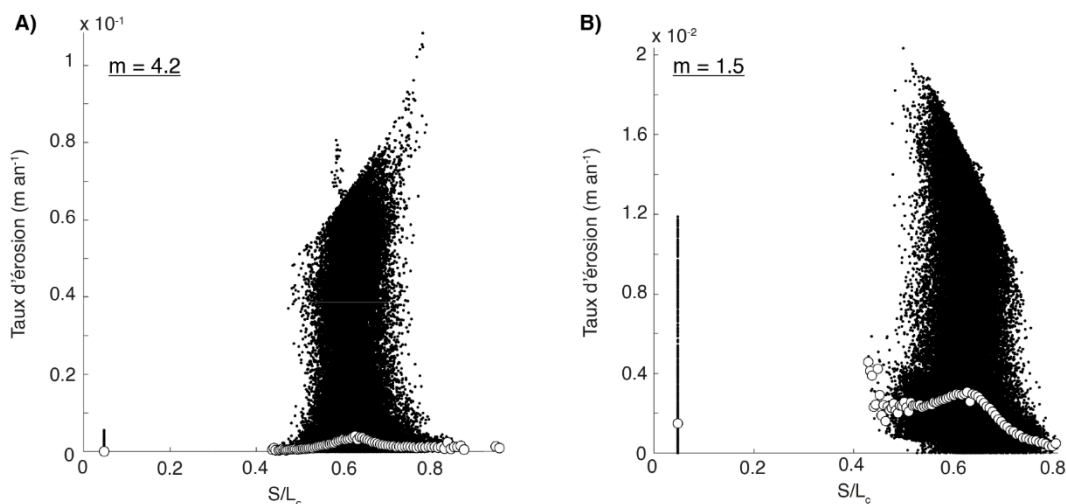


Figure 3.5. Relation entre taux d'érosion et taille relative des cavités (S/L_c) pour les modèles de fjords considérant le facteur de volume, $\frac{v}{v_0}$ dans l'équation 3.2, et une variation du module de Weibull pour une faible érodabilité $m = 4.2$ (A) et une forte érodabilité, $m = 1.5$ (B). Les ronds blancs montrent les moyennes des taux d'érosion pour chaque tranche de taille relative de cavités (variable).

(Figure 3.3B), pour la gamme de taille relative des cavités observées (Figure 3.4D). Pour les deux érodabilité, le taux d'érosion est maximal autour d'une taille relative de cavité sous-glaciaire de ~ 0.6 (Figure 3.5).

Ainsi, l'ajout du facteur de volume reflétant le rôle de fractures sur la résistance du substrat rocheux n'a pas amené des changements significatifs de morphologie de fjord, des expériences supplémentaires considérant une gamme plus large de cavité sous-glaciaire devront être menées pour explorer davantage le rôle du facteur de volume dans la loi d'arrachement proposée par (Iverson, 2012). Toutefois, il est à noter que ces résultats n'entre pas en contradiction avec les observations où l'espacement entre fractures (considéré ici implicitement à travers la distance entre les cavités L_c , $V_0 = h_c L_c$), conditionne la probabilité d'arrachement par bloc (e.g. Becker et al., 2014; Dühnforth et al., 2010). Ici, l'espacement est trop large pour avoir un effet supérieur au facteur de contrainte différentielle. Dans les expériences présentées dans cette section, le facteur de volume joue donc un rôle mineur dans la distribution de l'érosion avec la taille relative des cavités, où le facteur de contrainte différentielle contribue majoritairement.

3.4.3 Les relations érosion et vitesse de glissement basal

La loi d'arrachement d'Iverson (2012) simplifiée dans l'étude, néglige le rôle du facteur de volume (section 3.2, Eq. 4), et considère uniquement le rôle du facteur de contrainte différentielle. Je reviens ici, aux prédictions de cette loi d'arrachement simplifiée, quant à la relation entre taux d'érosion et vitesse de glissement basal qui est souvent le facteur considéré pour calibrer les lois d'érosion à partir de mesures de flux sédimentaires sortants des systèmes glaciaires (e.g. Hallet et al., 1996; Herman et al., 2015).

Pour chacun des modèles considérés dans l'étude (section 3.2), j'extrai les taux d'érosion et les vitesses de glissement basal en fin de simulation (i.e. prédits par iSOSIA), et calibre des lois puissances aux distributions observées. Le but est d'obtenir une loi d'érosion de la forme de celle formulée pour l'abrasion (Eq. 1, section 3.2 ; Figure 3.6). Les deux coefficients des lois puissances, l'intercept et l'exposant, varient de façon opposée, à la résistance du substrat rocheux. Dans le cas d'une augmentation de la résistance moyenne du substrat aux contraintes de traction (σ_0 , Eq. 4, section 3.2), les coefficients s'échelonnent de 2×10^{-3} à 3×10^{-4} pour l'intercept, et de 1.01 à 1.9, pour l'exposant (Figure 3.6A-C). Ainsi, la loi d'arrachement prédit que l'intercept (i.e. la constante d'érodabilité, Eq. 1) décroît inversement à la résistance du substrat mais que la non-linéarité de l'érosion par rapport à la vitesse de glissement basal augmente, elle, avec la résistance du substrat. Un comportement similaire des coefficients est observé lorsque m varie dans l'équation 4 (section 3.2 ; Figure 3.6D-E), avec un intercept variant entre 8×10^{-4} et 1×10^{-4} , et un exposant s'échelonnant de 1.53 à 2.4. A noter qu'une rétroaction négative sur l'érosion se produit pour des vitesses élevées (Figure 3.6E). Cela est produit par la compétition entre la diminution de la surface de contact (S/L_c) et la probabilité de rupture (p_f) qui

devient constante du fait de la contrainte limite imposée avant que la glace rompe (Figure 3.2). Cette rétroaction négative sur l'érosion s'efface lorsqu'une distribution variable de la rugosité du substrat est définie (Iverson, 2012), et est donc peu probable de se produire dans la nature.

Ainsi, la loi d'arrachement considérée ici (Eq. 3-4, section 3.2) prédit que la lithologie affecte à la fois l'intercept et l'exposant des lois puissances, où l'effet est majoritairement contrôlé par une variation de l'exposant. Ceci est concordant avec les conclusions de Iverson, (2012) et Ugelvig et al. (2016) qui suggèrent de varier l'exposant des lois puissances lorsque l'effet lithologique est étudié. Des inférences de taux d'érosion à l'exutoire de bassins glaciaires montrent des exposants de ces lois puissances qui varient entre 1 et 4 (Cook et al., 2020; Herman et al., 2015; Humphrey and Raymond, 1994). Cette large gamme, est ainsi susceptible de refléter la dominance relative entre les processus d'érosion par abrasion, où l'exposant est généralement considéré autour de 2, et le processus d'arrachement qui montre une gamme large d'exposant (0.4-2.5 ; Iverson, 2012).

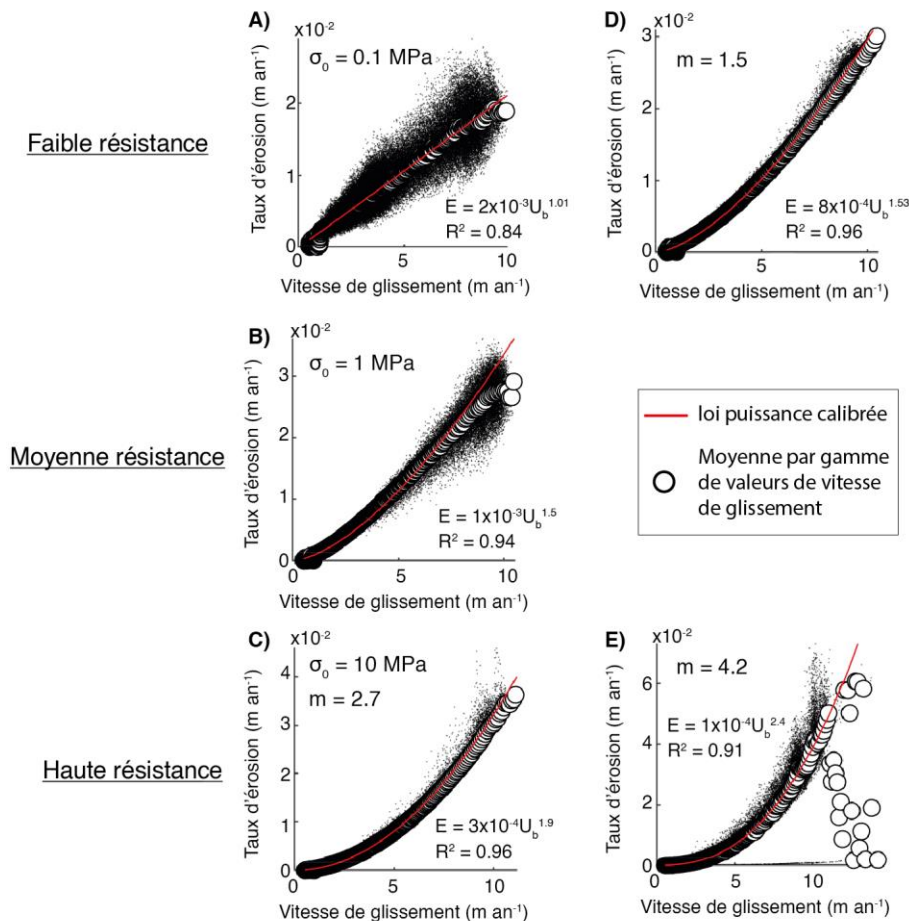


Figure 3.6. Relations entre taux d'érosion et vitesse de glissement basal pour les modèles de fjords iSOSIA considérant différentes résistances du substrat rocheux. (A-C) La résistance du substrat rocheux est déterminée à travers une variation du paramètre σ_0 de la loi d'arrachement (Eq. 3.2), et (D-E) à travers une variation du module de Weibull m (Eq. 3.2). A noter, que les qualificatifs de résistance (faible, moyenne, haute) sont relatifs aux modèles considérés, ainsi la haute résistance définie par $\sigma_0 = 10$ MPa pour $m = 2.7$, devient la moyenne résistance dans le cas des expériences considérant une variation du paramètre m (C). Pour chaque distribution, des lois puissances sont calibrées sur les taux d'érosion moyens dans chaque gamme de vitesse de glissement, et les coefficients sont retenus.

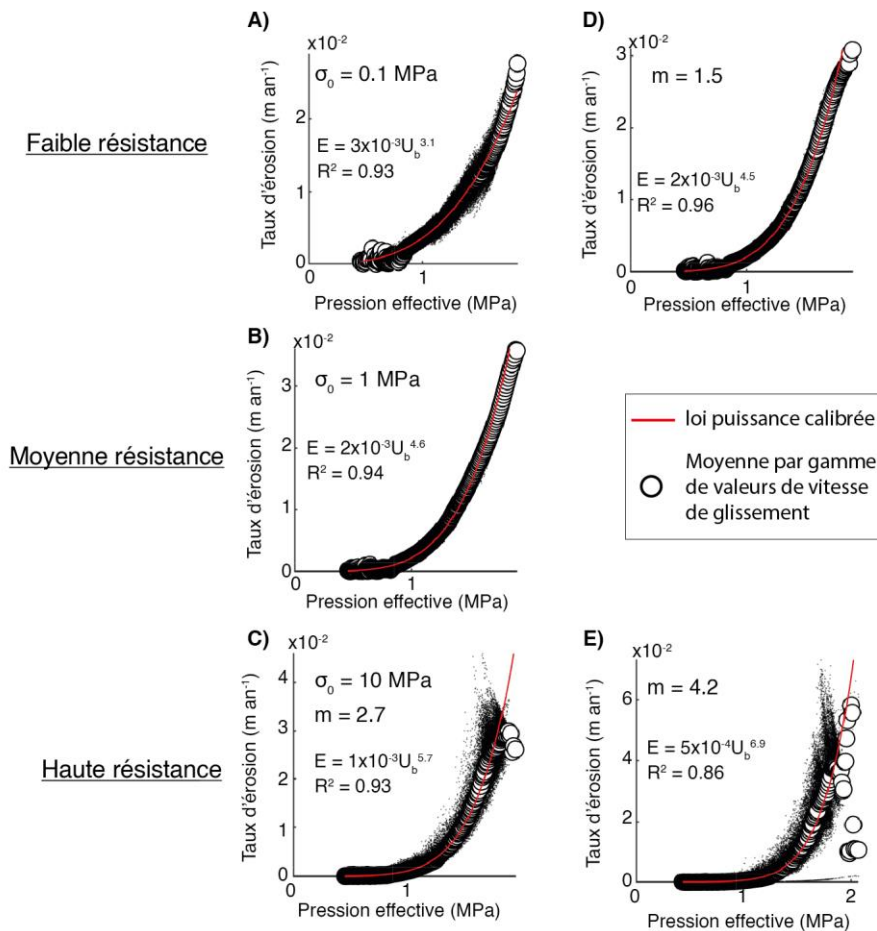


Figure 3.7. Relations entre taux d'érosion et pression effective pour les modèles de fjords iSOSIA considérant différentes résistances du substrat rocheux. (A-C) La résistance du substrat rocheux est déterminée à travers une variation du paramètre σ_0 de la loi d'arrachement (Eq. 3.2), et (D-E) à travers une variation du module de Weibull m (Eq. 3.2). A noter, que les qualificatifs de résistance (faible, moyenne, haute) sont relatifs aux modèles considérés, ainsi la haute résistance définie par $\sigma_0 = 10$ MPa pour $m = 2.7$, devient la moyenne résistance dans le cas des expériences considérant une variation du paramètre m (C). Pour chaque distribution, des lois puissances sont calibrées sur les taux d'érosion moyens dans chaque gamme de pression effective, et les coefficients sont retenus.

Dans les modèles iSOSIA réalisés ici, la vitesse de glissement basal dépend de la pression effective, N , de façon inversement proportionnelle, qui elle-même est fonction de la vitesse de glissement (Eq. S9-S11, section 3.3). De plus, la pression effective intervient dans la formulation de la contrainte déviatorique σ_d , dans la loi d'arrachement (Eq. S10, section 3.3). Ainsi, une dépendance de l'érosion à la pression effective est attendue. J'extrait donc de la même manière que pour la vitesse de glissement, les taux d'érosion par rapport à la pression effective (Figure 3.7). Les coefficients des lois puissances montrent une relation inverse avec la résistance du substrat pour l'intercept, et une relation positive pour l'exposant. Dans le cas d'une variation de la résistance moyenne du substrat aux contraintes de traction (σ_0 , Eq. 4, section 3.2), les coefficients varient de 3×10^{-3} à 1×10^{-3} pour l'intercept, et de 3.1 à 5.7, pour l'exposant (Figure 3.7A-C). Dans le cas d'une variation du module de Weibull m (Eq. 4, section 3.2), l'intercept varie de 2×10^{-3} à 5×10^{-4} , et l'exposant de 4.5-6.9 (Figure 3.7D-E). Ainsi la loi d'arrachement prédit une plus grande dépendance de l'érosion à la pression effective qu'à la vitesse de glissement basal, via l'exposant des lois puissances. Cela est en accord avec les observations d'études précédentes qui

pointent l'hydrologie sous-glaciaire comme facteur de contrôle des taux d'érosion par arrachement de blocs (e.g. Beaud et al., 2014; Cohen et al., 2006; Hallet, 1996; Herman et al., 2011; Iverson, 1991; Ugelvig et al., 2018). En effet, des fluctuations de pression d'eau dans les cavités contrôlent l'intensité des contraintes déviatoriques exercées sur le substrat rocheux, et favorisent la croissance des fractures (Iverson, 1991). Toutefois, à savoir si la forte dépendance à la pression effective (e.g. avec un exposant ~ 7 pour une forte résistance à l'érosion, $m = 4.2$; Figure 3.10E) inférée ici, est bien retrouvée dans les systèmes naturels, est difficile à contraindre. En effet, alors que les mesures et estimations des vitesses de glissement des glaciers sont relativement simples (Cook et al., 2020; Herman et al., 2015), l'accès limité du socle des glaciers ne permet pas des mesures systématiques de pression d'eau dans les cavités (Cohen et al., 2006).

La relation entre la vitesse de glissement basal et la pression effective considérée dans les modèles iSOSIA présentés ici (Eq. S11 ; section 3.3), rend les deux facteurs parfaitement anti-corrélés. Cependant, des temps de latence entre le pic de vitesse de glissement et la chute de pression effective ont été mis en évidence dans des expériences incorporant des fluctuations de pression d'eau (Ugelvig et al., 2018). Ainsi, la définition simple considérée ici tend à être conservatrice sur les taux d'érosion.

3.5 Discussion et conclusions

3.5.1 Limites du modèle d'arrachement dans iSOSIA

La loi d'arrachement proposée par Iverson (2012) a une formulation complexe qui requiert des hypothèses pour l'implémentation dans un modèle d'évolution de paysage, quant à (1) la rugosité du substrat rocheux, exprimée à travers la hauteur des seuils topographiques et de la distance entre ces derniers (i.e les paramètres h_c et L_c dans l'équation 3.2), et (2) la configuration du système hydrologique sous-glaciaire, où la pression d'eau contrôle l'extension des cavités sous-glaciaire et l'intensité des contraintes déviatoriques à l'aplomb des cavités via la pression effective (i.e. N ; Eq. S7-8, et Eq. S4). Dans les modèles iSOSIA (section 3.2 et 3.4), j'ai donc implémenté cette loi d'arrachement en faisant des simplifications qu'il me semble important de mentionner ici.

Premièrement, les taux d'érosion dans chaque cellule du modèle sont dimensionnés simplement par une constante de proportionnalité k (Eq. 3.2). Ainsi, l'hypothèse implicite que je fais est de considérer une taille homogène de cavités sous-glaciaires à une échelle inférieure à celle des cellules du modèle (i.e. égale à 200x200 m), représentée par S , la taille moyenne des cavités sous-glaciaires de la cellule. Ceci est cependant nécessaire lorsque l'on modélise l'érosion à large échelle spatiale comme c'est le cas ici. D'autres auteurs ont cependant utilisé cette loi en considérant une topographie à l'échelle d'une seule cellule d'un modèle, et en calculant des taux d'érosion émergents des volumes de roche soumises aux contraintes contrôlés par la taille des cavités sous-glaciaires, et ainsi évaluer la sensibilité de cette loi à des paramètres tels que la pression effective, la pente régionale, et la vitesse de glissement (Ugelvig et al., 2016). Dans les modèles que j'ai présentés ici, j'ai considéré une distance moyenne constante entre

cavités (L_c , Tableau S2). Cependant, cette taille moyenne peut être définie pour chaque cellule du modèle à partir d'une distribution fractale a priori de la topographie à l'échelle d'une cellule du modèle (Iverson, 2012), où manuellement, pour explorer le rôle de l'espacement de fractures par exemple (Becker et al., 2014; Dühnforth et al., 2010). J'ai choisi de suivre Ugelvig et al. (2016), en définissant la hauteur moyenne des cavités au niveaux des seuils topographiques comme diminuant linéairement avec la pente régionale (i.e. calculée à la résolution du modèle), jusqu'à une valeur seuil positive (Eq. S10, section 3.3). Ainsi, la taille des cavités dépend également de la pente, ce qui est appuyé par des observations (Kamb, 1987).

Deuxièmement, je considère un modèle hydrologique simple où le flux d'eau est déterminé comme égal à 10% du flux de glace dans chaque cellule du modèle. De plus, je suppose un système de drainage composé uniquement de cavités dont la taille est calculée pour un système à l'état d'équilibre (Iverson and Petersen, 2011; Kamb, 1987). Des études quantifiant l'impact des fluctuations de pression d'eau, à différentes échelles de temps (journalière, hebdomadaire, saisonnière, et annuelle) montrent cependant un rôle important des régimes transitoires sur l'intensité de l'érosion (Beaud et al., 2014; Cohen et al., 2006; Iverson, 1991; Ugelvig et al., 2018). En effet, la viscosité importante de la glace ne lui permet pas de s'adapter aux fluctuations rapides de pression d'eau dans les cavités. Un régime transitoire où la pression d'eau dans les cavités ne supporte plus le poids exercé par la glace qui est remplacé par de l'air, augmente les contraintes déviatoriques sur les substrats rocheux et augmente l'érosion. Cet effet de régime transitoire est susceptible de modifier la position du pic d'érosion pour des tailles relatives de cavités (S/L_c), et donc modifier la morphologie long-terme des fjords, par rapport à un modèle hydrologique restreint à une définition d'un système de cavitation à l'équilibre. Cependant, l'implémentation de ces variations hydrologiques à hautes fréquences temporelles dans les modèles d'évolution de paysage sur de grandes échelles de temps comme les modèles présentés dans ce chapitre, reste aujourd'hui très compliqué et demanderait de grandes puissances de calculs. Ainsi, les formulations de modèle hydrologiques à l'équilibre restent pour le moment une option raisonnable.

3.5.2 Le rôle de la lithologie sur la morphologie des vallées glaciaires

La résistance des substrats rocheux à l'érosion est contrôlée par diverses propriétés comme la taille des grains qui détermine la cohésion (pour les roches sédimentaires ; Wong et al., 2006), la présence de plans de foliation (dans le cas des roches métamorphiques ; Lobo-Guerrero and Vallejo, 2006), la porosité (Boulton, 1979), la stratification (Kelly et al., 2014), qui sont toutes des propriétés de nature lithologiques. Des propriétés de nature structurale comme les fractures, participent également à la fragilité globale des substrats rocheux, où leur faible espacement et leur orientation dans la direction d'écoulement de la glace, favorisent l'érosion par arrachement de blocs (Becker et al., 2014; Dühnforth et al., 2010; Krabbendam and Glasser, 2011; Woodard et al., 2019), et contrôlent la direction des vallées glaciaires (Glasser and Ghiglione, 2009; Nesje and Whillans, 1994; Randall, 1961). Ces propriétés

déterminent l'efficacité relative des processus d'érosion par abrasion et par arrachement de blocs (Becker et al., 2014; Kelly et al., 2014; Krabbendam and Bradwell, 2014).

Les résultats présentés dans ce chapitre, montrent un contrôle lithologique dans la morphologie des fjords mais plus largement des vallées glaciaires, et plus particulièrement sur leur élargissement. Ces résultats confortent de précédentes observations faites au Groenland (Lane et al., 2016; Swift et al., 2008), en Islande (Brook et al., 2004), en Ecosse (e.g. Brook et al., 2004; Krabbendam and Glasser, 2011), et en Nouvelle-Zélande (e.g. Augustinus, 1992b). Toutefois, ces modifications de morphologie des vallées glaciaires n'ont pu être obtenues qu'en considérant une loi d'érosion par arrachement où des seuils sont appliqués à l'érosion, via les propriétés du substrat rocheux tels que la résistance aux contraintes de traction, à la densité de niveaux de faiblesse tels que les plans de foliations. En revanche, une loi d'abrasion où l'érosion suit une loi puissance de la vitesse de glissement basal (Eq. 1, section 3.2) et généralement modélisée dans les modèles numériques, ne produit pas de changements morphologiques à travers la constante d'érodabilité. Ainsi, l'effet lithologique pointé ici sur l'élargissement des vallées glaciaires semble principalement agir via le mécanisme d'arrachement de blocs. Cela conforte l'inférence de certains auteurs sur l'existence possible d'un mécanisme d'arrachement latéral participant à l'élargissement de « megagrooves », qui sont des objets d'échelle kilométrique de forme linéaire créés par l'écoulement de glace, mais étendu aux vallées glaciaires (Krabbendam and Bradwell, 2011).

Toutefois, nous avons considéré une loi d'abrasion simple, reliant l'érosion par abrasion à la vitesse de glissement basal. D'autres facteurs contrôlent le processus d'abrasion, comme la concentration de débris (Hallet, 1981, 1979b). L'érosion augmente avec la concentration de débris, mais celle-ci peut également protéger le substrat rocheux de l'érosion lorsqu'elle est trop importante. Ce double effet est susceptible de faire émerger des contrastes importants de taux d'érosion à la fois spatialement (i.e. contrôlés par la distribution des débris d'érosion) et temporellement en limitant l'érosion glaciaire par le dépôt de couches sédimentaires (i.e. tills) à la base des glaciers. Dans ce dernier cas, l'érosion glaciaire est limitée par le taux d'évacuation des sédiments car le glacier doit libérer le substrat rocheux des couches sédimentaires sus-jacentes avant de pouvoir l'éroder à nouveau.

La lithologie, en définissant les propriétés mécaniques des substrats rocheux et ainsi leur résistance aux processus d'érosion des glaciers, contrôle en partie la morphologie des vallées glaciaires. En élargissant les vallées dans le cas de substrats à faible résistance, la lithologie est donc susceptible de jouer un rôle clé dans la dynamique et la stabilité des calottes glaciaires. En effet, des vallées plus larges favorisent l'écoulement de la glace via les contraintes motrices (i.e. contrainte de cisaillement) en réduisant l'impact des flancs de vallées à réduire les vitesses d'écoulement des glaciers confinés via les contraintes membranaires (Hindmarsh, 2006), et donc le drainage des calottes glaciaires (Benn and Evans, 2014). Cela actionne également une boucle d'entraînement où l'écoulement plus rapide de glace

génère plus de chaleur sous l'effet d'une friction plus importante à la base, qui favorise la fonte basale de glace et contribue davantage à la vitesse de glissement (Bennett, 2003). Certains auteurs ont suggéré un rôle de l'insertion des fjords dans l'amplification des cycles glaciaires de 40 ka à 100 ka observée au Pléistocène ~1.5 Ma (Kessler et al., 2008). Ainsi, la lithologie, en contrôlant la morphologie des fjords, pourrait avoir joué un rôle dans cette transition climatique.

Enfin, ce rôle lithologique dans l'élargissement des vallées glaciaires peut avoir un effet significatif sur les estimations des taux d'érosion via, e.g. l'approche du relief géophysique (Van Der Beek and Bourbon, 2008; Champagnac et al., 2007; Steer et al., 2012) où cet élargissement des vallées n'est pas pris en compte. Similaire, à l'érosion des plateaux par la glace dans les stades précoces des glaciations (Egholm et al., 2017), l'élargissement des flancs de vallées par les glaciers apporte une composante supplémentaire aux flux sédimentaires qui se retrouvent ultimement dans les bassins de dépôt, dont l'épaisseur des séquences sédimentaires est utilisée pour inférer des taux d'érosion (Zhang et al., 2001), et pourrait expliquer les flux sédimentaires excédents (non-expliqué par l'incision seule des fjords ; Nielsen et al., 2009; Steer et al., 2012) démontrant ainsi l'efficacité de l'érosion glaciaire.

3.5.3 Le rôle de la topographie

La topographie exerce également un contrôle fort sur la morphologie des vallées glaciaires en confinant les glaciers dans les vallées (Kessler et al., 2008). En effet, les paysages de surface décapées par la glace montrant des linéations à l'échelle kilométriques, sont observées aux endroits à faible relief (Jamieson et al., 2014; Lane et al., 2016; Sugden, 1974), alors que l'insertion des fjords est attribuée plutôt à un fort relief, confinant les glaciers des vallées initialement fluviales (Jamieson et al., 2014; Sugden, 1974). De plus, la topographie et notamment l'espacement initial des vallées fluviales avant glaciation, ainsi que leur orientation par rapport à la direction d'écoulement des principaux flux de glace, influencent la capacité des calottes glaciaires à augmenter le relief (Egholm et al., 2017). En effet, des simulations numériques suggèrent une transition entre diminution et augmentation du relief local pour un espacement de vallée compris entre 1 et 3 km (Egholm et al., 2017; Pelletier et al., 2010).

Dans ce chapitre, je n'ai pas quantifié de manière systématique le relief résultant de l'insertion de fjords sous diverses résistances du substrat rocheux à l'érosion. Cependant, nous avons exploré dans notre étude, l'impact du relief sur l'élargissement des fjords par contrôle lithologique (section 3.3). L'élargissement préférentiel dans des substrats à faible résistance à l'érosion a été observé comme étant indépendant du relief initial (Figure S8-9, section 3.3). Toutefois, il convient de mentionner que dans le cas d'un relief initial faible considéré à 500 m, le relief maximum observé en fin de simulation pour des substrats à faible résistance ne dépasse pas 200 m, et donc le relief local a diminué (Figure S8, section 3.3). Cette réduction du relief est favorisée par la topographie initiale faible, qui permet une érosion glaciaire significative répartie sur l'ensemble du modèle. En effet, la glace étant moins contrainte par la topographie, les zones inter-vallées sont couvertes de glace épaisse qui favorise une fonte basale

permettant le glissement et l'érosion. Ainsi, les modèles avec un faible relief initial (500 m) ne montrent pas de zones de glace à base froide avec des vitesses nulles de glissement qui protègent le substrat de l'érosion (Figure S9, section 3.3), et l'abandon des plateaux au profit des fjords n'est pas observé (Egholm et al., 2017). Ainsi, bien que la lithologie joue un rôle dans la morphologie des vallées glaciaires, la topographie préglaciaire est également un facteur déterminant dans l'évolution du relief (Egholm et al., 2017; Pelletier et al., 2010), et la dynamique des calottes glaciaires (Jamieson et al., 2008; Kessler et al., 2008).

3.5.4 Impact lithologique sur les données de thermochronologie basse-température

Je n'ai pas exploré ici, l'impact de l'élargissement des fjords (i.e. contrôlé par la lithologie), sur la distribution spatiale des âges de thermochronologie basse-température, cependant il me paraît intéressant d'en mentionner un effet potentiel. La distribution des températures proches surface au sein de la croûte terrestre est influencée en partie par le relief ainsi que la longueur d'onde de la topographie (Braun, 2002b, 2002a; Braun et al., 2012; Ehlers, 2005). Une longueur d'onde d'environ 10 km est suffisante pour impacter significativement les isothermes jusqu'au moins 50°C, qui montrent une courbure mimant les contours topographiques. Cette perturbation des isothermes, contrôlée par la topographie, comprime les isothermes sous les vallées, augmentant le gradient géothermique localement, alors qu'il diminue sous les sommets. Cela a pour conséquence d'impacter les températures de fermeture des thermochronomètres tels que l'(U-Th)/He ou les traces de fission sur apatite (Ehlers, 2005), et donc les relations âge-altitude.

Si l'élargissement d'une vallée par érosion glaciaire est assez rapide pour contrebalancer le rééquilibrage des isothermes, les âges thermochronologiques sur les flancs de vallées vont rajeunir montrant ainsi une rupture de pente dans la relation âge-altitude où les âges jeunes seront observés aux moyennes altitudes (Densmore et al., 2007). Or les ruptures de pentes dans les relations âge-altitude sont souvent interprétées comme une accélération d'exhumation (Fitzgerald and Malusà, 2019), ce qui amènerait, dans ce cas, à une interprétation erronée de l'histoire d'exhumation des roches affleurantes. L'impact de l'érosion glaciaire sur la structure thermique de la croûte, et par extension sur la distribution spatiale des âges thermochronologiques, peut être exploré à travers le coulage d'un modèle numérique d'évolution de paysage avec un modèle thermique capable de prédire l'évolution des températures crustales contraintes par une topographie changeante (Braun et al., 2012). Une telle approche a le potentiel, d'améliorer notre compréhension de l'impact de l'érosion sur les données de thermochronologie et les inférences de changement de relief associées.

Chapitre 4 :

MODELISATION DE L'IMPACT DES SOURCES
ET DU TRANSPORT DES SEDIMENTS PAR LES
GLACIERS SUR LES DONNEES DE
THERMOCHRONOLOGIE DETRITIQUE

4 Modélisation de l'impact des sources et du transport des sédiments par les glaciers sur les données de thermochronologie détritique

4.1 Motivations et résumé étendu de l'étude

Comme je l'ai mentionné dans l'avant-propos, l'un des objectifs initiaux de la thèse était de réaliser des analyses thermochronologiques, notamment des analyses (U-Th)/He sur des sables collectés à travers la côte Nord-Est du Groenland pour (1) caractériser la distribution spatiale moyenne de l'érosion glaciaire des bassins échantillonnés, et (2) estimer des taux d'érosion moyennés à l'échelle des bassins glaciaires, puis inférer des histoires thermiques à partir des données thermochronologiques détritiques grâce à une nouvelle méthode développée par Gallagher et Parra (2020). La thermochronologie appliquée sur des sables (i.e. thermochronologie détritique) présente l'avantage de pouvoir analyser des grains dont la source est située sous les glaciers, et dont l'accès est fortement restreint pour la thermochronologie de socle (les grains, e.g. d'apatite, sont échantillonnés à l'affleurement). Ainsi, en pratique, l'analyse détritique a le potentiel d'intégrer une gamme plus large d'âges et donc de représenter au mieux la distribution d'âge du bassin de drainage étudiée (Grabowski et al., 2013). En revanche, cette méthode est sujette à des biais d'échantillonnage liés à (1) la distribution des sources des minéraux cibles (i.e. fertilité minérale ; Malusà et al., 2016; Moecher and Samson, 2006), (2) à la distribution spatiale de l'érosion, source des sédiments disponibles pour l'échantillonnage (Brewer et al., 2003; Whipp et al., 2009), et (3) aux processus de transport qui distribuent et trient les sédiments à l'intérieur du bassin de drainage (Malusà et al., 2016; Malusà and Garzanti, 2019).

En parallèle de ces analyses de terrain, des explorations numériques étaient donc envisagées afin de mieux comprendre l'effet du transport glaciaire sur la distribution des sédiments, par exemple au front d'un glacier, là où souvent sont collectés les sédiments pour les analyses (e.g. Enkelmann et al., 2009; Grabowski et al., 2013; Stock et al., 2006; Tranel et al., 2011). En effet, les glaciers transportent les sédiments le long de courants de glace (voir section 1.3.2) et contrairement à l'écoulement des rivières, qui mélange efficacement les sédiments à mesure qu'ils sont transportés, l'efficacité de ce mélange pour le transport par les glaciers est beaucoup moins évidente (Enkelmann et al., 2009; Enkelmann and Ehlers, 2015; Grabowski et al., 2013). Cependant, une partie des estimations des taux d'érosion glaciaires se base sur l'analyse thermochronologique de sédiments au front de glaciers (e.g., Ehlers et al., 2015; Grabowski et al., 2013; Stock et al., 2006; Tranel et al., 2011). Ces analyses permettent également d'estimer la distribution spatiale de l'érosion dans un bassin de drainage et donc de comprendre la nature des mécanismes d'érosion des glaciers. Or, si le mélange des sédiments au cours du transport glaciaire est relativement peu efficace, alors la distribution des dépôts au front des glaciers (e.g. les moraines, voir section 1.3.2) est fortement influencée par la distribution de l'érosion en amont, (i.e. source des sédiments). De plus, l'écoulement des glaciers est lent (de l'ordre de $x10$ à $x100$ $m\ an^{-1}$

pour les glaciers de montagne, Benn and Evans, 2014) et montre une grande variation spatiale des vitesses (e.g. Herman et al., 2015; Humphrey and Raymond, 1994; Koppes et al., 2015). Ceci peut donc fortement influencer les temps de transfert des sédiments jusqu'à leur lieu de dépôt. Au Groenland, les principaux systèmes de drainage sont les glaciers de fjords, dont la taille peut atteindre plusieurs centaines de kilomètres. Ainsi, le transport glaciaire, est susceptible de conduire à des estimations erronées, par exemple, des taux d'érosion à l'échelle du million d'années (i.e. thermochronologie), via l'analyse des dépôts glaciaires qui peuvent ne représenter qu'un état transitoire du système.

Les données de thermochronologie détritique sont souvent décrites par des fonctions de densité de probabilités (PDF), qui décrivent les proportions relatives des âges thermochronologiques au sein du bassin de drainage considéré. La forme que prennent ces distributions nous informe sur la distribution de l'érosion lorsque la distribution spatiale in-situ des âges thermochronologiques du bassin est connue à travers une relation âge-altitude (e.g. Ruhl and Hodges, 2005; Stock et al., 2006; Thomson et al., 2013). Cependant, les processus de transport influencent également la forme de ces PDFs en contrôlant la distribution des dépôts sédimentaires. Pour interpréter au mieux les données de thermochronologie détritique et donc la distribution de l'érosion glaciaire, nous devons comprendre comment les sources de sédiments et les processus de transport impactent la forme de ces fonctions de densité de probabilités.

L'étude présentée ci-après, a été réalisée en collaboration avec le Pr. Kerry Gallagher, le MC. Philippe Steer et le Pr. David L. Egholm de l'Université d'Aarhus (Danemark), et a été acceptée pour publication dans la revue « Earth Surface Dynamics » de Copernicus Publications. Nous explorons, par une approche de modélisation numérique, le rôle des sources et du transport des sédiments par les glaciers sur la forme des distributions de probabilités d'âges thermochronologiques détritiques au front d'un glacier. L'approche de modélisation numérique permet d'explorer les interactions entre différents systèmes à travers des hypothèses sur le fonctionnement des processus comme le transport de sédiments par les glaciers par exemple, et des scénarios d'érosion. Ainsi, elle est tout à fait pertinente pour explorer l'effet du transport de sédiments par les glaciers ainsi que des sources (glacier vs versants), sur la forme des fonctions de densité de probabilités. Pour appréhender ce problème, il nous faut d'abord commencer par des systèmes simples. Nous avons donc pris parti de modéliser un glacier avec une forme géométrique simple et qui présente une faible connectivité avec des glaciers tributaires, dont l'interaction avec le glacier principal influence sa vitesse de glissement et donc l'érosion (MacGregor et al., 2000). C'est pourquoi, nous avons choisi le glacier Tiedemann localisé en Colombie britannique (Canada) au sein de la chaîne côtière (Figure 2, section 4.2), qui remplit les critères mentionnés plus tôt. De plus, ce glacier a fait l'objet d'analyses thermochronologiques de socle et détritiques par Ehlers et al. (2015) et Enkelmann et Ehlers (2015), pour les thermochronomètres trace de fission et (U-Th)/He sur apatites (AFT et AHe respectivement). La topographie sous-glaciaire ainsi que l'épaisseur du glacier Tiedemann ont été estimés par une étude récente (Farinotti et al., 2017), et nous ont permis d'utiliser ces données en entrée dans iSOSIA (Figure 3, section 4.2). Pour la distribution spatiale des âges

thermochronologiques, nous avons considéré les relations âges-altitude déduites des données de terrain de Ehlers et al. (2015) et Enkelmann et Ehlers (2015) pour le bassin du glacier Tiedemann (Figure 4, section 4.2 et Figure complémentaire S6). Pour explorer le rôle du transport glaciaire et de la distribution spatiale des sources de sédiments sur la forme des PDF détritiques, nous considérons l'écoulement du glacier Tiedemann à l'état stationnaire (i.e. la taille du glacier ne varie pas avec le temps) et n'autorisons pas de changement de topographie lié à l'érosion. Enfin, la production et le traçage des sédiments jusqu'au front du glacier, est également pris en compte par l'intermédiaire de particules lagrangiennes dont chacune se voit attribuer un âge AFT ou AHe avec une incertitude (i.e. constante et égale à 10% pour les âges AHe et aléatoire et >30% pour les âges AFT) en fonction de l'altitude de sa source.

Dans cette étude, nous explorons tout d'abord le rôle du transport glaciaire, et considérons une distribution uniforme de l'érosion, source de sédiments (Figure 5, section 4.2) avec une production ponctuelle de particule (i.e. chaque cellule comprise dans le bassin de drainage du glacier Tiedemann produit une particule de sédiment). L'écoulement du glacier et le transport de sédiments dure 8500 ans, et la forme des PDFs des âges AFT et AHe détritiques dans la moraine frontale est suivie au cours du temps. Premièrement, les résultats montrent que l'ordre d'arrivée des sédiments au front du glacier est contrôlé au premier ordre par la distance de la source au lieu de dépôt. Cependant des sédiments dont les sources sont plus éloignées montrent des temps de transfert plus court que ceux dont la source est plus proche de la moraine frontale (Figure 6, section 4.2). Deuxièmement, nous échantillons aléatoirement ~105 âges détritiques (i.e. les particules lagrangienne) au sein de la moraine frontale et répétons ce processus 10 000 fois pour calculer une PDF détritique moyenne. La forme des PDFs résultantes atteint un équilibre après ~1500 ans d'écoulement du glacier (Figure 6, section. 4.2). Ce temps d'équilibre est directement relié à la taille du glacier et sa vitesse d'écoulement comme définie par certains auteurs comme étant « l'échelle de temps caractéristique » (Johannesson et al., 1989 ; Oerlemans, 2001 ; Roe and O'Neal, 2009 ; Herman et al., 2018). La forme des PDFs détritiques pour les âges AHe et AFT, diffère des PDFs de socle respectives (i.e. Figure 4, section 4.2). Cette différence résulte d'un stockage significatif de particules en amont de la moraine frontale, dans une moraine latérale et dans les glaciers tributaires (Figure 6, section 4.2), qui part leur plus faible épaisseur montrent des vitesses de glissements faibles ($< 1 \text{ m.an}^{-1}$, Figure 3, section 4.2). Toutefois, la PDF détritique des âges AFT montre un écart plus faible avec sa PDF de socle. Les grandes incertitudes sur les âges AFT (>30%) et la distribution in-situ de ces derniers avec l'altitude (Figure 4, section 4.2) limite le traçage des sources des particules, (1) en lissant la forme de la PDF, et (2) en montrant plusieurs âges AFT pour une même altitude.

Les conclusions précédentes sur la forme des PDFs résultent de la production ponctuelle des sédiments à travers le bassin de drainage. Dans un deuxième temps, nous explorons donc l'effet d'une production continue de sédiments sur la forme des PDFs dans la moraine frontale. Nous considérons une distribution uniforme de l'érosion à travers le bassin avec un taux de production de sédiments

équivalent à 1 mm.an^{-1} , ce qui est dans la gamme des valeurs d'érosion observées dans la nature (Benn and Evans, 2014). Cette fois nous stoppons la simulation après 2000 ans d'écoulement de glace, ce qui est suffisant pour atteindre une forme de PDF à l'équilibre. La forme finale des PDFs détritiques montre des différences avec la PDF de socle. En effet, la proximité des sources au lieu de dépôt joue un rôle important en décalant la forme des PDFs vers des âges plus jeunes représentant généralement les plus faibles altitudes (Figure 7, section 4.2). Cet effet est renforcé ici par le stockage de sédiment en amont décrit plus tôt. Ainsi, pour une érosion spatialement uniforme, les formes à l'équilibre des PDFs des moraines frontales sont susceptibles de surestimer la contribution des basses altitudes à l'érosion.

En isolant la contribution des différentes sources de particules (glacier et versants) au signal détritique total de la moraine frontale, nous observons que les versants contribuent aux âges les plus vieux du bassin et les glaciers, qui occupent les fonds de vallées, contribuent plutôt aux âges les plus jeunes (Figure 8, section 4.2). Ceci est attendue par la distribution des âges avec l'altitude et la distribution spatiale uniforme de l'érosion. En revanche, la comparaison des PDFs détritiques de chacune des sources au front du glacier avec leur PDF de socle respective, permet d'identifier les altitudes soumises au stockage de sédiments et l'impact respectif de ce dernier sur chacune des deux sources (glacier et versants). Ici, la comparaison entre la PDF détritique des versants avec la PDF de socle, montre que les sédiments originaires de 1400 à 1800 m d'altitude sont stockés dans les glaciers tributaires, impactant ainsi le signal de source des versants dans les distributions détritiques au front du glacier (Figure 6, section 4.2). Ces premières expériences, considérant une distribution spatiale uniforme de l'érosion, montrent que le transport glaciaire a ainsi le potentiel, (1) d'impacter la forme des distributions d'âges thermochronologiques détritiques au front des glaciers en tamponnant la contribution des versants, alors plus sujets au stockage de sédiments par les glaciers tributaires montrant de faibles vitesses, et (2) d'ajouter une contribution plus importante des basses altitudes montrant en général des âges plus jeunes, alors plus proches du site de dépôt. Toutefois, cet effet peut être contrebalancé par la distribution des âges avec l'altitude où parfois les âges les plus jeunes sont observés à des altitudes intermédiaires (e.g. cas de la relation âge-altitude des âges AFT ici). Dans ce cas, la forme de la PDF détritique au front du glacier favorisera les âges intermédiaires.

Après avoir décrit l'influence du transport glaciaire et de la distance des sources de sédiments au site de dépôt sur la forme des PDFs détritiques, nous considérons un scénario d'érosion réaliste et paramétré par la loi d'érosion glaciaire formulée par Ugelvig et al. (2016) pour la glace où la distribution de l'érosion est dictée par la distribution de la pression effective, de la pente topographique dans la direction de l'écoulement du glacier, et de la vitesse de glissement basal (voir section 1.4). Cette loi est une forme empirique de la loi d'arrachement de Iverson (2012) et détaillée dans le chapitre précédent. L'érosion des versants suit une loi de diffusion non-linéaire (Eq. 7, section 4.2). L'érosion est donc non-uniforme à travers le bassin (Figure 9, section 4.2), mais toujours égale en moyenne à 1 mm.an^{-1} . Nous comparons la forme des PDFs détritiques résultantes au front du glacier, avec les PDFs de socle de chacune des

sources (glacier et versants) ainsi que la PDF de socle du bassin dans son ensemble. L'objectif est de savoir si une estimation grossière de la distribution spatiale des sources de sédiments définie par la distribution spatiale du glacier et des versants, et sous l'hypothèse que l'érosion est uniforme dans chacune des sources, peut aider à déterminer les sources principales des sédiments récoltés. Ainsi, dans notre cas, la prévalence de la PDF de socle du glacier par rapport aux autres sources (i.e. les versants et le bassin entier), pour le pic d'âge observé autour de 5 Ma dans la PDF détritique (Figure 9, section 4.2), suggère que les sources glaciaires contribuent largement à ce pic d'âge. Ceci est confirmé par la distribution de l'érosion où le maximum ($\sim 31 \text{ mm.an}^{-1}$, Figure 9, section 4.2) est situé là où les âges de socle montrent des valeurs autour de 5 Ma (Figure complémentaire S6). Le pic d'âge observé autour de 10 Ma dans la PDF détritique montre une contribution plutôt des versants, ce qui est confirmé par la distribution de l'érosion sur les versants là où les âges de socle sont autour de 10 Ma (Figure complémentaire S6). Ainsi, estimer les distributions de chacune des sources (glacier vs versants) peut aider à discriminer leur contribution respective aux pics d'âges observés dans les PDFs détritiques, et par conséquent évaluer l'efficacité relative de l'érosion par les glaciers et, ici, les versants.

Nous terminons notre étude en explorant également l'impact de la stratégie d'échantillonnage des particules de sédiments au front du glacier synthétique, sur la capacité des PDFs détritiques résultantes à s'approcher de la PDF de socle du bassin de drainage. Pour cela, nous divisons la moraine frontale en quatre zones où nous appliquons le processus d'échantillonnage aléatoire de particules mentionné plus tôt, pour chacune d'elles. Les distributions d'âges détritiques de chaque zone montrent, dans le cas du glacier Tiedemann synthétique, une proportion croissante des âges les plus vieux de la partie ouest de la moraine à sa partie est (Figure 11, section 4.2). Ce motif est retrouvé dans les données détritiques observées sur le glacier Tiedemann (Enkelmann et Ehlers, 2015), supportant ainsi un faible mélange latéral des sédiments lors du transport par les glaciers, suivant alors des lignes de courant. Ces lignes d'écoulement (1) relient la zone de dépôt à des sources locales en amont et (2) divergent au front du glacier, ce qui contribue à une variabilité du signal détritique thermochronologique à travers la moraine frontale.

Pour résumé, notre exploration du rôle du transport glaciaire et des sources des sédiments sur la forme des distributions détritiques thermochronologiques au front du glacier Tiedemann, montre que (1) le transport par la glace est susceptible de provoquer un stockage sélectif d'une proportion importante de sédiments dans les glaciers tributaires ainsi que dans des moraines latérales, et son caractère advectif contrôle fortement la distribution spatiale des dépôts sédimentaires ; (2) que la variabilité spatiale des temps de transfert, déterminés par l'écoulement de la glace, contribue à tamponner le rôle de la distance du site de dépôt à la source des sédiments bien que cette dernière reste prépondérante ; et (3) que la distribution spatiale hétérogène de l'érosion glaciaire combinée aux effets du transport susmentionnés sont autant de facteurs qui influencent la forme finale des distributions d'âges détritiques au front d'un glacier pouvant, de fait, diminuer la représentativité de ces dernières aux sources contributrices. De plus,

nous montrons que l'échantillonnage local de moraines frontales, est susceptible de ne représenter que des sources locales en amont, car le mélange latéral des sédiments au cours du transport glaciaire est limité. Ainsi, nos résultats suggèrent que si l'on souhaite extraire des informations thermochronologiques à l'échelle du bassin glaciaire, une stratégie d'échantillonnage considérant des prélèvements à travers l'ensemble de ces structures de dépôts, est plus appropriée. Toutefois, cette étude ne considère qu'un seul bassin glaciaire avec une morphologie simple, dont les rétroactions entre la dynamique du glacier et la topographie sont négligées (i.e. topographie à l'équilibre), et dont certains processus de transport ne sont pas pris en compte (i.e. le transport par les eaux de fontes sous-glaciaire). Ainsi, la portée des résultats présentés peut être limitée et ne pas s'appliquer à la majeure partie des glaciers terrestres. De futures explorations numériques de ces liens entre processus d'érosion et de transport des sédiments et leurs impacts sur les données détritiques devront se concentrer, par exemple sur le transport par les eaux sous-glaciaires, le rôle des connectivités entre vallées glaciaires, et le rôle des cycles glaciaires/interglaciaires dans la distribution de sédiments au sein des bassins glaciaires.

4.2 Article : Modelling the effects of ice transport and sediment sources on the form of detrital thermochronological age probability distributions from glacial settings

Maxime. Bernard¹, Philippe. Steer¹, Kerry. Gallagher¹, David Lundbek. Egholm²

¹Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, 35000 Rennes, France.

²Department of Geoscience, Aarhus University, Aarhus, Denmark.

Correspondence: Maxime Bernard (maxime.bernard@univ-rennes1.fr)

Abstract. The impact of glaciers on the Quaternary evolution of mountainous landscapes remains controversial. Although in situ or bedrock low-temperature thermochronology offers insights on past rock exhumation and landscape erosion, the method also suffers from potential biases due to the difficulty of sampling bedrock buried under glaciers. Detrital thermochronology attempts to overcome this issue by sampling sediments, at e.g. the catchment outlet, a component of which may originate from beneath the ice. However, detrital age distributions not only reflect the catchment exhumation, but also spatially variable patterns and rates of surface erosion and sediment transport. In this study, we use a new version of a glacial landscape evolution model, iSOSIA, to address the effect of erosion and sediment transport by ice on the form of synthetic detrital age distributions. Sediments are tracked as Lagrangian particles formed by bedrock erosion, and their transport is restricted to ice or hillslope processes, neglecting subglacial hydrology, until they are deposited. We base our model on the Tiedemann glacier (British Columbia, Canada), which has simple morphological characteristics, such as a linear form and no connectivity with large tributary glaciers. Synthetic detrital age distributions are generated by specifying an erosion history, then sampling sediment particles at the frontal moraine of the modelled glacier.

Results show that sediment sources, reflecting different processes such as glacier and hillslope erosion, can have distinct bedrock age distribution signatures, and estimating such distributions should help to identify predominant sources in the sampling site. However, discrepancies between the detrital and the bedrock age distributions occur due to (i) the selective storage of a large proportion of sediments in small tributary glaciers and in lateral moraines, (ii) the large range of particle transport times, due to varying transport lengths and to a strong variability of glacier ice velocity, (iii) the heterogeneous pattern of erosion, (iv) the advective nature of glacier sediment transport along ice streamlines. This last factor leads to a poor lateral mixing of particle detrital signatures inside the frontal moraine and then local sampling of the frontal moraine is likely to reflect local sources upstream. Therefore, sampling randomly across the moraine is preferred for a more representative view of the catchment age distribution. Finally, systematic comparisons between synthetic (U-Th)/He and fission track detrital ages, with different bedrock age-elevation profiles and different relative age uncertainties, show that the nature of the age-elevation relationship and age uncertainties largely control the ability to track sediment sources in the detrital record. However, depending on the erosion pattern spatially, qualitative first-order information may still be extracted from thermochronological system with high uncertainties ($> 30\%$). Overall, our results demonstrate that detrital age distributions in glaciated catchments are strongly impacted not only by erosion and exhumation but also by sediment transport processes and their spatial variability. However, when combined with bedrock age distributions, detrital thermochronology offers a novel means to constrain the transport pattern and time of sediment particles.

1. Introduction

Glaciers have left a profound impact on the topography of mountainous landscapes in particular by eroding deep glacial valleys and depositing large volume of sediments in moraines. As glacier dynamics are linked to climate, an active area of research aims to characterize the role of glacial erosion on the dynamics and relief development of mountain belts during the recent Quaternary glaciations (e.g. Beaumont et al., 1992; Brozović et al., 1997; Champagnac et al., 2014; Molnar and England, 1990; Montgomery and Brandon, 2002; Steer et al., 2012; Whipple, 2009; Zachos et al., 2001). To address these questions, two timescales have typically been considered: a longer timescale (10^5 - 10^6 years) to assess the potential glacial imprint on the landscape, and a shorter timescale (10^1 - 10^4 years) to understand how ice actually erodes the landscape. For example, some studies integrated glacial sediment records worldwide and in situ low-temperature thermochronology data, to estimate glacial erosion rates. They showed average erosion rates of 10^0 - 10^3 mm yr⁻¹ on short timescales (10^3 - 10^5 years) and long-term ($>10^6$ years) average erosion rates of 10^{-2} - 10^0 mm yr⁻¹ (Bernard et al., 2016; Hallet et al., 1996; Koppes et al., 2015; Koppes and Montgomery, 2009; Valla et al., 2011b).

Herman et al., (2013) used a global compilation of in situ thermochronological data and an inverse approach to infer an increase in erosion rates for all mountain ranges in the Quaternary period. They

suggested that this effect is more pronounced for glaciated mountains, implying a significant role of glaciation on erosion rates. However, the results of this study have been contested (Schildgen et al., 2018; Willenbring and Jerolmack, 2016) and thus the conclusion debated. More recently, Yanites and Ehlers, (2016) correlated high glacier ice sliding velocities with high denudation rates deduced by thermochronological data in the southern Coast Mountains, British Columbia. They also found that glacial erosion may only occurs for less than 20% of a glacial-interglacial cycle, in some areas, and may explain the discrepancy between the longer and shorter timescale for erosion rates. In situ thermochronology consists of collecting bedrock samples from discrete locations to map thermochronological ages and exhumation rates (e.g., Fitzgerald and Stump, 1997; Herman et al., 2013; Valla et al., 2011b). However, this approach offers a potentially biased assessment of catchment wide exhumation pattern as it is dependent on the spatial bedrock sampling strategy (Ehlers, 2005; Valla et al., 2011a). For example, the age-elevation relationship inferred from in situ or bedrock thermochronology data may not capture younger ages expected along the valley floor, and buried under the ice (Enkelmann et al., 2009; Grabowski et al., 2013).

In glacial environments, erosion mostly occurs subglacially through abrasion and quarrying (Boulton, 1982; Hallet, 1996) or supraglacially (i.e. ice-free areas) through periglacial mechanisms and gravitational processes (Matsuoka and Murton, 2008). These two sources (i.e. supraglacial and subglacial areas), and their contribution to erosion, define the relative proportion of sediments that enter the glacier transport system (Small, 1987). Sediments are transported by glaciers by (i) subglacial water flow through cavity or channel systems (Alley et al., 1997; Kirkbride, 2002; Spedding, 2000), and (ii) by ice internal deformation for sediments incorporated within or above the ice (Goodsell et al., 2005; Hambrey et al., 1999).

Therefore, sampling and analysing these sediments with detrital thermochronology has the potential to provide a more spatially integrated view of the catchment erosion pattern on short timescales (10^1 - 10^4 years) and thereby a more representative indication of how ice is eroding the landscape (e.g. Ehlers et al., 2015; Stock et al., 2006; Tranel et al., 2011). The detrital sampling protocol focusses on collecting glacial deposits, generally close to the outlet of the catchment (Falkowski et al., 2016; Glotzbach et al., 2018; Ruhl and Hodges, 2005; Stock et al., 2006). A major motivation for detrital sampling is that we can potentially obtain grains from regions inaccessible for bedrock sampling due to ice cover and lack of outcrop or, more pragmatically, logistical considerations (e.g. cost). However, a priori knowledges about the distribution of thermochronological ages with elevation (e.g. Brewer et al., 2003), and the mineral fertility of the sources (Moecher and Samson, 2006), are often required to reliably interpret the data from detrital thermochronology.

Thermochronological age distributions of detrital samples are generally presented as synoptic probability density functions (SPDF) (Brewer et al., 2003; Ruhl and Hodges, 2005). Analysis of many

glaciated catchments has been based on the interpretation of these SPDFs (Avdeev et al., 2011; Stock et al., 2006; Thomson et al., 2013; Tranel et al., 2011). More recently, Enkelmann and Ehlers, (2015) investigated the degree of mixing of sediments from ice cores at the terminus of the Tiedemann glacier (Coast Mountains, Canada) using both detrital and in situ low-temperature thermochronology. Comparison of the detrital age distributions from the ice-cored terminal moraine and from glacial outwash (Ehlers et al., 2015), showed that sampling through the terminal moraine is similar to sampling the proglacial river, supporting the idea of an efficient vertical mixing of glaciated sediments at the glacier front. The latter result is also consistent with results obtained on the Malaspina Glacier, Alaska (Enkelmann et al., 2009; Grabowski et al., 2013). However, Enkelmann and Ehlers (2015) pointed out the sensitivity of their results to the relatively high uncertainties on the ages. Furthermore, while the shape of detrital SPDFs is expected to be mainly controlled by the catchment exhumation history, other processes such as grain erosion, transport and deposition are likely to play a role. Consequently, characterizing the effect of surface processes on the shape of detrital SPDFs may help improve their interpretation.

In this study, we present a numerical approach that allows us to explore the effect of sediment transport by ice and the role of different source areas (i.e. subglacial and supraglacial) in shaping of detrital SPDFs at a glacier front. To this end, we combined a new version of a glacial landscape evolution model, iSOSIA (Egholm et al., 2011) that allows tracking of sediments, with an external routine that calculates the detrital thermochronological age distributions. We chose to apply our numerical approach on the Tiedemann glacier catchment, as it shows simple morphological characteristics and because thermochronological data are available (Ehlers et al., 2015; Enkelmann and Ehlers, 2015). We produced our bedrock synthetic thermochronological data from two low-temperature thermochronological systems, apatite (U-TH)/He and apatite fission track (i.e. AHe and AFT respectively), according to the age-elevation profiles from Enkelmann and Ehlers (2015) for the AFT ages and from Ehlers et al. (2015) for the AHe ages. First, we investigate the kinematics of our sediment transport model in the modelled catchment, to assess the role of the ice transport. Next, we focus on the role of the sediment sources by calculating detrital SPDFs resulting from uniform catchment erosion across the catchment, as well as, hillslope-only sources and glacial-only eroded sources. Finally, we consider non-uniform catchment erosion, by letting iSOSIA and its implicit erosion laws control the pattern of erosion. This last experiment allows us to assess the record of complex erosion processes potentially contained in detrital SPDFs. For all experiments, the sediments are transported by ice and hillslopes, so that transport by the hydrological system is neglected. The two thermochronological methods (i.e. AFT and AHe) considered, have different thermal sensitivities and thus, different spatial distributions of bedrock ages in the landscape. They typically have different age uncertainties allowing us to address the effect of these uncertainties on the interpretation of SPDFs.

2. Methods

2.1. The glacial landscape evolution model: iSOSIA

iSOSIA is a one-layer depth-integrated second order shallow ice approximation model (Egholm et al., 2011). It is able to simulate ice flowing on relatively steep topography, through the computation of membrane stresses (Hindmarsh, 2006) and with a depth-integrated ice flow velocity. These two characteristics make iSOSIA more accurate than models based on the zeroth-order shallow ice approximation, while being computationally efficient compared to models that resolve the full 3D set of Navier-Stokes equations (Elmer/Ice, Brædstrup et al., 2016). A full description of iSOSIA and the relevant ice flow equations can be found in Egholm et al. (2011, 2012a, 2012b) and Brædstrup et al. (2016).

Glacial hydrology plays an important role on the ice sliding velocity (Clarke, 1987), and has been recently investigated in numerical models (Iverson, 2012; Schoof, 2005, 2010b; Ugelvig et al., 2016, 2018). Here we adopt a simplified version of the sliding law of Schoof (2005), that accounts for the opening of cavities due to the roughness of the bed. This defines the area on which the basal shear stress (τ_b) is applied as well as the basal sliding speed (u_b), as below

$$u_b = C_s \cdot \frac{\tau_b^n}{C}, \quad (1)$$

where C_s is the ice sliding constant and $C = 1 - \frac{S}{L}$ defines the proportion area on which τ_b is applied, where L is the length between two topographic steps (Fig. S1). The steady-state length of cavities (S) is controlled by the effective mass balance (i.e. accounting for basal and internal melting of the ice) that determines the annual average water flux over the glacier, q_w . This is specified as follows

$$S = \left(\frac{L_s \cdot q_w}{k_0 \cdot \sqrt{\nabla\psi}} \right)^{0.8} \cdot \frac{1}{\beta \cdot h_s}, \quad (2)$$

where L_s is the mean cavity spacing in a cell (see Table 1 for all parameter values), k_0 is the minimum hydraulic conductivity, $\nabla\psi = \rho_w g \nabla h_{ice}$ the hydrological head, β is a scaling factor, and h_s is the mean height of the topographic step and depends linearly on the slope in direction of sliding (see Ugelvig et al., 2016; Eq. 10). The term in parentheses on the right-hand side of Eq. (2) represents the cross-sectional area of a cavity (A_s). The steady cavity size controls the effective pressure (N) of the system and influences the basal sliding speed. However, due to how cavities dictate the volume of water stored at the bed, the effective pressure is also influenced by the opening/closure rate of cavities following

$$N = B \left(\frac{g}{\pi} \right)^{\frac{1}{n}} \left[\frac{u_b h_s - \beta h_s \frac{\partial S}{\partial t}}{S^2} \right]^{\frac{1}{n}}, \quad (3)$$

where B and n are the ice creep parameters. This hydrological model is similar to that used in Ugelvig et al., (2016), and we refer the reader to this study for more details. We calibrated our hydrological

Table 1: List of parameters described in the text.

Parameters	Description	Value/Unity
Climate		
T_{sl}	Sea level temperature	9° C
dT_{air}	Lapse rate	0.006°C m ⁻¹
m_{acc}	Accumulation gradient	0.08 m.yr ⁻¹ °C ⁻¹
m_{abl}	Ablation gradient	0.25 m.yr ⁻¹ °C ⁻¹
Ice		
n	Ice creep constant	3.0
B	Ice viscosity constant	73.3x10 ⁶ Pa s ^{1/3}
C_s	Ice sliding constant	1.29x10 ⁻² Pa s ^{1/3}
h_{ice}	Ice surface elevation	Model outcome
H	Ice thickness	Model outcome
∇b_s	Bed slope in direction of ice flow	Dimensionless
k_q	Quarrying coefficient for erosion	1.97x10 ⁻⁴ s Pa ⁻³
Hillslope		
S_c	Critical slope	1.4
K_h	Hillslope diffusivity	5 m ² y ⁻¹
k_{eh}	Hillslope erosion coefficient	3.95x10 ⁻⁵ m ² y ⁻¹
Particles		
H_s	Particle sediment thickness	0.01 m
z_p	Burial depth of particles relative to the ice surface	Dimensionless
Hydrology		
N	Effective pressure	Model outcome
h_s	Bed step height	Model outcome
S	Cavities size	Model outcome
L	Bed step length	Model outcome
L_s	Cavity spacing	4 m
k_0	Minimum hydraulic conductivity	3.10x10 ⁻⁴ kg ^{-1/2} m ^{3/2}
q_w	Water flux	Variable
$\nabla\psi$	Hydrological gradient	$\nabla\psi = q_w g \nabla h_{ice}$
β	Cavity shape parameter	0.7

model by a trial-error process by varying k_0 (Eq.2) to produce a reasonable value of basal ice sliding velocities (i.e. x10 m.yr⁻¹; Table S1).

In iSOSIA, the mass balance M is linearly proportional to the mean annual air temperature T_{air} :

$$M = \begin{cases} -m_{acc}T_{air}, & \text{if } T_{air} \leq 0 \\ -m_{abl}T_{air}, & \text{if } T_{air} > 0 \end{cases} \quad (4)$$

where m_{acc} and m_{abl} are the mass accumulation and the ablation gradients with respect to temperature, respectively. T_{air} is assumed to decrease linearly with elevation h with a lapse rate dT_{air} as

$$T_{air} = T_{sl} + dT_{air} \cdot h, \quad (5)$$

where T_{sl} is the sea level temperature set constant at 9°C.

As mentioned in the introduction, the two main mechanisms of glacial erosion are abrasion and quarrying (Boulton, 1982; Hallet, 1996). As debris resulting from abrasion is mostly small in size (i.e. $<50 \mu\text{m}$, Hallet, 1979), we follow MacGregor et al. (2009) and consider that this debris is instantaneously transported away from the glacial catchment by meltwaters. However, quarrying acting on the lee side of bedrock steps by plucking can produce larger debris. Therefore, we consider in this study that sediments are only produced by quarrying. Quarrying is generally accounted for by a classical basal sliding power-law, modified to account for some factors directly related to plucking (Egholm et al., 2009; Herman et al., 2011; Kessler et al., 2008; MacGregor et al., 2000, 2009). These factors include pre-existing fractures in the bedrock, effective pressure, the regional bed slope in direction of ice flow, variation in meltwater drainage and the ice-bed contact area determined by the opening of cavities (Anderson, 2014; Cohen et al., 2006; Iverson, 2012; Ugelvig et al., 2016, 2018). We follow Ugelvig et al. (2016) in modelling the quarrying rate E_q as

$$E_q = k_q N^3 u_b (\nabla b_s + b_{s0})^2, \quad (6)$$

where k_q is a scaling coefficient for the effective pressure, N , that represents the effect of bedrock lithology and fractures, ∇b_s is the bed slope in direction of sliding and b_{s0} is a term to allow for negative bed slopes. As we focus on glacier-induced erosion, we ignore fluvial erosion. However, we do consider hillslope erosion, which represents the supraglacial source of sediments. We assume that hillslope erosion, E_h , depends non-linearly on the bed gradient, as defined in (Andrews and Bucknam, 1987) and (Roering et al., 1999):

$$E_h = -\nabla \cdot \frac{k_{eh} \cdot \Delta b_s}{1 - \left(\frac{|\Delta b_s|}{S_c}\right)^2}, \quad (7)$$

where k_{eh} is an erodibility constant, S_c the critical slope.

2.2. Particle tracking and sampling

To calculate the detrital age distributions produced from a glaciated catchment, we need to track sediments from the source to their final site of deposition. Accordingly, we define “particles” as sediment trackers in our models. Sediments are produced as a result of local erosion. When sediment thickness exceeds a threshold $H_s = 0.01$ m, a particle is generated and can be transported away from its initial cell. This threshold is chosen to lead to a reasonable number of particles within models while keeping a sufficient time resolution in the generation of particles (i.e. with an erosion rate of 1 mm yr^{-1} and $H_s = 0.01$ m a particle is generated every 10 years in a cell). Depending on its position within the catchment, a particle is transported by different processes. Similar to Eq. (7), we assume that the flux, q_{ph} , of an unglaciated particle depends non-linearly on the bed gradient (∇b):

$$q_{ph} = - \frac{K_h \cdot \nabla b_s}{1 - \left(\frac{|\nabla b_s|}{S_c} \right)^2}, \quad (8)$$

where K_h is the hillslope diffusion coefficient.

Glaciated particles can be incorporated into the ice either from the ice surface, for supraglacial debris, or from the ice-bed interface by basal quarrying. The horizontal velocity of each glaciated particle is computed as a function of their depth within the ice z_p , relative to the ice surface. Because iSOSIA is a one-layer depth-integrated model, the horizontal velocity depth-profile is computed following Glen’s flow law (Glen, 1952). We follow Rowan et al., (2015) in assuming that, due to the ice viscosity, the horizontal ice velocity decays as a fourth-order polynomial of the ice thickness:

$$u_p(z_p) = \frac{5}{4} [1 - z_p^4] \bar{u} + u_b, \quad (9)$$

where $\bar{u} = \bar{u}_d + u_b$ is the average velocity of the ice, with u_b the basal ice speed and \bar{u}_d the average velocity due to the internal deformation of the ice which is approximated as a fourth-order polynomial of the local ice thickness, the bed and ice surface gradients (Brædstrup et al., 2014). We stress again that we neglect the transport of particles by meltwater and focus only on the ice and hillslope processes. Velocity profiles for glaciated and unglaciated particles are depicted in Fig. S2.

The normalized burial depth of particles (z_p) within the ice is expressed from the ice surface (i.e. $z_p = 0$ at the ice surface and $z_p = 1$ at its base, Fig. 1), and computed according to the mass balance:

$$\frac{\partial z_p}{\partial t} = (1 - z_p) \dot{M}_s + z_p \dot{M}_b, \quad (10)$$

where $\frac{\partial z_p}{\partial t}$ is the change in burial depth of a particle through time, \dot{M}_s and \dot{M}_b are the surface and basal melting at time t , respectively. Relative to the ice surface elevation, particles are moved downward

according to the accumulation rate (in the accumulation zone $\dot{M}_s < 0$), or upward with the lowering of the ice surface due to melting (in the ablation zone $\dot{M}_s > 0$, Fig. 1).

In the experiments presented in the following sections, detrital particles are sampled throughout the frontal moraine, defined as the glacier tongue (Fig. 1 and Fig. 5d). As vertical mixing of sediment has been reported in some glacier fronts (Enkelmann et al., 2009; Enkelmann and Ehlers, 2015; Grabowski et al., 2013), we sample particles independently of their vertical position within the ice thickness to infer detrital age distributions.

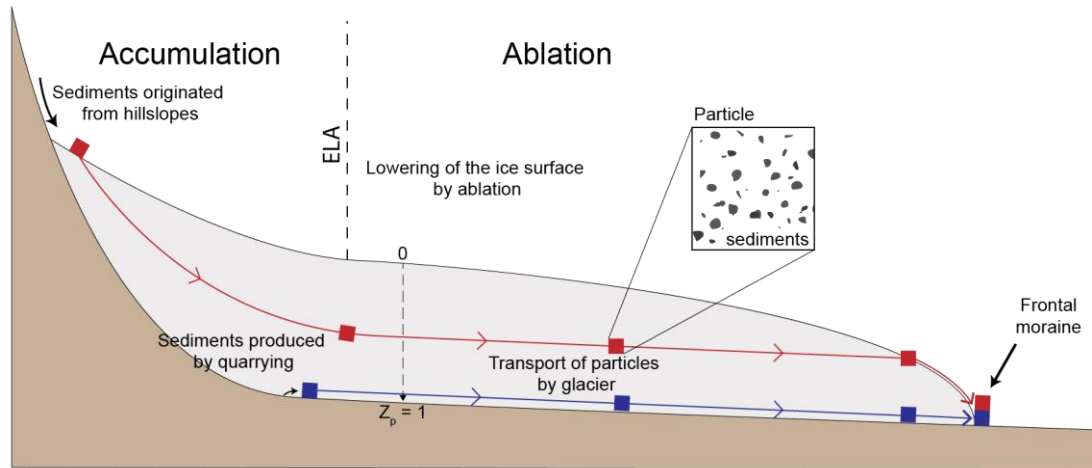


Figure 1: Particle transport by ice. Particles originated from hillslopes enter to the glacier system from the surface ($z_p = 0$), whereas particles produced by the ice erosion are incorporated in the basal ice ($z_p = 1$). The transport of glaciated particles follows the ice flow pattern from the sources to the frontal moraine. ELA is the equilibrium line altitude.

2.3 Modelling the Tiedemann glacier

Our main goal is to investigate the influence of sediments sources and transport by ice on the shape of detrital SPDFs at the glacier front. We present our modelling approach using the Tiedemann glacier catchment (Coast Mountains, British Columbia, Canada, Fig. 2) as a reference case. This region has been previously studied using detrital and in situ thermochronology (Ehlers et al., 2015; Enkelmann and Ehlers, 2015). Moreover, the Tiedemann glacier has simple morphological characteristics with a linear main glacial valley and small-extent tributary glaciers. We calibrated our iSOSIA model mimicking the Tiedemann glacier, by a trial-error process. We varied climatic, ice and hydrological parameters (dTa , C_s , M_{acc} and k_0 , see Table S1) and compared the resulting mean ice thickness and location of glacier tongue against the results of the ITMIX experiments (Farinotti et al., 2017, 2019) that predicts thickness of many glaciers around the world, and thus the Tiedemann glacier (Fig. S3). To produce synthetic detrital age distributions resulting from this model, we restrict the glacier to be in steady-state and impose a constant topography (i.e. erosion produces particles but no topographic changes). We stress that our goal is not to fit the dynamics of the actual Tiedemann glacier, which is in a phase of retreat (Tennant et al., 2012). Rather, we ask how surface processes affect the shape of detrital SPDFs in a simple case of constant and steady transport and erosion within a glaciated catchment.

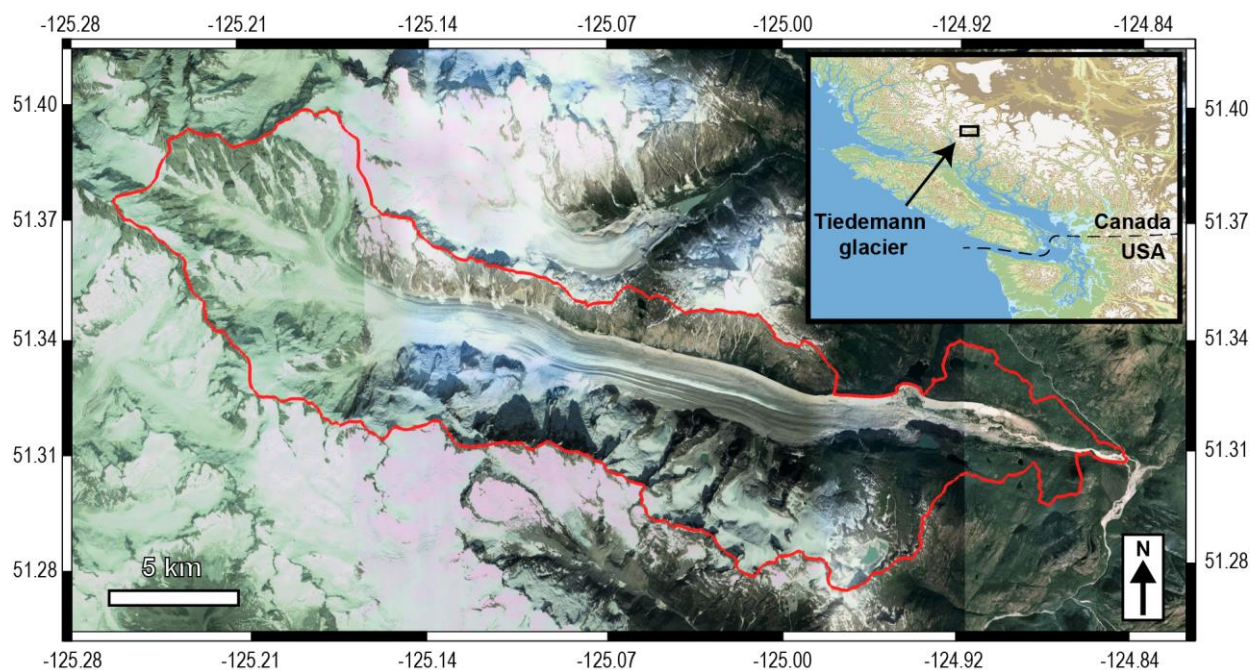


Figure 2: Satellite view of the Tiedemann glacier, British Columbia, Canada. The red contour represents the catchment area. The inset shows the regional location, in the Coast Mountain range, Canada. Note the dominantly linear pattern of sediments transport (image from ©Google Earth, Maxar Technologies; inset map with data from Jarvis et al., 2008).

The elevation of the Tiedemann glacier catchment ranges from 363 to 3920 m, for a total local relief of 3557 m. The resulting maximum ice thickness is 454 m with a mean ice velocity of 13.2 m yr^{-1} , and a range of 0 to 109.2 m yr^{-1} (Fig. 3), which are characteristic of Alpine glaciers (Benn and Evans, 2014). The mean ice velocity is mainly controlled by the basal sliding speed, which in turn is influenced by the shear stress on the bed and the distribution of the effective pressure (Fig. S4). This results in two main

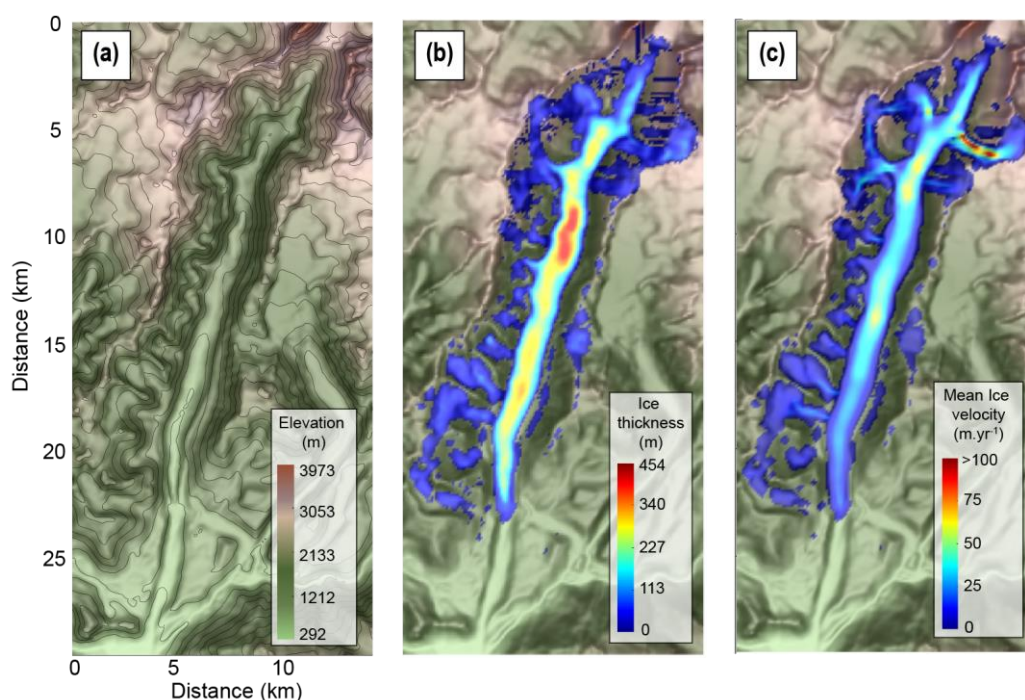


Figure 3: Characteristics of the Tiedemann glacier model. (a) The underlying topography, (b) the ice thickness, and (c) the mean ice velocity. The mean ice thickness has been calibrated with the ITMIX experiments (see Fig. S3).

regions of relatively high velocities ($\sim 60 \text{ m yr}^{-1}$) located at $\sim 7 \text{ km}$ and $\sim 14 \text{ km}$ in the glacier latitudinal coordinates (Fig. 3c).

2.4 Synthetic ages and production of detrital age distributions

To produce detrital SPDFs we need to set the bedrock or in situ age distributions. To this end, we consider the age-elevation profiles from two low-temperature systems presented in Enkelmann and Ehlers (2015) (AFT ages), and from Ehlers et al. (2015) (AHe ages, Fig. 4a). We assume that true AHe and AFT ages in the bedrock at a given elevation are given by the age-elevation relationship. In practice, thermochronological analysis on a single-grain is presented as an age and its associated uncertainty. Thus, the measured age can be considered as a noisy sample of the true age. To produce a SPDF, we simulate this process for the detrital grain ages by adding random noise to the true ages, and assume the detrital grain ages are not modified during transport and deposition.

In Ehlers et al. (2015), AHe bedrock ages and thus detrital data have relatively high uncertainties ($\sim 21\%$). However, we stress here that one of our goals is to assess the effect of age uncertainty on the interpretation of SPDF, then we chose to apply lower uncertainty for the synthetic AHe ages. For this reason, we adopt uncertainties of 10% for the synthetic AHe ages sampled from the age-elevation profile. This is similar to the typical reproducibility in aliquots of single grain ages (e.g. $\sim 6\%$ Farley and Stockli, 2002).

The AFT data from Enkelmann and Ehlers (2015) show $>30\%$ relative uncertainties. We generate synthetic AFT ages following an approach similar to Gallagher and Parra (2020). We use the external detector method (EDM) age equation (e.g. Hurford and Green, 1983) to calculate the ratio of the spontaneous and the induced track density (ρ_s/ρ_i) corresponding to a given AFT age in the age-elevation profile. To allow for the effect of variable high uncertainties, we simulate the range of relative error of the Enkelmann and Ehlers (2015) study by randomly sample the published values of $N_s + N_i$ (i.e. the sum of the number of spontaneous and induced tracks). We then use a binomial distribution with parameter $\theta = \frac{\rho_s/\rho_i}{1 + \rho_s/\rho_i}$ to sample N_s values, corresponding to the number of spontaneous tracks, given the sampled value of $N_s + N_i$ (see Galbraith, 2005; Gallagher, 1995). With the randomly sampled value of N_s , conditional on the sampled value of $N_s + N_i$, we easily obtain a value for N_i . We can estimate a “noisy” AFT age and relative error from the sampled N_s and N_i values by using the EDM equation.

For both the AHe and AFT systems, we attribute for each particle a single age and uncertainty in accordance with its source location elevation.

The probability age distributions are then produced by using Gaussian kernel density estimate (Brandon, 1996; Ruhl and Hodges, 2005) with the mean and standard deviation equal to the age and error for both the AHe and AFT ages, following

$$SPDF_k = \frac{1}{N_p} \frac{1}{\alpha \sigma_{t_k} \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{t - t_k}{\alpha \sigma_{t_k}} \right)^2 \right], \quad (11)$$

where N_p is the total number of sampled particles (i.e. ages), t is the range of ages in which we compute the SPDF, t_k the age of a particle considered, σ_{t_k} the associated age uncertainty, and $\alpha = 0.6$ is a scaling factor that handles the resolution and the precision of age components in a SPDF (Brandon, 1996). To compare age distributions, we also define a cumulative synoptic probability density function, which is simply the cumulated sum of the SPDF:

$$CSPDF = \sum_{j=0}^{N_p} SPDF_j \quad (12)$$

Given the relatively high number of particles within the frontal moraine (i.e. $> 10^6$) and to mimic real detrital sampling, all the detrital SPDFs presented in the following sections are produced by randomly sampling 105 particles from the total, independently of their source origin (Sections 3.2, 3.3 and 3.5) or accordingly (Section 3.4). This is similar to the proposed minimum number of ages to adequately resolve a component representing $>5\%$ of the total detrital population (Vermeesch, 2004). We repeat this sampling process 10,000 times, storing the resulting SPDFs. From all of these detrital SPDFs, we compute the mean detrital SPDF and present the range of inferred detrital distributions.

3 Results

3.1 Ideal detrital age distributions

The bedrock age distributions for the two thermochronological systems, AHe and AFT (Fig. 4c-d) represent the ideal detrital age distributions if we sample the total catchment uniformly (allowing for the added noise). In the subsequent text, we refer to these ideal detrital age distributions as the bedrock distributions. The bedrock AHe SPDF shows a major peak ~ 6.3 Ma with two youngest smaller peaks ~ 3.3 and ~ 4.3 Ma, and an older one ~ 11 Ma. The shape of this SPDF mimics the hypsometric curve (black curve, Fig. 4b) which is expected with a uniform production of sediments and a linear age-elevation relationship. The AFT SPDF shows a single major peak ~ 16 Ma and the form does not mimic the hypsometric curve. This reflects partly the form of the age-elevation relationship, in which the ages below 2000 m (Fig. 4a) are similar, limiting the ability to resolve a unique relationship of age and

elevation. We also note that, due to the high uncertainty, the probability to have an AFT age equal to zero is non-null.

3.2 Transport of detrital particles

Here, we investigate the kinematics of particles in our reference model for the Tiedemann glacier at the equilibrium state. To this end, we produce one particle in each cell of the model simultaneously (Fig. 5a) and let particles to be transported away potentially to the glacier front (i.e. the frontal moraine) where they would be deposited (Fig. 5b-d). In this case, assuming we have reached steady state in terms of transport, differences between the final detrital and the bedrock SPDFs can only be related to the process of particle transport.

We investigate the evolving contribution of particle source locations to the frontal moraine, and to the inferred detrital age distributions (Fig. 6). Particles are sampled independently of their source origin (hillslope vs glacial, Fig. 5a). According to our model, the minimum time required for a particle

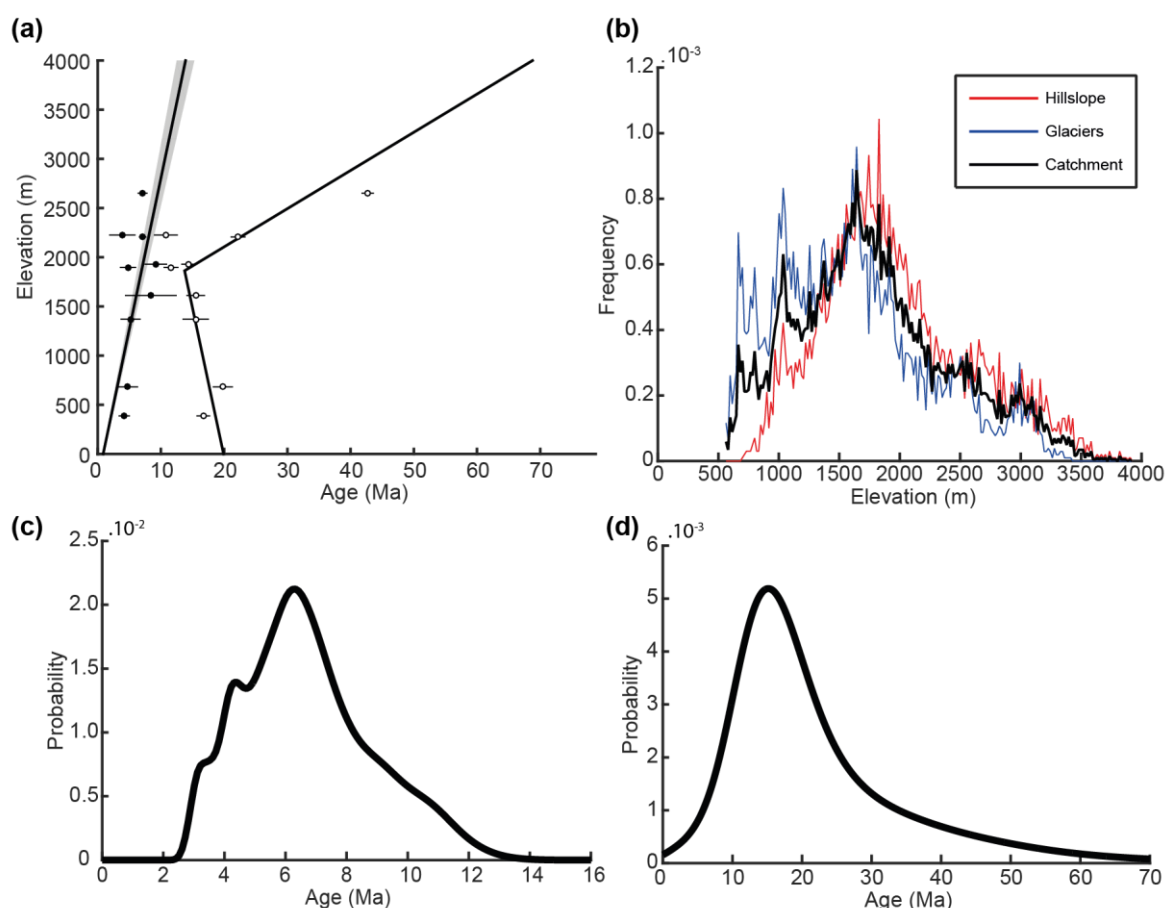


Figure 4: Synthetic bedrock thermochronological age distributions for the Tiedemann glacier model. The age-elevation profile for the two thermochronological systems AHe and AFT (a). Black and white circles represent the bedrock AHe and AFT ages from Ehlers et al., (2015) and Enkelmann and Ehlers (2015) respectively. Solid black lines are the best fit solution for the data. Shaded area for the AHe age-elevation show the 10 % uncertainty considered for AHe ages. The catchment hypsometry frequency as well as glaciers and hillslope hypsometry frequencies are presented in (b). The bedrock AHe distribution considering 10 % relative uncertainties and bedrock AFT distribution with >30 % relative uncertainties are shown in (c) and (d) respectively.

originated from elevated parts of the catchment (i.e. far from the glacier front) to reach the frontal moraine, is ~ 500 years (Fig. 6a, pink curve). Furthermore, the proportions of particle source locations in the frontal moraine becomes nearly constant after ~ 1500 years. After 8500 years, some particles are still close to their sources (Fig. 5d). We find that only 44% of the initial particles have reached the frontal moraine (Fig. 6b, and Fig. S5a). The other 56% is trapped upstream, with a large part of them resting in a lateral moraine (Fig. 5d and 6b) or on the side of small tributary glaciers having very low velocities (i.e. < 1 m yr $^{-1}$, Fig. 3c). These low velocities seem to result from a morphodynamic feedback as the slope of tributary glaciers that carry the remaining particles is close to zero in the direction of sliding

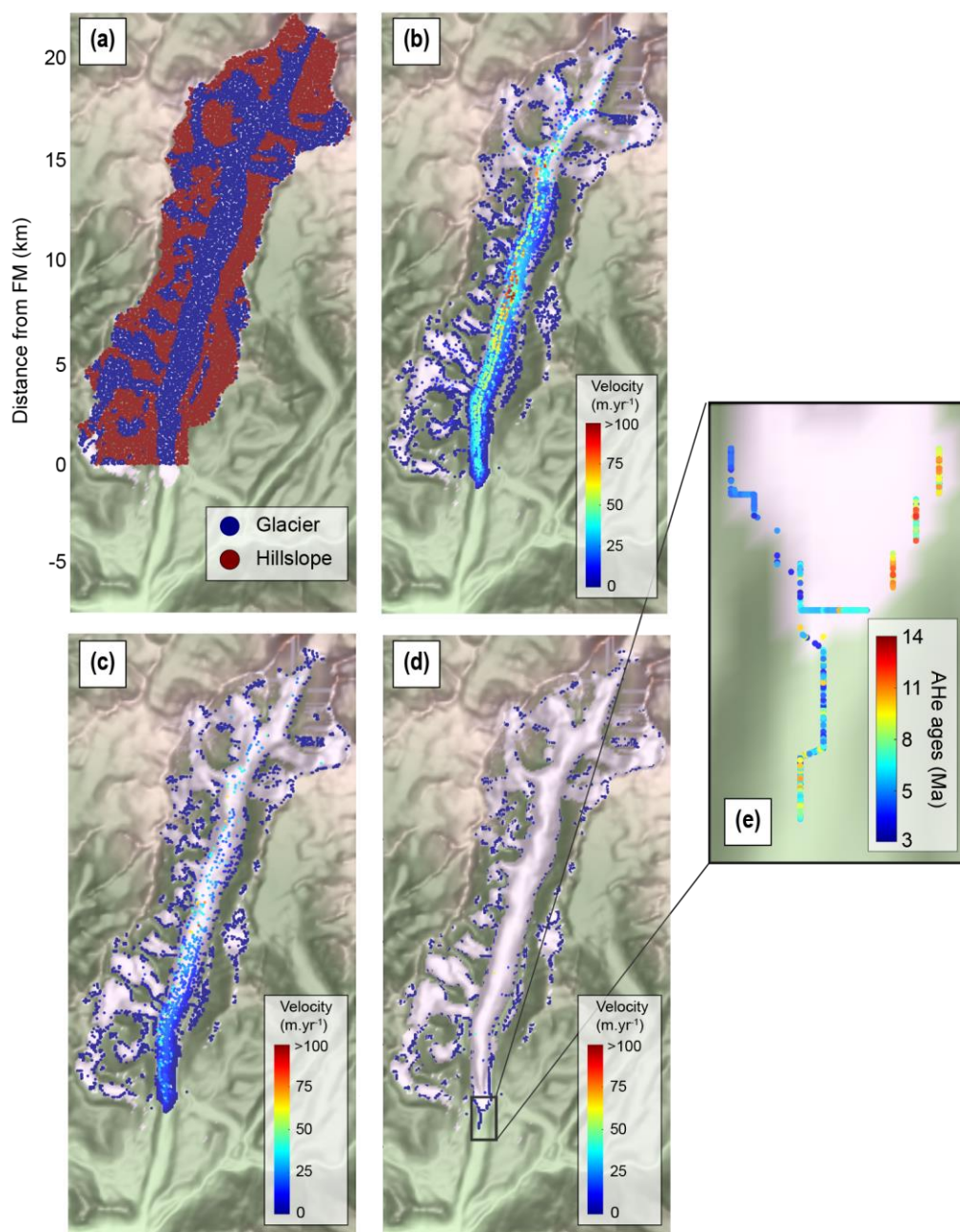


Figure 5: Kinematics of particles transport. Particles have been uniformly produced across the catchment and transported. (a) Sources of particles, red dots and blue dots are particles originated from hillslope and glacier at the beginning of the model simulation, respectively. (b) Particles velocity at time = 500 yr, (c) at time = 1000 yr, and (d) at time = 8500 yr. AHe ages in the frontal moraine (FM) are shown in (e) and see inset in (d).

(Fig. S5b). This could, in turn, be related to the location of the ELA (Fig. 6b). As the number of particles within the frontal moraine does not increase significantly after 2000 years of simulation (i.e. reaching around 37% of the total number of initial particles, see Fig. S5a), we consider the detrital SPDF to have reached steady-state by this time.

We observe a relative decrease of young ages (blue curves) in the detrital SPDFs (Fig. 6c-d) with time during the transient phase, reflecting the progressive arrival at the frontal moraine of older ages coming from upstream and elevated parts of the catchment (Fig. S6). The shape of detrital SPDFs reaches a steady-state around 2000 years of simulation.

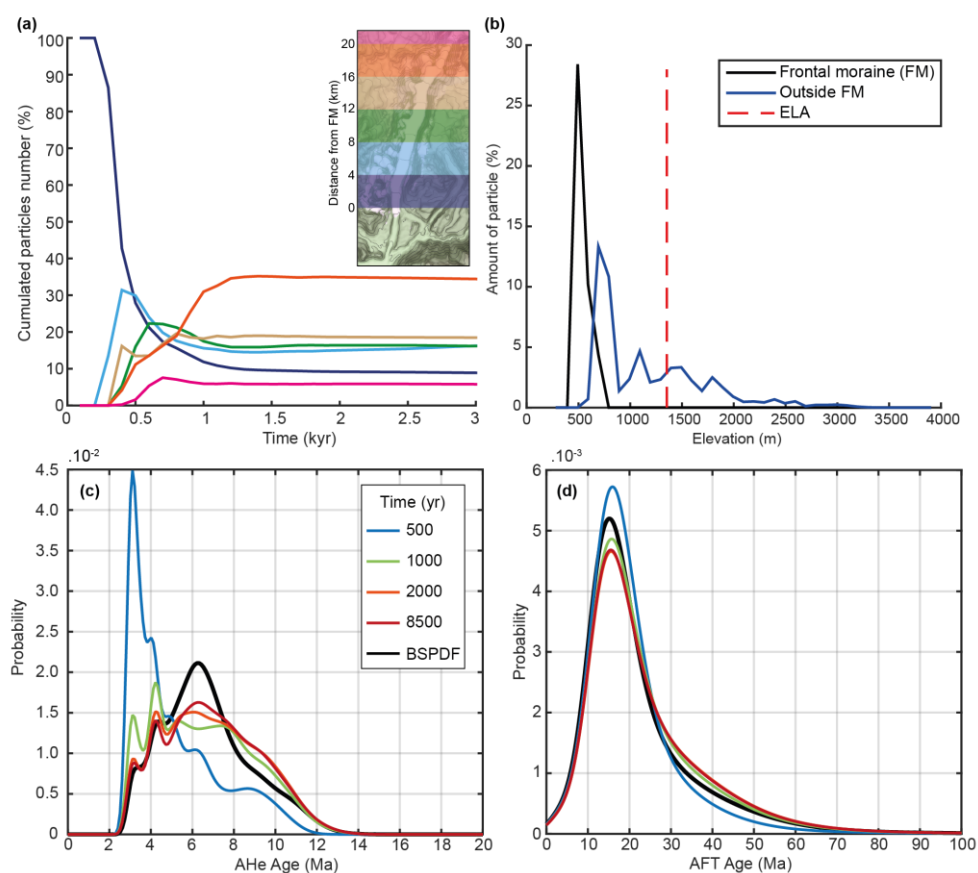


Figure 6: Transient evolution of particle sources and detrital thermochronological age distributions in the frontal moraine. (a) Cumulative contribution of source locations for particles, (b) their distribution with elevation after 8500 years of transport. (c) and (d) show the transient evolution of the detrital thermochronological age distribution in the frontal moraine for AHe and AFT systems respectively. BSPDF: Bedrock SPDF.

The final form of the AHe detrital SPDF (i.e. red curve), shows a lower age peak ~ 6.3 Ma and a larger proportion of ages between 8 and 12 Ma compared to the bedrock SPDF. The two youngest age peaks, ~ 3.3 and ~ 4.3 Ma, in the detrital SPDF are close to those of the bedrock SPDF. Thus, the results suggest that the ice transports and deposits mid-range ages, around 6 Ma (i.e. ~ 1500 - 2000 m), higher in the catchment.

For the AFT system (Fig. 6d), the magnitude of age peak ~ 16 Ma is also lower than that of the bedrock age distribution. The relative contribution of old ages (> 25 Ma) is a little higher in the detrital SPDF,

but for ages younger than 10 Ma, the distributions are similar. The differences suggest that ice also transports and deposits sediments mostly originating from 1000-2000 m in this case. We note that, the transient detrital SPDF at 1000 years (green curve, Fig. 6d) best matches the bedrock curve.

3.3 Detrital signature under uniform catchment erosion

Our model shows that more than half of the particles may not reach the frontal moraine. Consequently, we want to assess how the discrepancy between the detrital age distribution and the bedrock SPDF evolves if we consider a continuous production of particles (i.e. uniform erosion) across the catchment. To this end, we force the erosion rate to be 1 mm yr^{-1} in each cell of the Tiedemann glacier catchment (Fig. 7a). This is within the range of natural values and it allows a continuous production of particles while maintaining a reasonable simulation time (i.e. a particle is produced every 10 years in each grid cell). In this section, no distinction is made between the two sources in the sampling process when building of detrital SPDFs. We stop the simulation after 2000 years as the detrital SPDF is close to equilibrium (Fig 6), and because the total number of particles increases rapidly which increases the computational time. Here, we focus our analysis on the AHe system for clarity but the detrital SPDFs for the AFT system can be found in the supplementary material (Fig S7).

First, we observe a large variability of detrital SPDFs resulting from sampling 105 particles in the frontal moraine (Fig. 7c). However, the bedrock age distribution is always included in the range of inferred detrital SPDFs. Second, the mean detrital SPDF (red curve) represents the “true” detrital signal we expect to obtain by considering all the particles in the sampling site. This mean detrital SPDF differs from the previous model (Fig. 6c), in that the younger ages are over-represented with two high peaks (at

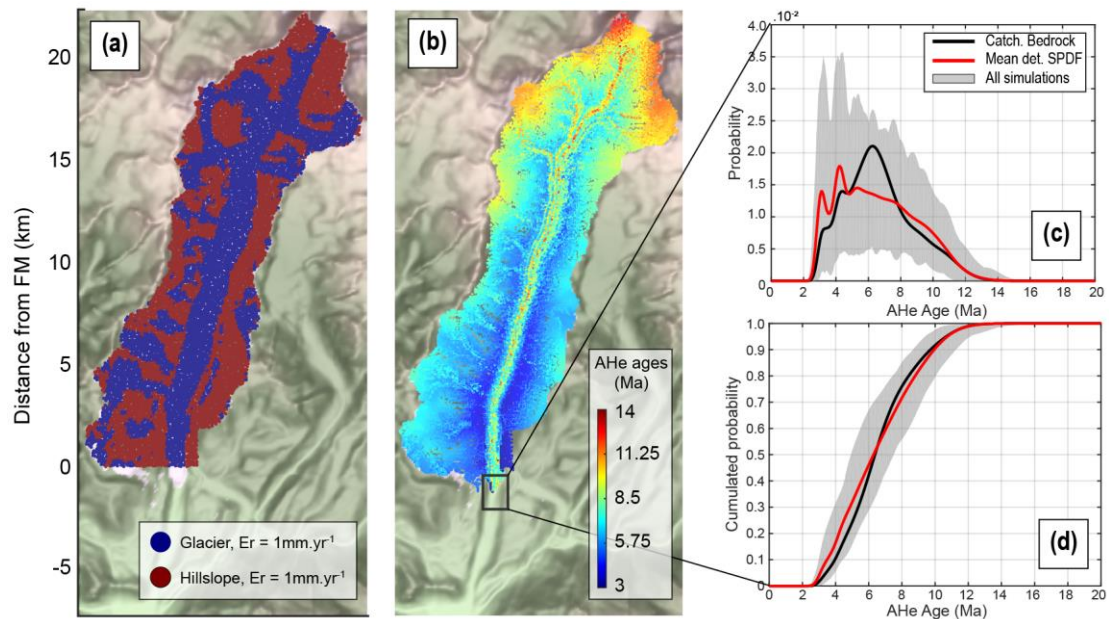


Figure 7: Spatial distribution of particles and detrital AHe age distributions within the frontal moraine. (a) Source locations of particles with Er being the erosion rate. The spatial AHe age distributions of particles after 2000 yrs of transport (b). The detrital AHe age probability distributions (c) and their cumulatives (d). The grey shaded area represents the range of the inferred 10,000 detrital SPDFs from the sampling process. The black square in (b) shows the frontal moraine (FM) position.

~3.3 and ~4.3 Ma); and also, there is an excess of older ages (8-11 Ma). However, mid-range ages ~5 to ~8 Ma are still under-represented compared to the bedrock SPDF. Looking at the cumulative probability age distributions (CSPDF), differences between the detrital CSPDF and the bedrock CSPDF are less clear, with the most obvious differences between 3 and 6 Ma.

The detrital AFT SPDFs (Fig.S7) show a similar tendency in under-representing mid-ages (~16 Ma) but much less pronounced, with a maximum difference with the bedrock SPDF at ~12 Ma and a smaller one at ~28 Ma. The AFT bedrock and detrital CSPDFs have a maximum difference at ~19 Ma, but are similar overall. The results show that detrital SPDFs are shifted toward younger ages, and deviate from what is expected for the case of uniform sampling (i.e. we expect the bedrock SPDF). We assign this behaviour to the short total transport distance for such ages. Furthermore, the SPDF is more informative on the effect of transport than the CSPDF that tends to smooth the signal. Finally, the quality of the results depends on the age uncertainty of the thermochronological system and on the age-elevation profile.

3.4 Detrital signature of glacier and hillslope sources

To understand the form of the mean detrital SPDF above, we now assess the respective influence of the two main sources of eroded particles, the ice-free hillslopes and glaciers. We first consider the ice-free hillslope sources (Fig. 7a). Within the frontal moraine we sample only particles that originated from hillslopes. Thus, the detrital AHe ages range from 3.1 to 13.8 Ma spanning ~96 % of the total age range shown by the age-elevation profile (i.e. from 2.7 to 13.8 Ma). We calculate a new bedrock SPDF according to the hypsometric distribution of hillslope sources and the AHe age-elevation profile (Fig. 4). The range of inferred detrital SPDFs is lower than the previous case (i.e. grey shaded area) but still remains important. The mean detrital SPDF shows a plateau-like signal from ~5 to ~9.5 Ma, suggesting that elevations from ~1400 to ~2500 m contribute in the same proportion to the particle budget in the frontal moraine. However, a comparison with the hillslope bedrock SPDF indicates that storage of sediment occurs for such elevations. Moreover, the hillslope mean detrital SPDF is shifted toward older ages (> 8 Ma) and excludes ages lower than 3.5 Ma as hillslope erosion does not operate at the lower elevations which have these young ages (Fig. 4b). The hillslope mean detrital CSPDF shows a maximum difference with the hillslope bedrock CSPDF around 8 Ma (Fig. 8b). Therefore, constraining the hillslope sources for the bedrock SPDF allows us to better identify storage locations of sediment in comparison to the catchment bedrock SPDF (Fig. 8a-b).

The mean AFT detrital SPDF (Fig. S8a) shows a similar tendency of over-representing old ages (> 25 Ma) and under-representing mid-range ages (~16 Ma) compared to the hillslope bedrock SPDF. However, the mean AFT detrital SPDF differs from the mean detrital AHe SPDF as it does not show a plateau-like form. Indeed, two age peak components occur at ~16 Ma and at ~40 Ma. However, the detrital cumulative distribution (Fig. S8b) is also shifted toward older ages, with a maximum difference at 24.5 Ma. The difference between the AHe and AFT age distributions is attributed to the different age-elevation relationships with less spatial age resolution for the AFT system (Fig. 4a). Overall, the hillslope SPDFs reveal that the relevant source region ages tend to have older ages for both AHe and AFT, which is in accordance with the hillslope hypsometric distribution (Fig. 4b).

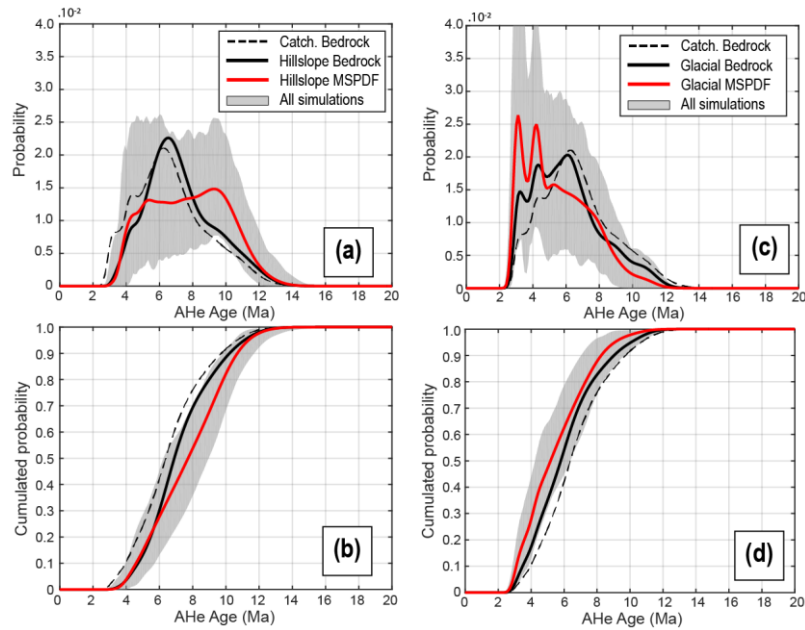


Figure 8. Detrital AHe age distributions of the frontal moraine, and their cumulatives, for models considering only ice-free hillslope sources (a-b) and glacial sources (c-d). The grey shaded area represents the range of the inferred 10,000 detrital SPDFs from the sampling process. MSPDF: Mean Synoptic Probability Distribution.

We now consider particles originated from the glacial sources (Fig. 7a), which we define to be all the ice-covered areas. The associated detrital AHe ages range now from 2.7 to 12.1 Ma, according to the hypsometric distribution of glacial source part of the age-elevation profile (Fig. 4), spanning the first ~85% of the total age range of the catchment. The maximum age reflects the maximum elevation reached by the ice (i.e. ~3420 m). As before, we calculate a new bedrock SPDF based on the glacial source distribution (Fig. 8). The detrital SPDFs, representing particles of glacial origin in the frontal moraine, show a maximum range of inferred SPDFs at ~3.3 Ma (Fig. 8c). We relate this range to the constant 10% relative age uncertainty applied, as the range of inferred detrital SPDFs tend to increase with younger ages and younger ages have smaller absolute uncertainties. Compared to the glacial bedrock SPDF, the mean glacial detrital SPDF over-represents young ages (< 5 Ma), in contrast to the hillslope source as we might expect. Next, we observe a relative under-representation of ages ~6.3 Ma and for ages older than 8 Ma, consistent with a storage of sediments at mid-elevation. This is reflected in the cumulative detrital distribution (Fig. 8d), which is shifted towards younger ages and does not

intersect the glacier bedrock cumulative distribution. The maximum difference between the two cumulative distributions is at 4.6 Ma.

The detrital AFT age distribution (Fig. S8) show the same tendency in over-representing young ages (age peak ~ 16.5 Ma) compared to the glacier bedrock distribution and by under-representing old ages (>28 Ma). The detrital CSPDF is also shifted toward younger ages, where the maximum difference with the bedrock CSPDF is observed ~ 28 Ma. We notice however smaller differences between the detrital and the bedrock distributions for the AFT than for the AHe system. Overall, the results show that older ages mainly reflect hillslope sources and younger ages, the glacial sources, which is expected given the age-elevation profile and hypsometric curves of the two sources (Fig. 4b). However, they also show that estimation of the bedrock distributions of the sources helps better constrain the role of the ice transport, and also better identify the predominant source in the sediment at the sampling site.

3.5 Detrital signature using a landscape evolution model with non-uniform erosion

To illustrate how the bedrock distributions of the sediment sources can help identify the dominant source signal at the sampling site, we consider now a model with non-uniform erosion. We use erosion laws presented in Sect. 2.1 with parameters listed in Table 1, which leads to the erosion pattern in Figure 9a. Eroded particles are thus a mixture of hillslope- and glacier-origin sources. The parameters of the erosion laws were calibrated by a trial-error process to obtain a mean erosion rate over both source regions of 1 mm yr^{-1} for a more consistent comparison with the constant erosion rate models. Obviously, variations occur locally about this mean value (e.g. maximum erosion rate is $\sim 31 \text{ mm yr}^{-1}$, Fig. 9a) and the calculated standard deviations for the mean erosion rates for the hillslope and glacier sources are 1 ± 0.29 and $1 \pm 2.9 \text{ mm yr}^{-1}$ respectively. Variations in ice erosion result mostly from the distribution of effective pressure that controls the opening of cavities (Eq. 3 and Eq. 6) and therefore from the length on which the basal shear stress is applied (Eq. 1 and Fig. S1). Consequently, there are some ice-covered areas that do not erode at all. The range of detrital ages for the glacier-origin particles spans 9 Ma from 2.7 to 11.7 Ma, whereas those for the hillslope-origin particles range from 3.5 to 13.8 Ma.

The mean detrital SPDF shows a large age peak ~ 5 Ma, and a smaller one ~ 10 Ma. The glacial bedrock distribution predominates for ages <5.5 Ma (Fig. 9c), suggesting a glacial source for the first age peak. This is confirmed by the high erosion rates located where the AHe ages are around 5 Ma (see Fig. 9a-b and Fig. S6a). The second age peaks (10 Ma) best match with the hillslope bedrock distribution, which would suggest a dominant hillslope source contribution. This assumption is also confirmed by the erosion rates $\sim 1.80 \text{ mm yr}^{-1}$ where AHe ages are ~ 10 Ma (Fig. 9a and Fig. S6). The mean detrital SPDF also shows a low at $\sim 7-8$ Ma that we attribute to both the effect of storage at mid elevation (Fig. 6b) and the erosion pattern, as the relevant elevations are represented by small tributary glaciers with low erosion rates ($<0.07 \text{ mm yr}^{-1}$). A similar comparison can be done with the CSPDFs (Fig. 9d), although the curves are smoother. Thus, taking into account the bedrock age distributions of the different sources increases

the potential to discriminate these sources in a detrital sample. However, we stress that the bedrock distributions are based on the assumption of spatially uniform erosion across the catchment. Non-uniform erosion leads to different bedrock SPDF for the sources, and also different expected sediments source distributions.

The mean detrital AFT SPDF (Fig. S9) is in agreement with a glacial source of particles for AFT ages ~ 16 Ma, where the erosion rates are highest (Fig. S9a), but this is much less pronounced than for the AHe system. Moreover, it is difficult to make distinction between the two sources (hillslope vs glacier) for ages >30 Ma, as the mean detrital SPDF closely match all the bedrock SPDFs. We relate this pattern to the large relative uncertainties (i.e. $>30\%$) we considered for the AFT ages, that over-smooth the SPDF, especially for older ages. The mean detrital CSPDF shows no significant differences with the catchment bedrock CSPDF and suggests uniform erosion across the catchment, which contrast to the conclusion inferred for the AHe system, i.e. a major contribution of the glacier source. This difference, due to the different age-elevation relationships and age uncertainties between the two thermochronometers, reduces the ability to track the source of particles with AFT data in this example.

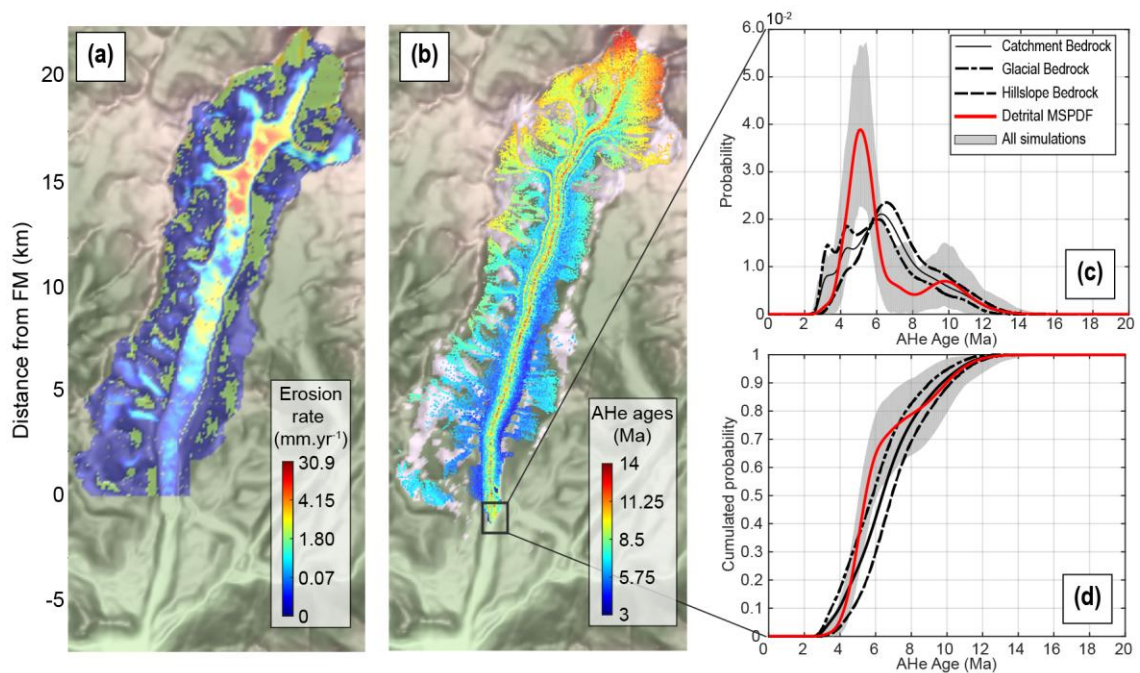


Figure 9: Non-uniform erosion model experiment, with (a) the erosion rate, (b) the spatial AHe age distribution of particles, (c) the detrital AHe age probability distributions and (d) their cumulative for the frontal moraine. The grey shaded area represents the range of the inferred 10,000 detrital SPDFs from the sampling process. The black square in (b) shows the frontal moraine (FM) location. MSPDF: Mean Synoptic Probability Distribution Function.

4 Discussion

4.1 Limitations of the particles transport model

It is important to note that the sediment particles in our model are passively transported and do not interact with the ice. For instance, the concentration of debris in the basal ice can influence the rheology of the ice and the friction of the bed, which both impact the ice flow (e.g. Cohen et al., 2005; Hallet,

1981; Iverson et al., 2003). Surface debris-cover can also shield the ice from solar energy and, in turn, reduces the ablation rates and increases the local mass balance of the glacier (e.g. Kayastha et al., 2000; Östrem, 1959; Rowan et al., 2015). As iSOSIA does not perform a full 3D computation of ice deformation, the horizontal velocity of particles is parametrized as a simple polynomial function (i.e. Eq. 9) of the average ice velocity (i.e. for englacial particles). Sediments can move vertically only by the accumulation of new ice or by melting, whereas natural particles can also move due to internal ice deformation, including thrusting and folding (Hambrey et al., 1999; Hambrey and Lawson, 2000). Surface debris may also fall in crevasses and therefore be incorporated in the basal ice (Hambrey et al., 1999).

Additionally, our models omit debris comminution during transport. This process may have important implications for sampling strategies as block sized sediments formed by, e.g. quarrying, potentially originate close to the sampling site (i.e. have a short travel distance), but often are not sampled. This could bias detrital SPDFs, that are only representative of the sampled size fraction of sediments (mostly sand size) and thus sources located high in the catchment (i.e. larger travel distances). Lastly, sediment transport by rivers and sub-glacial drainage is neglected in the models presented here. However, it has been shown that a large part of basal debris can be evacuated by meltwater, on a seasonal timescale (Collins, 1996; Delaney et al., 2018; Kirkbride, 2002; Swift et al., 2005). Not allowing for this factor potentially impacts the transfer time of our sediment particles to the glacier front and we return to this point below. Additionally, water mixes sediments efficiently and may reduce the role of advective sediment transport in the ice. The role of sediment mixing by water has been investigated by Enkelmann and Ehlers (2015) and they conclude that sampling the pro-glacial river (Ehlers et al., 2015) is similar to sampling through the ice-core terminal moraine, meaning that sediments in glacial outwash have a greater potential to be mixed by meltwaters. We emphasise that our simple particle transport model is a starting point for studying the behaviour of sediment transport by ice, and integration of other processes of transport should be considered in future studies.

4.2 Effect of sediment transport by ice

Despite the limitations mentioned above, some first-order insights related to ice dynamics can be identified. Firstly, our ice transport model for the Tiedemann glacier implies an equilibrium time in terms of the relative proportions of particle sources in the frontal moraine of the order of 10^3 years (~ 1500 years). This timescale is of the order of the characteristic timescale developed by previous studies (Herman et al., 2018; Jóhannesson et al., 1989; Oerlemans, 2001; Roe and O'Neal, 2009) and mainly reflects the glacier dynamics. Incorporating transport of sediments by meltwater, this timescale would probably reduce for glaciers with well-developed drainage systems, as large part of glacier basal debris seems to be evacuated by the subglacial drainage system (Collins, 1996; Kirkbride, 2002; Swift et al., 2005; Delaney et al., 2018). However, the types of debris forming frontal moraines vary from

glacier to glacier. For instance, debris-covered glaciers are dominated by supraglacial debris that are mainly transported passively by ice (Benn and Evans, 2014). Terminal moraines of debris-covered glaciers are thus mainly built by a process of dumping debris from the ice surface, and thus reflect glacier dynamics, especially if the glacier remains stable for a long period of time (Benn and Evans, 2014; Hambrey et al., 2008; Lukas, 2005; Sharp, 1984). Moreover, some sedimentological studies on terminal and lateral moraines have shown limited amounts of glaciofluvial-related facies (e.g. Bowman et al., 2018; Ewertowski and Tomczyk, 2020; Winkler and Matthews, 2010), as it is the case for the Tiedemann glacier (Menounos et al., 2013). Moreover, a recent study shows sediment transfer times relevant to building moraines of the order of 100-200 kyr (Cogez et al., 2018). Therefore, the timescale for building the frontal moraine would strongly depend on (i) the availability of subglacial debris vs supraglacial debris, and (ii) the glacier dynamics. We recommend that future studies should focus on the timescales for building the terminal moraine, but we also highlight that, in some glacial areas, this timescale could impact the interpretation of detrital SPDFs from such glacial features, e.g. by reflecting a transient phase of sediment arrival (as shown in Fig. 6).

Secondly, zones of slow ice flow, such as in small tributary glaciers, may act as sediment traps as shown by particles remaining in elevated areas after 8500 years of simulation. These zones of slow ice motion occur mostly around the ELA and are associated to low values of local topographic slope. This is consistent with the suggestion that glacial erosion is more efficient around the ELA (e.g. Anderson et al., 2006; Brozović et al., 1997; Egholm et al., 2009; Steer et al., 2012), which leads to limit local relief and slope around the ELA and in turn to limit ice sliding velocity. This also highlights morphodynamic feedbacks controlling, here by a trapping effect, the detrital distribution of thermochronological ages. Therefore, only ~44% of the total initial number of particles reach the frontal moraine after 8500 years of transport (i.e. the maximum time of our simulation). About 25 % of the particles are stored in the lateral moraine (Fig. 5d) and the remaining ~31% are trapped at higher elevations, and therefore have residence times greater than 8500 years. The robustness of the results presented so far to different parameters has been tested by varying the glacier size, and the hillslope diffusivity for particle transport. The results are presented in Sect. 2 of the supplementary materials. Overall, the conclusions are similar to those already discussed, and show equilibrium times for the frontal moraine of the same order, and around 53-60 % of the total sediments stored higher in the catchment

To illustrate the effect of low velocities on transport times in more detail, we compute the average transfer time as a function of source location for particles that reach the frontal moraine (Fig. 10). The results show that the time required for a particle to reach the frontal moraine is not simply proportional to the distance with the source location. Indeed, some particles formed near the frontal moraine may take more than 3000 years to reach the glacier front due to velocities close to zero (Fig. 10). In contrast, some particles formed far from the frontal moraine have transfer times less than 1000 years due to averaged-velocities greater than 15 m yr⁻¹ (Fig. 10b). The proximity of the source to ice streams with

high velocities explains this pattern of transfer times (Fig. 3c). The average transfer times for particles formed along hillslopes or glaciers are 1825.4 ± 1914.7 and 1084.9 ± 1014 yrs, respectively, but show high variability. This difference is controlled i) by the longer average distance of the hillslopes to the frontal moraine, 15.26 ± 7.19 km, compared to glaciers, 13.85 ± 6.15 km, and ii) by spatial variation in ice flow velocities and storage of sediments in small tributary glaciers, which is more pronounced for the hillslope sources as shown in Figure 10. Overall, sediment transfer times of our models are strongly influenced by the spatial distribution of small tributary glaciers, implying an important control of glacier sizes on the delivery of sediments to the main glacier transport system.

In the case of uniform erosion and a simple relationship between thermochronological age and elevation (Fig. 4a), we expect the detrital thermochronological signal associated to each source to mimic its associated hypsometric distribution. However, the resulting detrital SPDFs differ from that expected from the hypsometric distributions (Fig. 7). The lack of the ages in the detrital SPDF corresponding to the peak observed ~ 1500 - 2000 m in the hypsometric curve, may be explained by (i) the storage of a major part of the sediments (i.e. 56%) outside of the sampling site, and (ii) by the patterns of transfer times for particles that reached the frontal moraine (Fig. 10). The generality of this conclusion is limited by our sediment transport model, as mentioned earlier, and the discrepancy observed between the detrital SPDFs and the expected distribution (i.e. bedrock SPDF) can be reduced for glacier with well-developed subglacial drainage system.

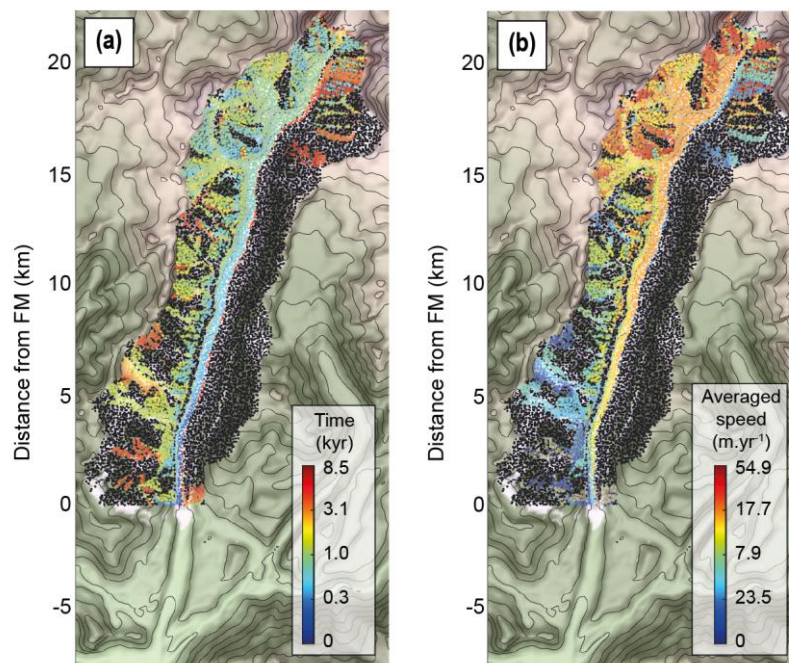


Figure 10: Characteristics of particles transfer to the frontal moraine, (a) the time needed for each particle to reach the frontal moraine; (b) their averaged speed. Black dots are particles that did not reach the frontal moraine (FM).

4.3 The role of detrital sources: glaciers or hillslopes

According to our model for the Tiedemann glacier, each type of detrital source, i.e. hillslope or glacier, displays a different average hypsometry (Fig. 4b). Glaciers mostly represent valley floor while hillslopes mostly represent elevations greater than ~ 1800 m. Hillslope sources contribute to older ages in the detrital SPDFs, as expected from the age-elevation profiles and the range of elevation of hillslope source (~ 700 - 4000 m). The glacial detrital SPDF (Fig. 8) reflects mainly the younger ages from the valley floor, and a lack of older ages in the elevation range occupied by glaciers (~ 530 - 3420 m).

When estimating glacial erosion rates from sediment flux measurements it is important to distinguish glacier-origin debris from supraglacial debris. Previous studies used cosmogenic nuclides concentrations (e.g. Guillon et al., 2015) or U-Pb ages (e.g. Godon et al., 2013) on sediments to discriminate between sources. Here, we tested a simple approach by characterizing the bedrock age distribution of different sources and compared them with the detrital age distribution. The model considering non-uniform erosion gave promising results for identifying contribution of different sediment sources to the frontal moraine (Fig. 9).

Despite identical averaged erosion rates for the two sources (i.e. 1 mm yr^{-1}), the resulting shape of the mean detrital SPDF is the result of higher local glacial erosion rates compared to the more diffusive erosion on hillslopes. Therefore, the glacial source locally produces a high amount of sediment particles, with similar thermochronological ages, which are ultimately transported to the frontal moraine. This explains the high peak observed ~ 5 Ma (Fig. 9) and the lower peak ~ 10 Ma corresponding to hillslope sources. Furthermore, the proximity to the depositional site of the sources with high glacier velocities also contributes to the magnitude of the age peak components observed in the detrital SPDF (Fig. 10). Therefore, detrital SPDFs of glacial features such as the frontal moraine are likely to over-represent glacial sources compared to hillslopes sources if driven by locally high erosion rates. Finally, a large proportion of sediment particles produced on hillslopes originate from around 2800 m as illustrated by the older age peak component at ~ 10 Ma (Fig. 9c). However, in our models the hillslope sources are more subject to storage by tributary glaciers, which reduces their contribution to the detrital signal in the frontal moraine.

4.4 Implications for detrital sampling strategies

A sampling strategy equivalent to the one considered in this study (i.e. randomly sampling the entire frontal moraine) has the potential to capture more bedrock age components, as proposed in previous studies (e.g. Enkelmann and Ehlers, 2015). To illustrate this effect, we now consider different sampling strategies. We perform an additional experiment, with uniform erosion, where sampling occurs in four different regions of the frontal moraine (Fig. 11). The process of sampling is the same as for previous models, i.e. we randomly collect 105 particles within each region, produce a SPDF and repeat this process 10,000 times to infer a mean detrital SPDF. The resulting mean AHe detrital SPDFs and

CSPDFs (Fig. 11) show significant variability. Sampling region one mostly captures young ages (<6 Ma) and therefore the glacier source, while hillslope sources, with older ages (>6 Ma), are under-represented. Sampling region two, located closer to centre of the moraine, includes an older age component (>6 Ma), which leads to a better fit with the mean detrital SPDF obtained by sampling the

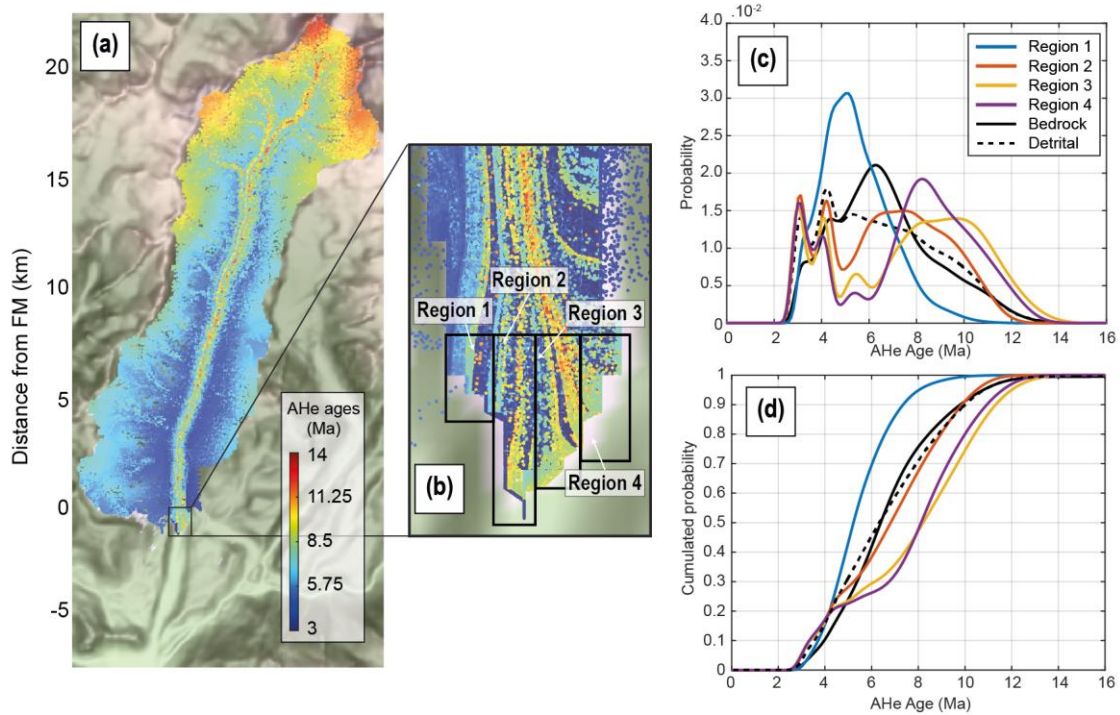


Figure 11: Detrital AHe age distributions of the five regions seen in (b, black rectangles) from the experiment considering uniform source of particles. Spatial distribution of particles with their AHe ages associated (a), with a zoom to the frontal moraine area in (b). The density plots and their cumulative distributions are shown in (c) and (d). The dashed black line is the mean detrital SPDF for the frontal moraine (FM).

entire frontal moraine. Statistical tests performed on the CSPDFs confirm this similarity (see Table A1). However, the different sensitivity of these statistical tests complicates interpretation of these results. Finally, the regions three and four show similar distributions with an over-representation of young (<4 Ma) and old ages (>7 Ma), and a gap in mid-range ages (between 5 and 7 Ma) representing intermediate elevations (1500-2000 m). Old ages (red dots in Fig. 11a-b) are mostly transported in the central part of the main glacier and deposited in the central part of the frontal moraine (regions two, three and four). An exception occurs with regions three and four due to deviation of ice streamlines (Fig. 11b).

This deviation is also responsible for significant deposition of sediments in the lateral moraine upstream. The trend of decreasing young age component in the detrital SPDF across the frontal moraine is seen for the AFT system, although the differences are less pronounced. However, this trend seems to be supported by a comparison with true ice-cored terminal moraine AFT data from Enkelmann and Ehlers (2015) (see B1). We observe that, from left to right, the detrital age distributions within the frontal moraine incorporate older ages. However, we are aware that the method used to build SPDFs with a Gaussian kernel (Eq. 11) tends to break down with high (>30%) relative uncertainties (Brandon, 1996), as for the presented AFT data. We use this method for simplicity and to facilitate comparison with the

synthetic AFT SPDFs. However, the original data also show the same tendency of age components getting older across the terminal moraine, and statistical tests applied on original data (Enkelmann and Ehlers, 2015) support the high variability of the detrital AFT age distributions across the terminal moraine regions (see Table A1). Overall, local sampling within the frontal moraine or upstream along a transverse transect leads to a higher variability in the inferred detrital age distributions. Even if some regions may show better agreements with the bedrock SPDF (region two), randomly sampling small patches of sediments through the moraine captures most of the age components on average and seems a better strategy overall.

4.5 The effect of age uncertainties and age-elevation profiles: comparing AHe and AFT

For all of our models, we concluded that detrital age distributions resulting from the AFT ages were less informative than those from the AHe ages. The differences between the two systems occur for two main reasons. First, the age-elevation profiles differ. For the AFT profile, the youngest ages are not at the lowest elevation but occur at ~2000 m of elevation. The slope of the AFT age-elevation relationship is almost vertical (and actually negative) for elevations lower than 2000 m. This low age-elevation gradient leads to a reduction in source identifiability, i.e. similar ages can come from a large range of elevations. Secondly, the high relative age uncertainties (i.e. >30%) in the AFT data smooths the SPDF and decreases the resolvability of age components in the age distribution. Consequently, these two characteristics can make the AFT system perhaps less useful for tracking erosion patterns, as seen for the case of non-uniform erosion. However, in some cases the AFT distribution can still capture first-order behaviour of sources if combined with bedrock age and age-elevation distributions, depending on the distribution of erosion across the catchment.

5 Conclusions

In this study, we have presented a numerical approach to investigate the effect of sediment sources (hillslopes vs glaciers), ice transport and deposition on the distribution of thermochronological ages found in a frontal moraine. We applied this approach to a glaciated catchment which presents simple morphological characteristics: the Tiedemann glacier (British Columbia, Canada) in steady-state. Firstly, the presence of small tributary glaciers with very low velocities, may act as traps of sediments and delay particle transfer to the glacier front. These low velocities may result from a morphodynamic feedback between the location of the ELA and the bed slope in direction of sliding. Secondly, the transfer times of sediments are influenced by the proximity of their sources to the ice streams showing high velocities. Indeed, sediments located in elevated areas may experience lower transfer times than sediments produced closer to the sampling site. Thirdly, horizontal separation of ice flow lines can produce lateral moraines that may store a significant amount of sediment produced upstream. This implies that frontal moraines may include sediments that contain thermochronological signatures from limited parts of the total catchment. To address this problem, lateral moraines of the same age deposition

as the frontal moraine can be also targeted for complementary sampling, therefore incorporating more age components.

Sediment transport by ice can lead to differences in the detrital age distributions compared to the bedrock age distribution, for instance by undersampling mid-altitude age components by tributary glacier showing low sliding velocities ($< 1 \text{ m yr}^{-1}$). This could lead to misinterpretation of regional erosion patterns. Moreover, strategies considering local sampling of sediment in the frontal moraine show variable detrital age distributions, that predominantly reflect the variability of local sources upstream. In principle, this may allow us to directly associate particle sinks, e.g. moraines, to their sources. In contrast, randomly sampling through the frontal moraine potentially captures more age components, providing a more representative picture of the whole catchment. Therefore, we suggest the sampling strategy should be designed according to the question being addressed. Furthermore, we systematically compared two thermochronological systems, AHe and AFT, with different but coherent age-elevation profiles and different relative age uncertainties. While the first factor plays a role in the ability to track sediment sources, the second factor impacts on the precision of SPDFs. However, characterization of the spatial variability of source contribution between different sampling sites may still be possible depending on the distribution of erosion.

Overall, our numerical approach offers novel insights on the application of detrital thermochronology to glaciated catchments and on the role of long-term exhumation, modern erosion, and past sediment transport. However, as we have stated earlier, this study considers simple laws for ice motion and sediment entrainment and neglects sediment transport by the glaciofluvial system. Clearly, directions for future studies are the role of subglacial hydrology and, plastic deformation of ice on sediment transport and on the role of meltwater in the building of terminal moraine. Finally, we have only considered one single alpine catchment, our results may not be applicable to catchments showing more complexity (e.g. tributary glacier valleys).

Appendices

Table A1: Statistical tests results from Kuiper and Kolmogorov-Smirnov (KS) tests, with associated p-value for the modelled detrital CSPDFs shown in section 4.4. Each modelled detrital CSPDF (Region 1-4, and frontal moraine) is tested against the modelled catchment bedrock CSPDF. Frontal Moraine corresponds to the mean detrital CSPDF of the entire moraine. The variability of detrital SPDFs of the original data from Enkelmann and Ehlers (2015), p-values for S10-S14, has been tested by comparing the original ice-cored detrital SPDFs against the detrital age distribution of the glacial outwash sample (9TETG15) presented in Ehlers et al. (2015). Highlighted in black are contradictions or p-value close to the alpha level (0.05) between the two statistical tests about the similarity between the corresponding detrital CSPDF and the catchment bedrock CSPDF (or glacial outwash in case of S10-S14). 1: the two distributions are different, 0: the two distributions are similar.

	AHe		AFT	
	Kuiper test/p-value	KS-test/p-value	Kuiper test/p-value	KS-test/p-value
Region 1	1 / 1.16×10^{-5}	1 / 4.10×10^{-7}	1 / 1.37×10^{-6}	1 / 3.25×10^{-8}
Region 2	0 / 0.057	0 / 0.26	0 / 0.09	1 / 0,01
Region 3	1 / 1.63×10^{-9}	1 / 4.80×10^{-8}	1 / 6.42×10^{-22}	1 / 3.26×10^{-24}
Region 4	1 / 4.46×10^{-11}	1 / 4.68×10^{-9}	1 / 5.78×10^{-20}	1 / 3.38×10^{-22}
Frontal Moraine	0 / 0.50	0 / 0.55	0 / 0,87	0 / 0,31
S10	-	-	1 / 8.83×10^{-16}	1 / 1.30×10^{-17}
S11	-	-	1 / 4.99×10^{-9}	1 / 4.03×10^{-7}
S12	-	-	1 / 0.03	0 / 0.30
S13	-	-	0 / 0.25	0 / 0.38
S14	-	-	0 / 0.52	0 / 0.10

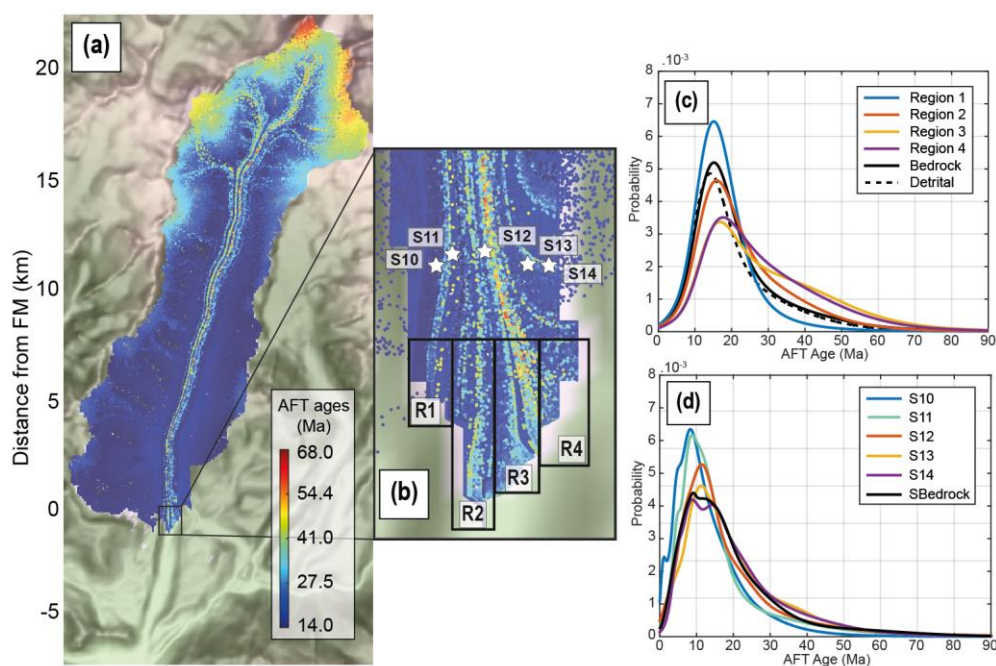


Figure B1: Detrital AFT age distributions of the four regions seen in (b, black rectangles) from the experiment considering uniform source of particles (a). The density plots of modelled detrital AFT ages are shown in (c). The dashed black line is the mean detrital SPDF for the frontal moraine (FM). The ice-cored detrital SPDFs from Enkelmann and Ehlers (2015), is shown in (d). Each sample (S10-14) is located in (b) by the white stars, and the age distributions have been built using the method explained in Sect. 2.4. The bedrock SPDF in (d) results from the bedrock single grain age distribution presented in Enkelmann and Ehlers (2015).

Code availability

The iSOSIA version (iSOSIA_3.4.7b) and the external routine used to compute the detrital age distributions are publicly available here: <https://github.com/davidlundbek/iSOSIA>.

4.3 Figures complémentaires à l'article

Supplementary figures of “Modelling the effects of ice transport and sediment sources on the form of detrital thermochronological age probability distributions from glacial settings”

Maxime. Bernard¹, Philippe. Steer¹, Kerry. Gallagher¹, David. L. Egholm²

¹Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, 35000 Rennes, France.

²Department of Geoscience, Aarhus University, Aarhus, Denmark.

Correspondence: Maxime Bernard (maxime.bernard@univ-rennes1.fr)

1. COMPLEMENTARY FIGURES FOR THE MAIN TEXT

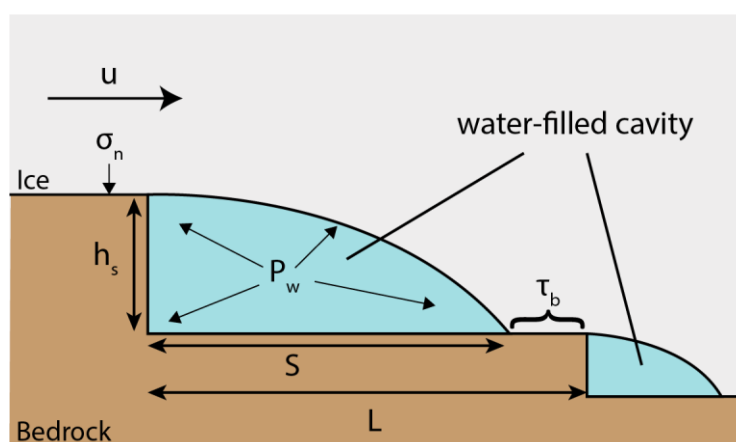


Figure S1: Flowing of ice over two bed steps. The geometry of cavities is defined by the height of the bed step (h_s) and their length (S). L is the distance between two bed steps. The ice exerts normal pressure (σ_n) on the bed, where the ice-bed contact length is defined by $L - S$. The basal shear stress (τ_b) is applied on this length. P_w is the water pressure within a cavity, (see text of Sect. 2.1). Modified after Iverson (2012).

Table S1. Range of parameters values used to calibrate the iSOSIA model for the Tiedemann glacier with the results of the ITMIX experiments, see Fig. S3.

Tested parameters	Description	Model parameters value
C_s	Ice sliding constant	$1 \times 10^{-2} - 3 \times 10^{-2} \text{ Pa s}^{1/3}$
dT_a	Annual temperature variation amplitude	$4 - 6^\circ\text{C km}^{-1}$
M_{acc}	Maximum accumulation rate	$2 - 5 \text{ m yr}^{-1}$
k_0	Minimum hydraulic conductivity	$1 \times 10^{-5} - 1 \times 10^{-3} \text{ kg}^{-1/2} \text{ m}^{3/2}$

In the Table S1, the annual temperature variation amplitude (dT_a) is used to calculate the annually averaged mass balance gradient in iSOSIA:

$$\dot{M}_b = \dot{A} - \dot{M},$$

where \dot{M}_b is the mass balance gradient, \dot{A} the accumulation and \dot{M} the melting rates. The two last parameters are computed according to the number of positive temperature degree days (N_{PDD}):

$$\dot{M} = \dot{M}_{PDD} * N_{PDD}$$

$$\dot{A} = \frac{N_{Fd}}{n},$$

where $\dot{M}_{PDD} = 10^{-3} \text{ m yr}^{-1}$ is the positive degree day melt rate constant, N_{Fd} the number of frost days ($T < 0^\circ\text{C}$) and $n = 365$ days, the number of days in a year. To calculate the number of positive degree day in the year, we use a sinusoidal variation for the temperature (T) to represent the temperature variation with seasons:

$$T = T_0 + dT_a \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{n}\right),$$

where T_0 is a temperature vector for the range of temperature amplitude variation (i.e. from $-2dT_a$ to $+2dT_a$), and t the time in days.

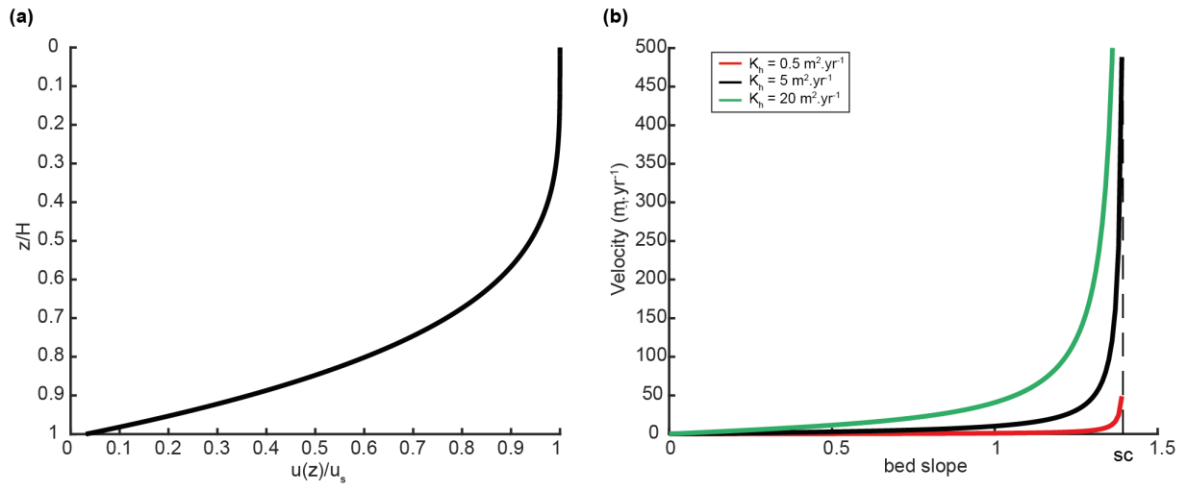


Figure S2: Velocity distribution for the glaciated particles (a) and particles located on hillslopes (b), s_c is the critical slope. The parameters z and H are the vertical position of a particle in the ice and the ice thickness, respectively. The velocity of glaciated particles is denoted as $u(z)$ and u_s represents the ice surface velocity, (see text in Sect 2.2). The green and red curve in (b) are the hillslope velocity distributions used for model sensitivity tests (see section 2 in supplementary materials).

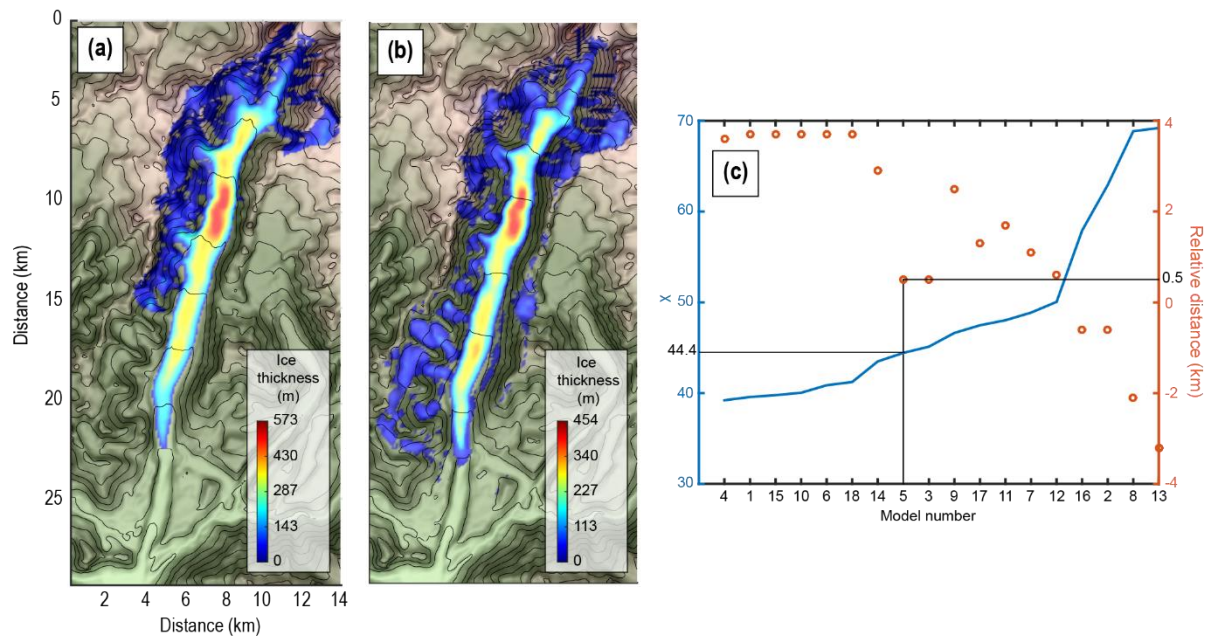


Figure S3: Calibration of the iSOSIA model for the Tiedemann glacier. (a) The ice thickness from the ITMIX experiments (Farinotti et al., 2016), (b) the ice thickness of the iSOSIA model, and (c) discriminating parameters used for the calibration of the iSOSIA model. The two parameters are the chi value of the mean ice thickness difference between the iSOSIA and ITMIX models (blue curve), and the relative position of the glacier front of the iSOSIA model with the ITMIX results (orange circles). We chose the iSOSIA model n°5 as it shows the best compromise between the mean ice thickness difference (chi value) and the position of the glacier front compare to the ITMIX experiments results (see text in Sect 2.3).

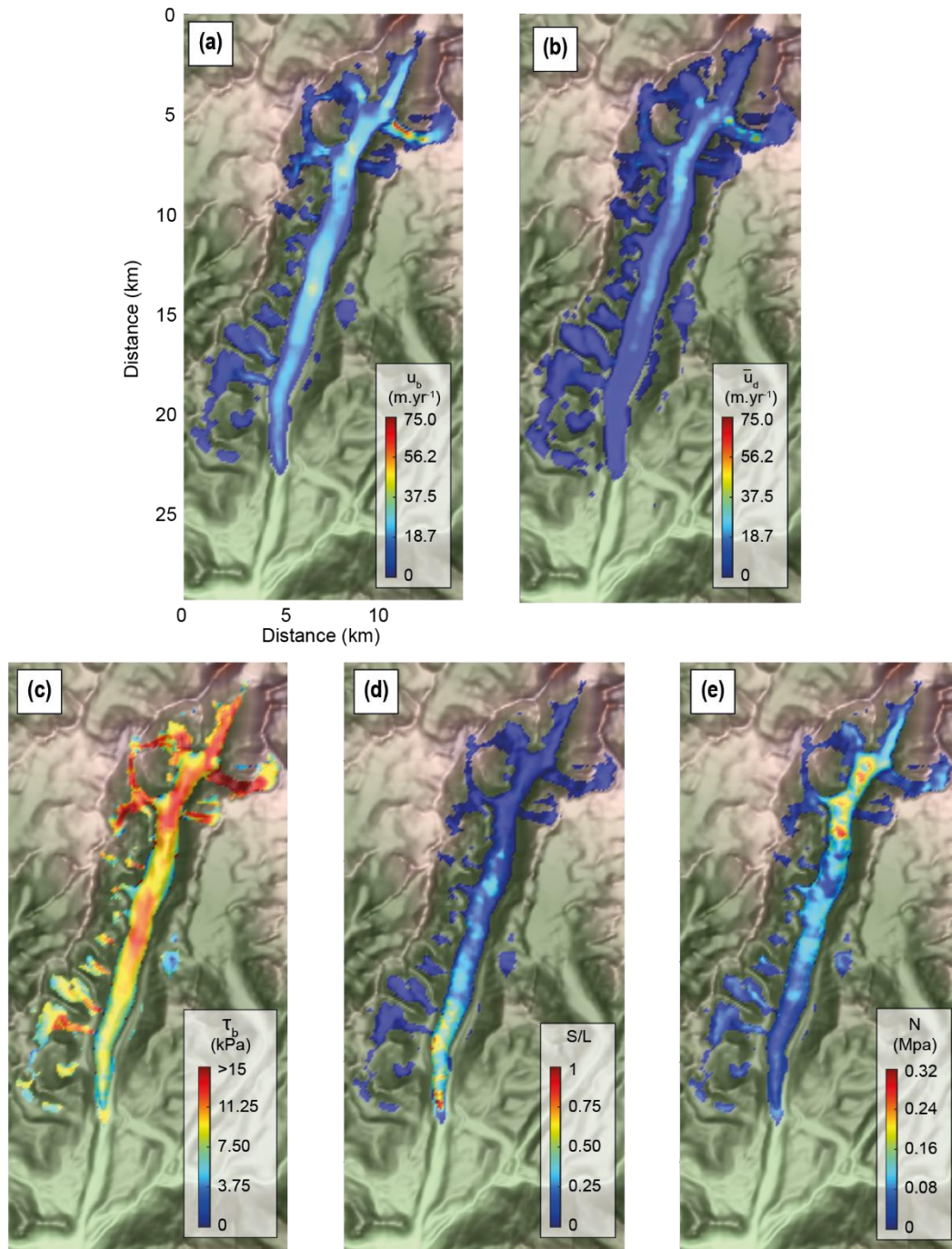


Figure S4: Spatial distribution of main outcomes for the modelled Tiedemann glacier. Spatial distribution of (a) the basal sliding speed, u_b , (b) the ice deformation speed, \bar{u}_d , (c) the basal shear stress, τ_b , (d) the opening cavity ratio, $\frac{S}{L}$, and (e) the effective pressure, N . S and L are the size of cavities and bed steps wavelength, see Fig. (S1) (see text in Sect 2.3).

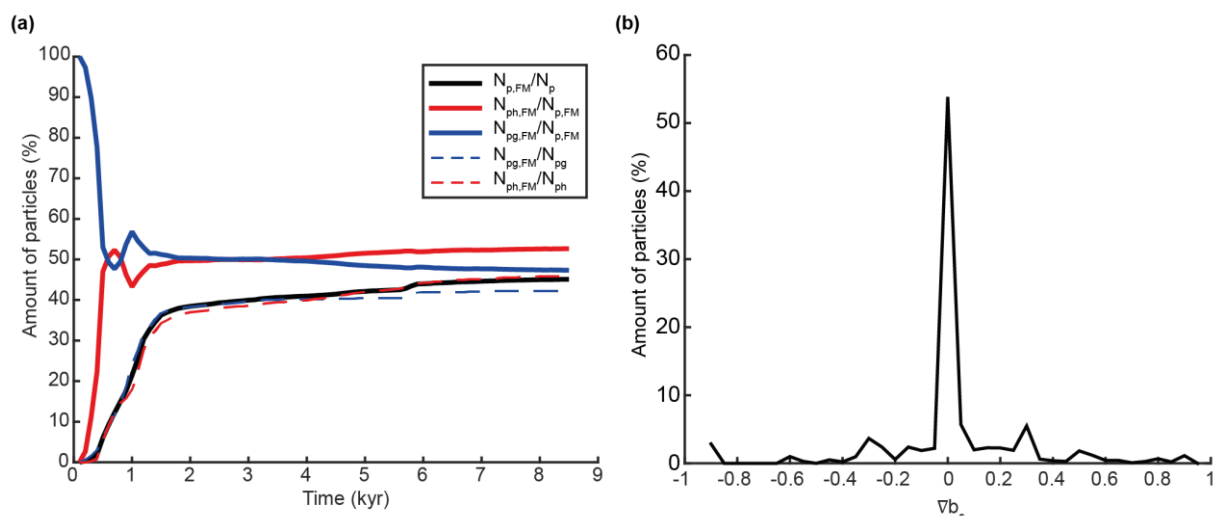


Figure S5: Kinematics of particle transport. (a) Transient evolution of the particle sources (hillslope vs glacial) in the frontal moraine. N_p : total number of particles, N_{ph} : total number of particle originated from hillslope, N_{pg} : total number of particle originated from glaciers, $N_{p,FM}$: total number of particle in the Frontal Moraine (FM), $N_{ph,FM}$: number of hillslope-origin particle in the FM, and $N_{pg,FM}$: number of glacier-origin particles in the FM. (b) Distribution of the bed slope in direction of sliding for tributary glacier carrying glaciated particles that remain close to their source after 8500 years of simulation. (See text in Sect 3.2)

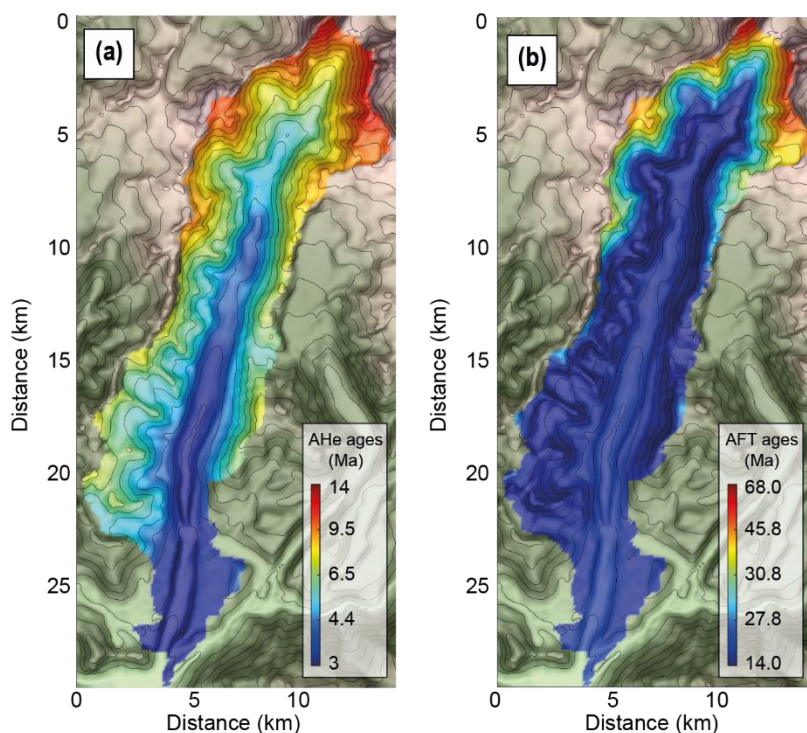


Figure S6: Spatial bedrock age distributions for the (a) AHe and (b) AFT systems. (See text in Sect 3.2)

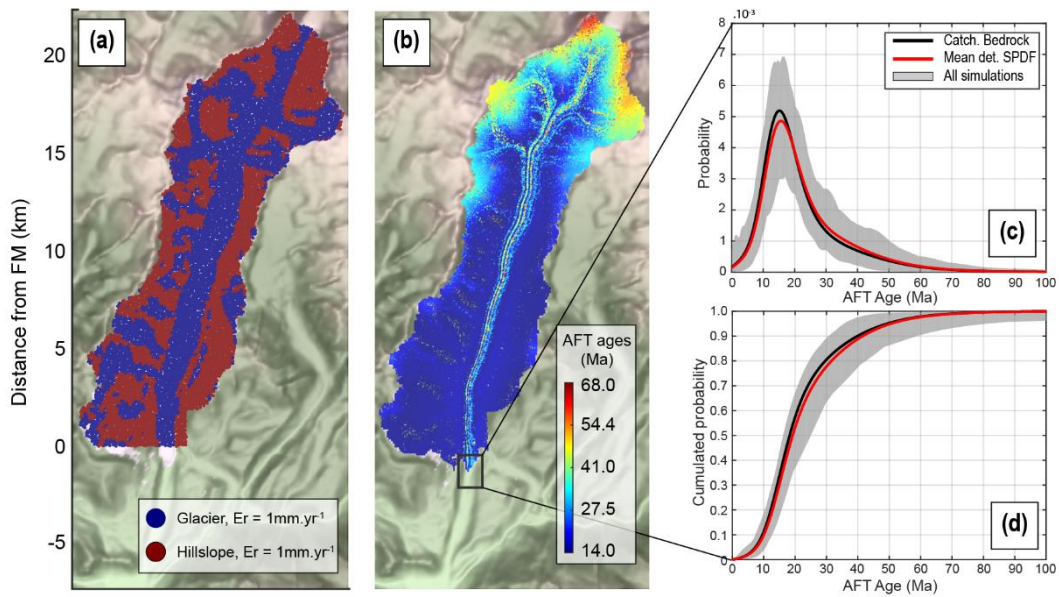


Figure S7: Spatial distribution of particles and detrital AFT age distributions within the frontal moraine. (a) Source locations of particles, with Er being the erosion rate. The spatial AFT age distributions after 2000 yrs of particles transport (b). The AFT age probability distributions (c) and their cumulative (d). The grey shaded area represents the range of the inferred 10,000 detrital SPDFs from the sampling process. The black square in (b) shows the frontal moraine (FM) position. (See text in Sect 3.3 and 3.4)

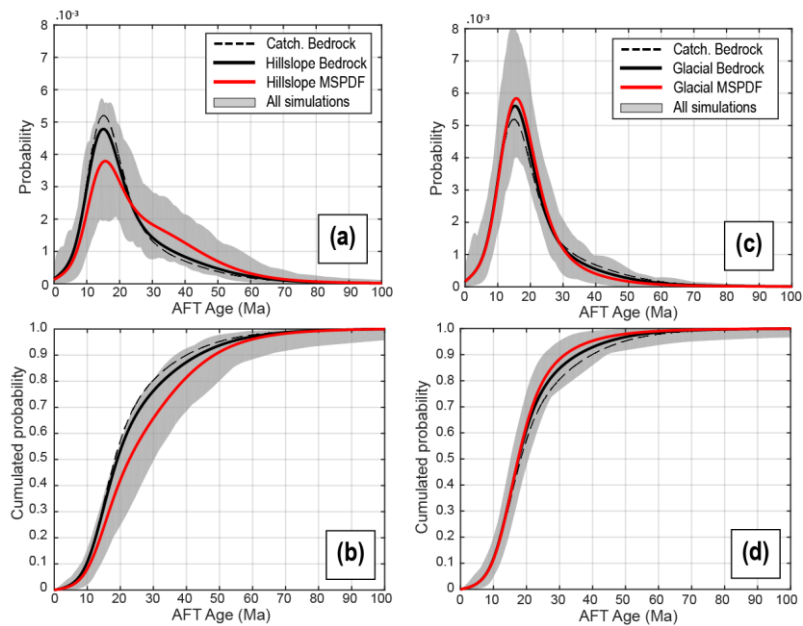


Figure S8. AFT detrital age distributions of the frontal moraine and their cumulative, for models considering only ice-free hillslope sources (a-b) and glacial sources (c-d). The grey shaded area represents the range of the inferred 10,000 detrital SPDFs from the sampling process MSPDF: Mean Synoptic Probability Distribution.

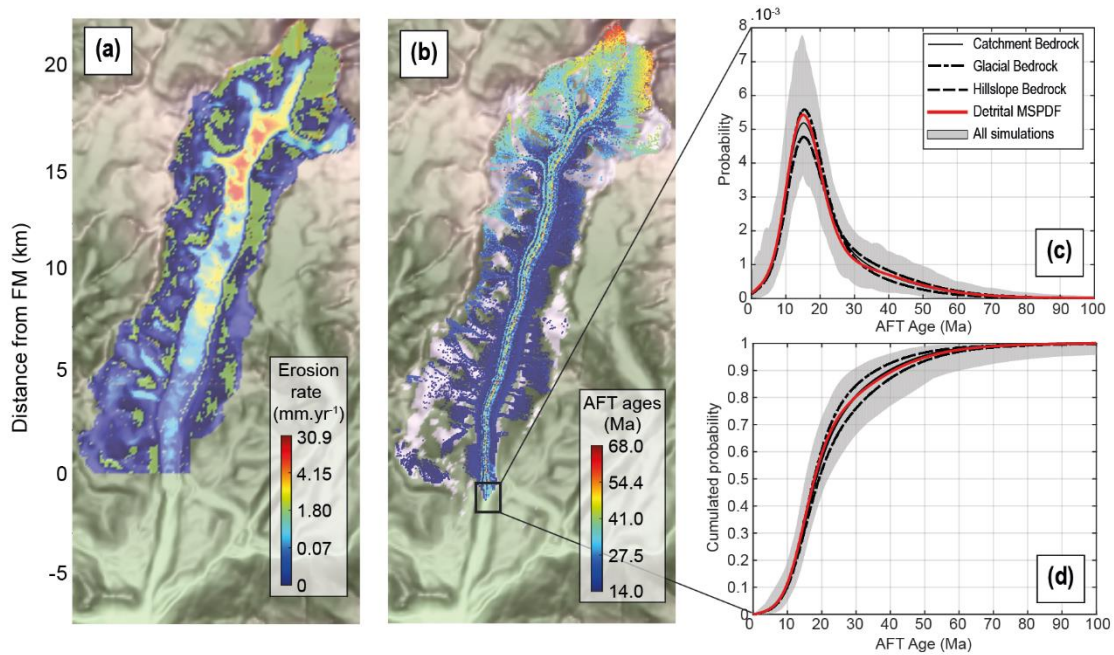


Figure S9: Non-uniform erosion model experiment, with (a) the erosion rate, (b) the spatial AFT age distribution of particles after 2 kyrs of transport, (c) the AFT age probability distributions and (d) their cumulatives for the frontal moraine. The grey shaded area represents the range of the inferred 10,000 detrital SPDFs from the sampling process. The black square in (b) shows the frontal moraine (FM) location (See text in Sect. 3.5). MSPDF: Mean Synoptic Probability Density Function.

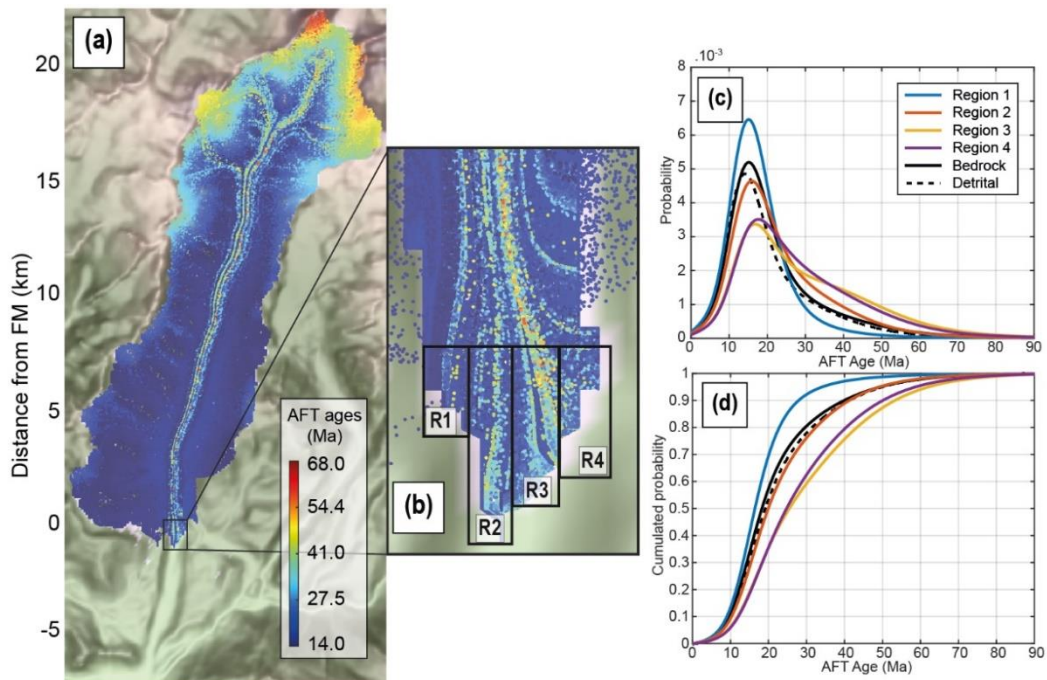


Figure S10: Detrital AFT age distribution of the four regions seen in (b, black squares) from the experiment considering uniform source of particle. Spatial distribution of particles with their AFT ages associated (a), with a zoom to the frontal moraine area in (b). The density plots and their cumulative distributions are shown in (c) and (d). The dashed black line is the mean detrital SPDF for the frontal moraine (FM). R: region (See text in Sect. 4.4).

2. MODEL SENSITIVITY TESTS

To test the sensitivity of our results, we performed four additional models with various parameters for ice, climate, and hillslopes. Two of them are testing the influence of the Tiedemann glacier size. We choose models 16 and 17 (Fig. S3), to perform such analyses as they show glacier front position ~ 1000 m farther and shorter than the model used in this study (the reference model). We are limiting to this glacier size range to keep an erosion area similar to the reference model (See Fig. 6a in the main text), that means, bounded by the reference frontal moraine (FM). These two models have different combinations of four parameters: C_s , the ice sliding constant; dTa , the temperature amplitude for mass balance; M_{acc} the maximum ice accumulation rate; and k_0 , the minimum hydraulic conductivity (Table S2). We stress that, because the size of the glacier changes for the models M16 and M17, we define our frontal moraine to be the last 800 m of each synthetic Tiedemann glacier (i.e. according to the frontal moraine of the reference model). The two other models (Hill1 and Hill3) test the influence of the hillslope diffusivity, K_h , for particles in:

$$q_{ph} = - \frac{K_h \cdot \nabla b}{1 - \left(\frac{|\nabla b|}{S_c}\right)^2},$$

where ∇b is the bed slope and s_c the critical slope. The resulting hillslope velocity profiles for particles of models Hill1 and Hill3 can be seen in Fig. S2.

Table S2. Values for variable parameters used for the model sensitivity tests. Empty boxes are values that does not change from the reference.

Tested parameters	M16	M17	Hill1	Hill3	Ref
C_s (Pa s ^{1/3})	2,06x10 ⁻²	2,39x10 ⁻²	-	-	1,29x10 ⁻²
dTa (°C km ⁻¹)	-	5	-	-	6
M_{acc} (m yr ⁻¹)	2,37	2,25	-	-	2,73
k_0 (kg ^{-1/2} m ^{3/2})	4,1x10 ⁻³	4,0x10 ⁻³	-	-	3,10x10 ⁻⁴
K_h (m ² yr ⁻¹)	-	-	0.5	20	5

First, we consider the evolution of the particle source proportion in the frontal moraine for these four models (Fig. S11). Looking at the models Hill1 and Hill3 (Fig. S11a-b), we see that the effect of the hillslope diffusivity is found at the first stages (0 to 3000 years) of the frontal moraine evolution. Indeed, the glacial sources are dominant over the hillslope sources (solid blue and red curves, Fig. S11) in the case where the diffusivity on hillslopes is small ($K_h = 0.5$ m²yr⁻¹). This is explained by the associated low velocity profile on hillslopes that increases the transfer times of such particles within the catchment (Fig. S2). Moreover, the time to reach equilibrium in the FM is increased for the lower diffusivity value

(i.e. black curves), and is around 3-4 kyrs. However, after 8500 years of simulation, the total proportion of sources in the FM are similar for all models (~50%, solid blue and red curves), as is the total proportion of initial particles that reaches the FM around 40-44% (black curves, Fig. S11a-b).

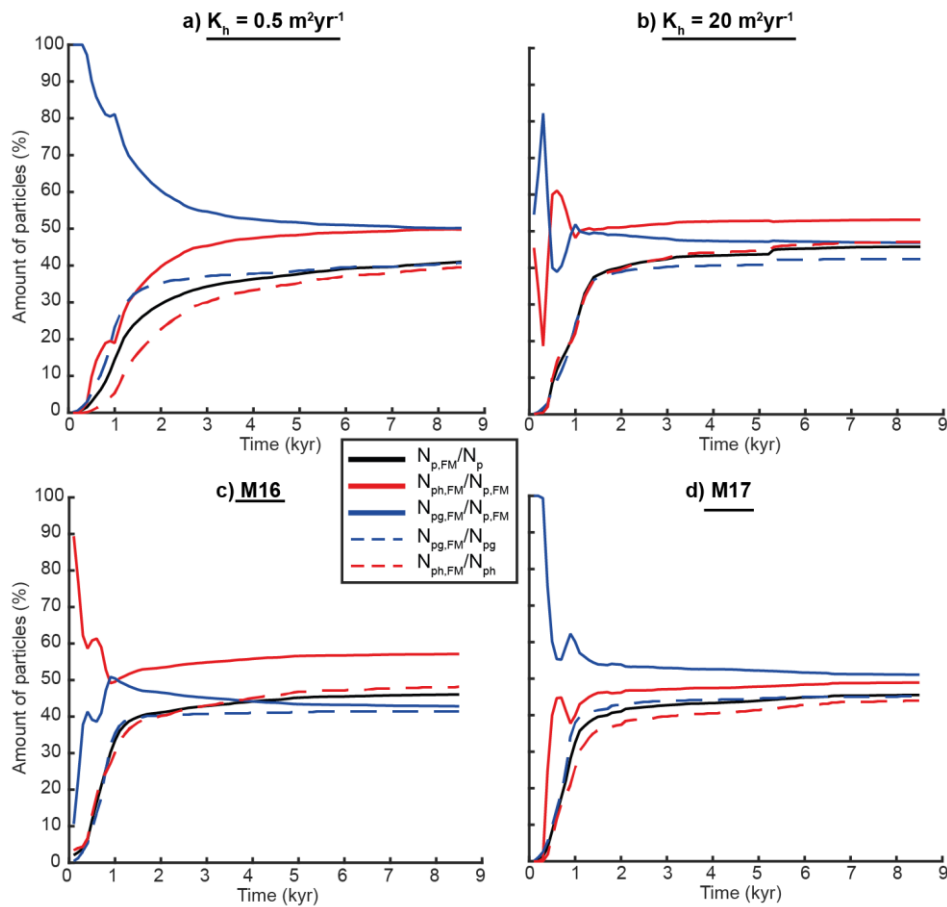


Figure S11: Transient evolution of the particle sources (hillslope vs glacial) in the frontal moraine, for model sensitivity tests: Hill1 (a), Hill3 (b), M16 (c), and M17 (d). N_p : total number of particles, N_{ph} : total number of particle originated from hillslope, N_{pg} : total number of particle originated from glaciers, $N_{p,FM}$: total number of particle in the Frontal Moraine (FM), $N_{ph,FM}$: number of hillslope-origin particle in the FM, and $N_{pg,FM}$: number of glacier-origin particles in the FM. The results from the reference model are presented in Fig. S5a.

Consequently, the proportion of particles deposited outside the FM is still around 60-56 %, for models considering variation in the hillslope diffusivity, K_h , and the reference model.

A similar analysis on the model M17 shows that the FM is always dominated by the glacial sources (solid blue curve, Fig. S11d) compared to the model M16 (Fig. 11c) and the reference model (Fig. 5a), where the dominance of a source varies with time. For the model M17, the glacier front is 1000 m farther than in the reference case and explain this discrepancy. Indeed, as glacier ice velocities are higher ($\sim 60 \text{ m yr}^{-1}$) in the centreline (see Fig. 3c, main text), glaciated particles are moving faster than hillslope-origin particles, and thus reach the FM first. The results for the model M16 (Fig S11c) show differences in the evolution of the particle sources proportion in the FM, as the hillslope source is dominating over the glacial source. At the end of simulation (8500 years) the proportion of particles coming from hillslopes is $\sim 57 \%$ and thus particles coming from the glacier is $\sim 43\%$. The total proportion of particles

reaching the FM is $\sim 45\%$. Overall, the proportion of the initial particles that reach the FM in each model, in the models M16 and M17, is similar to the reference ($\sim 44\%$). Thus, the proportion of initial particles that remains stored higher in the catchment is $\sim 56\text{-}50\%$, consistent with the reference model.

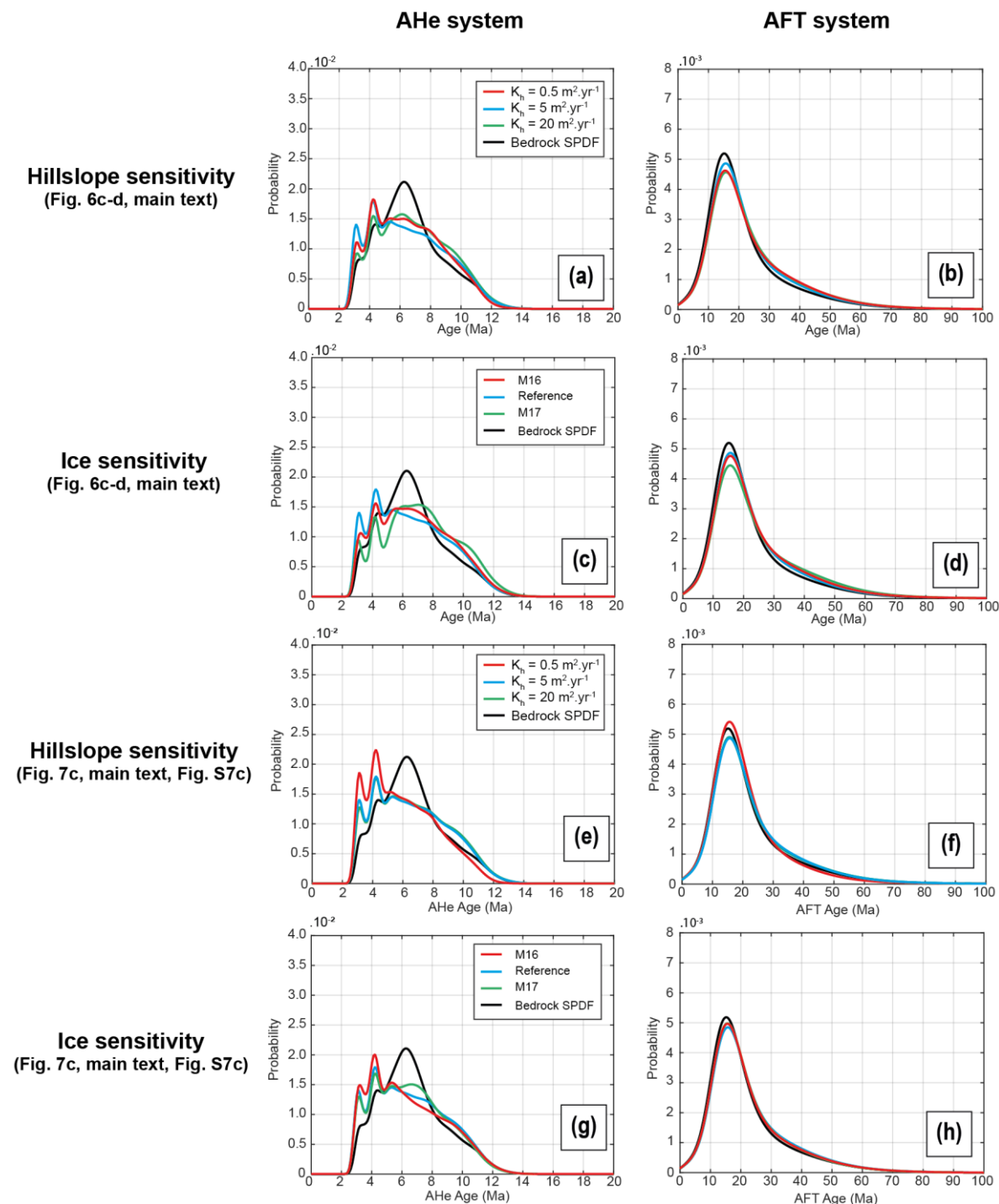


Figure S12: Mean detrital age distributions (SPDFs) from model sensitivity tests, for both the AHe and AFT thermochronological systems. From (a) to (d), the detrital SPDFs resulting from sensitivity model tests considering one pulse of particles production in each grid cell (see Sect. 3.1 for more details). From (e) to (h), sensitivity model tests considering continuous production of particles (see Sect. 3.2 for more details).

We now analyse the detrital age distributions associated to the previous models after 8500 years of simulation. For all models we look at the mean detrital SPDFs of the two thermochronological systems (AHe and AFT) that result from sampling the frontal moraine (Fig. S12a-d). For the model sensitivity tests considering variation in the hillslopes diffusivity (Hill1 and Hill3), we see no significant differences with the reference (blue curve) for both AHe and AFT systems. For models M16 and M17, the differences are higher for the AHe system and less pronounced for the AFT system. The detrital SPDF of M17 (Fig S12c) under-represent younger ages, ~ 3.3 and ~ 4.3 Ma (i.e. glacial sources) compared to the reference model, and integrates more ages ~ 7 Ma. The detrital SPDF of M16 better matches the reference detrital SPDF.

Similar comparisons can be made for the detrital SPDFs resulting from models considering continuous uniform production of particles (Fig. S12e-h). The AHe detrital SPDF from the model sensitivity tests with low hillslope diffusivity ($K_h = 0.5 \text{ m}^2 \text{ yr}^{-1}$), over-represent younger ages compared to the reference as the transfer times of hillslope-origin particles is increased. The same is observed for the AFT system. Increasing the hillslope diffusivity ($K_h = 20 \text{ m}^2 \text{ yr}^{-1}$), compared to the reference model, does not seem to change the results as the detrital SPDF is equivalent to the reference (Fig S12e-f). This suggests that maximum transfer times on hillslopes are already reached at least in the reference model that consider value for hillslope diffusivity equal to $5 \text{ m}^2 \text{ yr}^{-1}$. Finally, the resulting AHe detrital SPDFs for models M16 and M17 show higher proportion of younger ages (~ 3.3 and ~ 4.3 Ma, Fig. 12g-h) than the previous case (Fig. S12c-d). This is because of the continuous production of sediment particles, where the lower transfer time of the particles coming from the glacier source increases the proportion of younger ages that reaches the moraine over time.

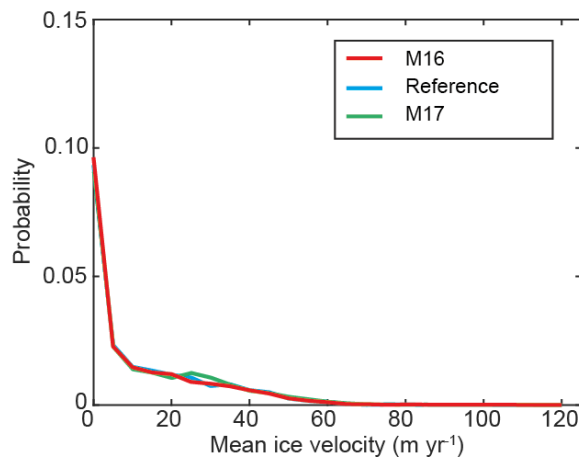


Figure S13: Comparison of the ice velocity distribution across the modelled Tiedemann glacier, for sensitivity model tests M16, M17, and the reference.

Despite the change in glacier size (± 1000 m), the results from the models M16 and M17 show low variations in the resulting detrital age distributions compared to the reference. In fact, this change in size has had small impact on the distribution of ice velocities (Fig. S13). Thus, the kinematic of particles is overall similar to the reference.

4.4 Couplage d'un modèle thermo-cinématique avec iSOSIA : exploration détritique

L'étude précédente montre l'utilité de coupler des modèles d'évolution de paysage avec la prédiction de données quantitatives telles que les données de thermochronologie basse-température. Cependant, la portée des résultats est limitée à une morphologie simple de glacier (i.e. le glacier Tiedemann), considérant un glacier et une topographie à l'état stationnaire. De plus, la distribution spatiale des âges thermochronologiques est limitée à une relation âge-altitude en 1D, issue de données de terrains (Ehlers et al., 2015; Enkelmann et Ehlers, 2015), et ne résulte pas d'une estimation spatiale en trois dimensions. Or, cette négligence peut avoir des effets importants sur la répartition des âges car la topographie influence la courbure des isothermes en profondeur (Braun, 2002b; Ehlers, 2005). Ainsi, il paraît essentiel de tenir compte de cet effet topographique dans les modèles numériques pour caractériser au mieux l'impact des processus de surface sur les données de thermochronologie. Pour cela, il est nécessaire de prédire la structure thermique de la croûte terrestre et son évolution avec la topographie.

Dans cette section, je présente un travail préliminaire dans lequel je poursuis l'exploration du rôle du transport glaciaire dans la distribution des âges thermochronologiques détritiques au front d'un glacier. Cependant, je considère cette fois un couplage entre iSOSIA et PeCUBE, un programme thermo-cinématique qui prédit la distribution spatiale d'âges thermochronologiques en surface par le calcul en trois dimensions de l'évolution thermique d'une croûte terrestre synthétique. PeCUBE a initialement été développé par le Pr. Jean Braun (2003) dans le but de prédire la distribution d'âges thermochronologiques à la surface d'un modèle de paysage. La version initiale de PeCUBE comportait la prédiction d'âges (U-Th)/He et trace de fission sur apatite, avec également l'Ar-Ar sur mica. Depuis, PeCUBE a fait l'objet d'améliorations en intégrant davantage de thermochronomètres (e.g. trace de fission sur zircon, K-Ar sur biotite, muscovite, hornblende et feldspath potassique), une méthode d'inversion des données thermochronologiques de terrain pour contraindre, e.g. les taux d'exhumation ou les changements de relief (e.g. Valla et al., 2010), mais aussi l'advection horizontale de roche le long de failles crustales (Braun et al., 2012). En complément, PeCUBE a également été adapté pour simuler des âges détritiques en enregistrant, à chaque pas de temps, l'histoire thermique des particules de roches atteignant la surface d'un modèle de paysage, par exhumation (e.g. Whipp et al., 2009). Ces distributions détritiques sont définies en fonction de la distribution du taux d'exhumation local, argumentant que les régions avec un plus fort taux d'exhumation produisent davantage de grains par érosion qui se retrouveront ultimement dans l'échantillon collecté. Cependant, ces distributions ignorent l'impact des processus de transport car elles ne résultent pas explicitement d'un traçage de particules de sédiments.

Ainsi, le couplage de PeCUBE avec un modèle d'évolution de paysage comme iSOSIA présente plusieurs avantages. D'une part, iSOSIA est spécialisé dans la prédiction d'écoulement glaciaire et des interactions avec la topographie via l'érosion (Egholm et al., 2011); et d'autre part, il est également capable de traquer des particules de sédiments générées par érosion, jusqu'à leur lieu de dépôt (voir

section 4.2). Dans leur papier, Braun et al. (2012) ont présenté une première approche combinant PeCUBE avec iSOSIA pour explorer l'impact de l'érosion glaciaire sur la distribution spatiale d'âges (U-Th)/He sur apatite (AHe). Ici, je propose de coupler Pecube et iSOSIA pour explorer la distribution d'âges AHe au front d'un glacier synthétique comprenant des tributaires majeurs et présentant une morphologie plus complexe que le glacier Tiedemann (i.e. le glacier présente des changements de direction).

La topographie initiale du modèle a été créée par un modèle d'évolution de paysage fluvial (Fastcape, Braun and Willett, 2013) à partir d'une topographie plane (50x25 km), puis en imposant un taux de surrection constant (0.5 km Ma^{-1}) et où l'incision des vallées est dictée par une loi de type « Stream Power » (Whipple, 2004). Le relief se développe jusqu'à atteindre un équilibre entre le taux de surrection et l'érosion. Dans iSOSIA, je pars donc de cette topographie initiale et impose une couverture de glace initiale où les parties hautes du bassin sont recouvertes par la glace et la vallée principale est occupée par un glacier dont l'écoulement se termine dans une plaine d'avant-pays à l'exutoire de la vallée (Figure 4.1A). La vitesse de glissement du glacier est déterminée par la loi d'écoulement présentée à la section 4.2 (Eq. 1), où elle est fonction de la taille de cavités sous-glaciaires contrôlée par la pression effective. J'impose ensuite un scénario climatique constant sur 200 ka, hors-équilibre avec le glacier provoquant ainsi un retrait glaciaire durant la simulation (Tableau 4.1). Le glacier érode efficacement son substrat par arrachement de bloc, modulé par la loi d'érosion présentée par Ugelvig et al. (2016) (voir section 1.4), et par abrasion selon :

$$\dot{E}_a = k_a u_b^2, \quad (4.1)$$

où k_a est une constante d'érosion et u_b la vitesse de glissement basal (voir Tableau 4.1).

L'érosion des versants est également considérée et définie par la loi définie par l'équation 7 (section 4.2). Les valeurs des paramètres sont présentées dans le Tableau 4.1. Pour la prédiction des âges AHe avec PeCUBE, j'ai défini un scénario d'exhumation des roches pour des temps pré-glaciation. PeCUBE autorise une définition explicite de l'évolution d'une topographie (h) avec le temps, suivant :

$$h_i(x, y) = \bar{h}_i + R h_0(x, y), \quad (4.2)$$

Tableau 4.3. Description et valeurs des paramètres utilisés pour le modèle iSOSIA.

Paramètres	Description	Valeurs
dT_{air} ($^{\circ}\text{C m}^{-1}$; Eq. 5)	Taux de déchéance atmosphérique	0.006
T_{sl} ($^{\circ}\text{C}$; Eq. 5)	Température au niveau de base	6.6
m_{acc} ($\text{m.yr}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$; Eq. 4)	Accumulation gradient	0.5
m_{abl} ($\text{m.yr}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$; Eq. 4)	Ablation gradient	0.28
n	Paramètre d'écoulement de la glace (exposant)	3
B ($\text{Pa s}^{1/3}$, Eq. 3)	Paramètre d'écoulement de la glace	73.3×10^6
C_s ($\text{P s}^{1/3}$; Eq. 1)	Constante de glissement pour la glace	1×10^{-2}
L_s (m)	Distance entre cavités	4
k_q (s Pa^{-3} ; Eq. 6)	Constante d'érosion pour l'arrachement	5×10^{-5}
k_a (m^{-1})	Constante d'érosion pour l'abrasion	4×10^{-4}
S_c (Eq. 7)	Pente critique	0.9
K_h ($\text{m}^2 \text{y}^{-1}$; Eq. 7)	Diffusivité des versants	0.5
k_{eh} ($\text{m}^2 \text{y}^{-1}$; Eq.7)	Coefficient d'érosion des versants	0.1
k_0 ($\text{kg}^{-1/2} \text{ m}^{3/2}$; Eq. 2)	Conductivité hydraulique minimum	0.01
H_s (m)	Epaisseur minimale de sédiments pour la formation de particule	0.05
N_p	Nombre de particules maximum dans le modèle	1×10^6
N_{pc}	Nombre de particules maximum dans chaque cellule du modèle	200

où h_0 est une topographie de référence, R est le paramètre d'amplification du relief et \bar{h}_i un facteur de décalage. Pour le cas présenté ici, la topographie de référence est la topographie fluviale initiale importée dans iSOSIA. A partir de cette topographie, j'ai défini le scénario d'exhumation suivant dans PeCUBE (Figure 4.1B) : il y a 50 Ma, une pénéplaine (i.e. topographie plane) résulte de l'érosion d'une topographie deux fois plus importante que celle de référence depuis 50 Ma. Cette situation de pénéplaine dure 30 Ma jusqu'à ce qu'une surrection d'origine tectonique (avec un taux de surrection constant et égal à 0.5 km Ma^{-1}), combinée à une érosion fluviale, forme la topographie de référence ($R=1$, Eq. 4.2) il y a 200 ka où la glaciation débute. Pour calculer l'histoire thermique des particules de roches qui atteignent la surface du modèle à la fin de la simulation (Figure 4.1A), j'ai défini une croûte terrestre d'une épaisseur de 35 km, avec une température basale de 700°C établissant ainsi un gradient géothermique moyen de 20°C.km^{-1} . Pour la constante de diffusivité thermique, j'ai défini une valeur type de $25 \text{ km}^2.\text{Ma}^{-1}$, et je n'ai pas considéré de production de chaleur par, e.g., la décroissance radioactive des éléments. La température en surface du modèle (condition limite) est celle calculée dans iSOSIA et dépend de l'altitude et du taux de déchéance atmosphérique de 6°C.km^{-1} .

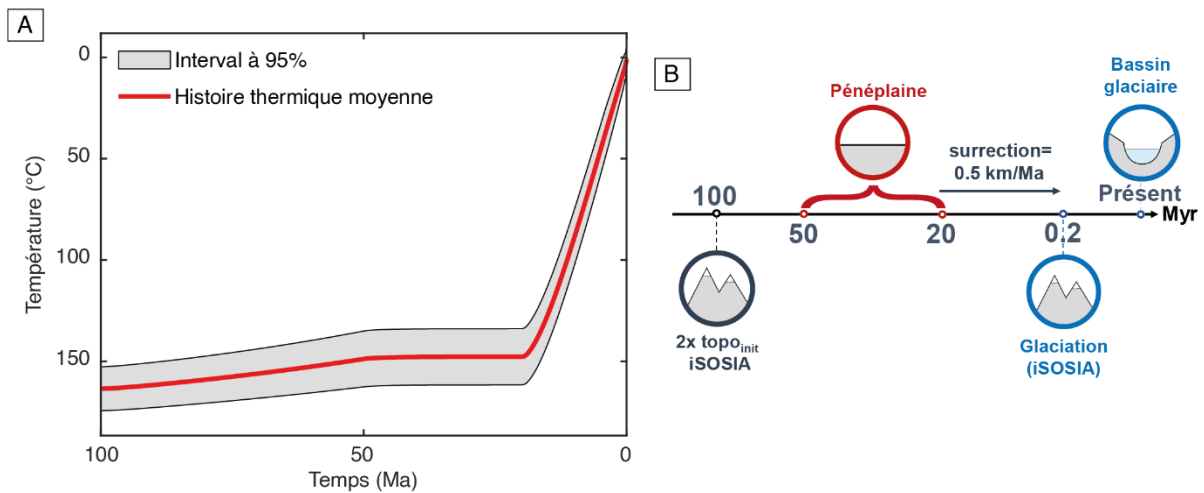


Figure 4.1. Scénario d'exhumation des particules de roches et de la topographie considéré dans PeCUBE. Les histoires thermiques des particules de roches présentes à la surface à la fin du scénario (i.e. après érosion glaciaire) sont regroupées en A). Le scénario d'exhumation est illustré en B).

Le scénario d'exhumation abouti à la distribution des âges in-situ AHe présentée à la Figure 4.2C, avant le début de la glaciation. La distribution des âges avec l'altitude (Figure 4.3) est quasi-linéaire avec les âges les plus jeunes ($\sim 7 \text{ Ma}$) situés au fond des vallées et les âges les plus vieux ($\sim 12.5 \text{ Ma}$) au niveau des sommets. La dispersion des âges observés pour une même altitude est le résultat de l'effet topographique sur la courbure des isothermes mentionné plus tôt, pris en compte grâce au calcul en trois dimensions de la structure thermique de la croûte par PeCUBE. Suite, à la glaciation simulée via l'érosion par le retrait du glacier, la distribution des âges AHe avec l'altitude change et se déplace vers des âges plus jeunes. Ce déplacement est plus grand pour des élévations comprises entre 1000 et 1500 m et dans les fonds de vallées où un rajeunissement des âges d'environ 1 Ma est observé par rapport à la distribution initiale (Figure 4.3). Cela est le résultat de l'érosion glaciaire (ici contrôlée par la pression

effective, la pente topographique dans la direction d'écoulement, et la vitesse de glissement basal des glaciers) qui (1) approfondie et élargie les vallées, et (2) créé des surcreusements au niveau des têtes de vallées (i.e. cirques, Figure 4.2B et 4.2D). L'érosion maximale se situe dans les cirques où elle atteint 1 km.

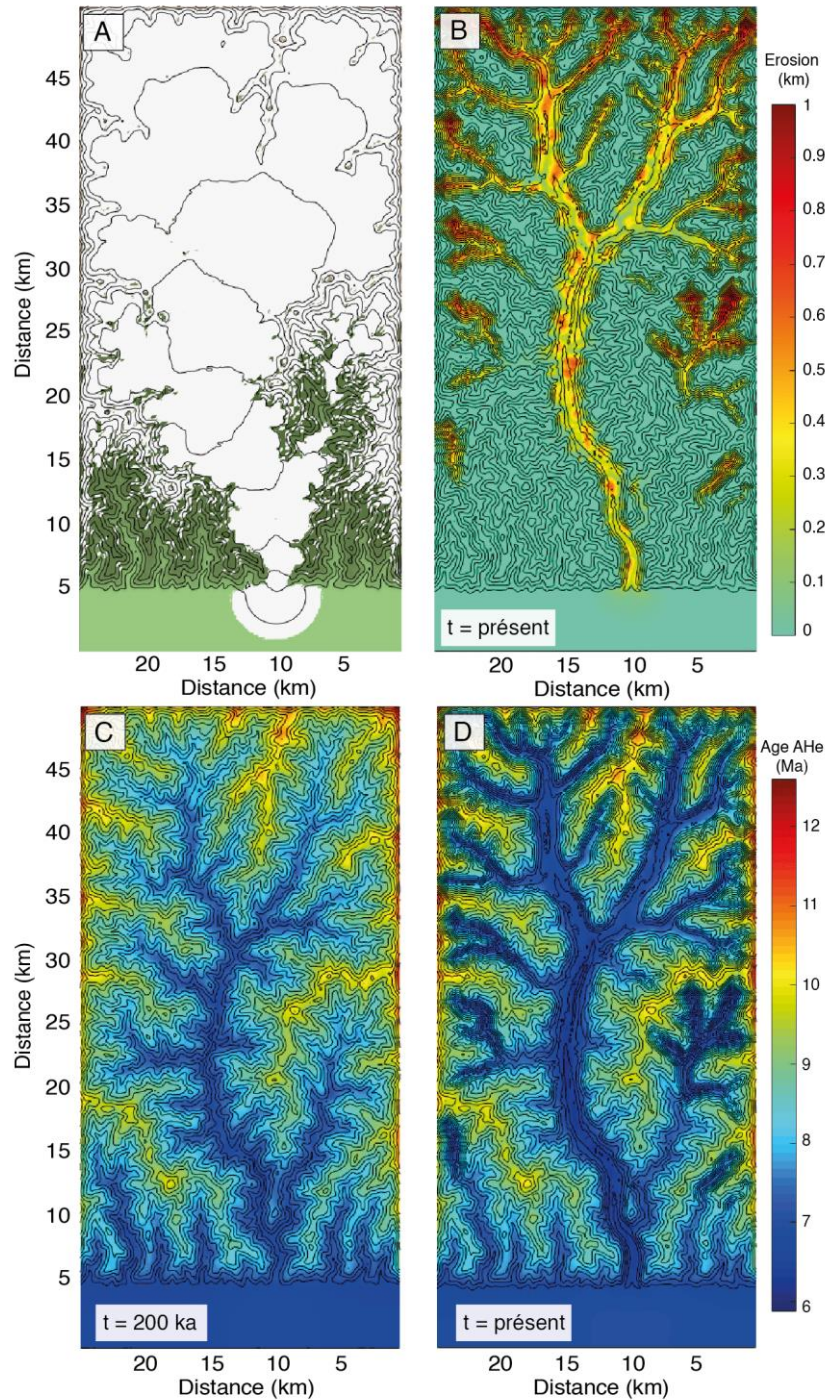


Figure 4.2. Evolution de la distribution spatiale des âges (U-Th)/He sur apatite avant et après l'épisode glaciaire. En A), la couverture initiale de glace au sein du bassin glaciaire synthétique, avec l'érosion totale après 200 ka d'écoulement de glace (B). La distribution spatiale des âges in-situ AHe avant et après glaciation est montrée en C) et D) respectivement.

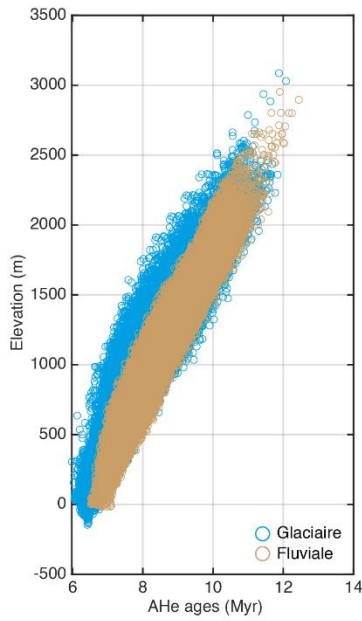


Figure 4.3. Distribution des âges in-situ (U-Th)/He en fonction de l'altitude avant (Fluviale) et après (glaciaire) l'épisode glaciaire.

Tout au long de la simulation glaciaire, les particules de sédiments créées par l'érosion ont été transportées par la glace (voir section 4.2), jusqu'à l'exutoire de la vallée principale où elles participent à la construction d'une moraine frontale (Figure 4.4). Dans ce travail, je m'intéresse à comparer le signal détritique (i.e. la distribution des âges AHe détritiques) et son évolution au cours du temps, à trois localités du bassin glaciaire : au centre de la vallée principale, localement dans la moraine frontale, et dans la moraine frontale dans son ensemble. Pour chacune de ces localités, j'échantillonne un nombre maximal de 100 particules de sédiments. Les deux premières sont limitées à un échantillonnage local (à l'échelle d'une cellule de la grille du modèle) et pour la dernière, l'échantillonnage est réalisé de façon aléatoire à travers les cellules du modèle composant la moraine frontale. Cela me permet également d'explorer différentes stratégies d'échantillonnages. A chaque échantillonnage, la distribution des âges AHe est interprétée via des fonctions de densité

de probabilités (PDF) et comparée à la distribution attendue si tous les sédiments produit par érosion dans le bassin étaient échantillonnés (i.e. la PDF de socle). A la différence de la PDF de socle définie à la section 4.2, j'adopte ici la définition proposée par Braun et al., (2012), qui pondère la PDF par le ratio entre le taux d'exhumation local (i.e. dans chaque cellule du modèle) avec le taux d'exhumation moyen à travers le bassin glaciaire. Ici, je remplace le taux d'exhumation par le taux d'érosion :

$$PDF_{socle} = \frac{1}{\sigma_s \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{t - t_s}{\sigma_s} \right)^2 \right] \frac{\dot{\epsilon}}{\bar{\epsilon}}, \quad (4.3)$$

où t , est la gamme d'âge sur laquelle est définie la PDF, t_s l'âge AHe de la cellule, σ_s son incertitude (constante et égale à 5%), $\dot{\epsilon}$ le taux d'érosion local, et $\bar{\epsilon}$ le taux d'érosion moyenné sur l'ensemble du bassin glaciaire. Le nombre important de PDF détritiques ainsi obtenues (i.e. à chaque pas de temps et pour 3 localités) ne me permet pas de comparer directement l'évolution de la forme des PDFs comme dans la section 4.2. De plus, ici je m'interroge plus largement sur l'effet de la localité d'échantillonnage dans la capacité à obtenir une distribution d'âge détritique représentative de la distribution d'âge in-situ dans le bassin, pondérée par l'érosion. C'est pourquoi, pour comparer les PDFs détritiques à la PDF de socle, j'utilise un test statistique de Kolmogorov-Smirnov (K-S), qui a l'avantage d'obtenir une métrique simple. Ce test s'applique sur les cumulées de PDFs (voir section 4.2). Le test K-S calcul la distance maximale entre deux fonctions cumulées pour calculer une statistique qui définit si les deux distributions sont équivalentes statistiquement (i.e. les différences observées sont de l'ordre de ce qui est attendu du hasard). Cependant, je me limite à l'utilisation de la distance maximale (appelée ici D_{max}) qui est

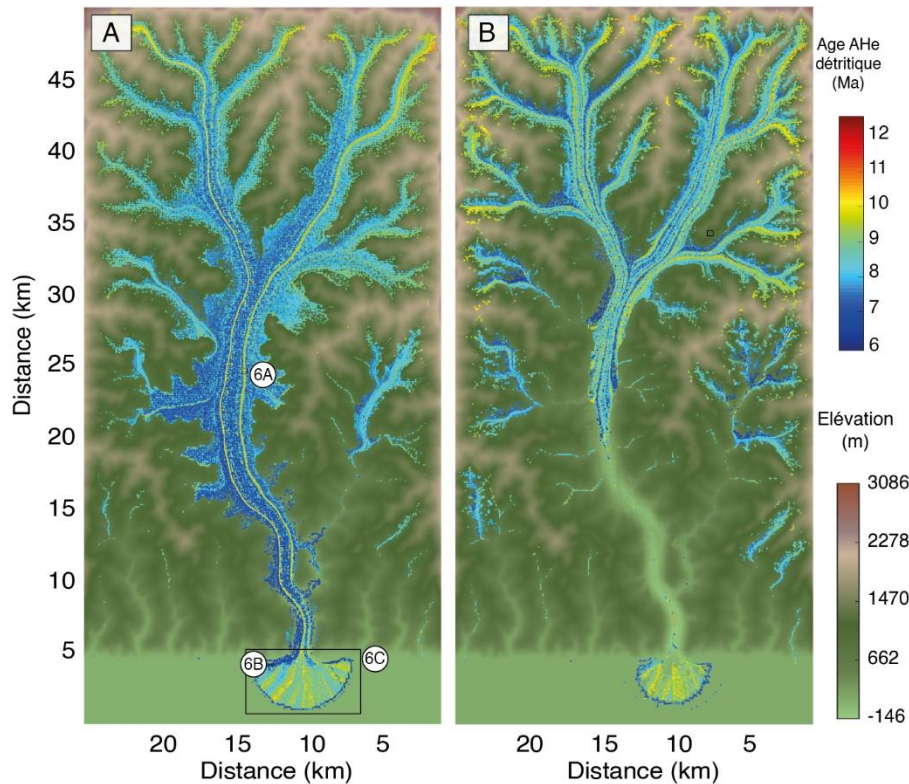


Figure 4.4. Distribution spatiale des particules de sédiments suivies dans iSOSIA, avec leur âge AHe associé, en début de simulation (A) et après 200 ka de retrait glaciaire (B). Les numérotations associées avec les rectangles noirs montrent la localisation des échantillonnages de particules détritiques, dont les résultats sont présentés à la figure 4.6.

suffisante pour caractériser à la fois les effets de la stratégie d'échantillonnage ainsi que l'évolution des différences entre les PDFs détritiques et les PDFs de socle au cours du temps (Figure 4.5).

Tout d'abord, les résultats montrent une différence notable dans la capacité des PDFs détritiques à reproduire la PDF de socle entre les échantillonnages locaux (Figure 4.6A-B) et un échantillonnage aléatoire à travers la moraine frontale (Figure 4.6C). En effet, alors que pour les deux premières localités, les moyennes des D_{\max} sont de 0.58 et de 0.61 respectivement, la moyenne des D_{\max} au cours du temps pour l'échantillonnage aléatoire à travers la moraine frontale chute significativement à 0.32. Ainsi, l'échantillonnage aléatoire et distribué de la moraine frontale (i.e. échantillonner aléatoirement 100 particules à travers la moraine frontale), permet d'obtenir un échantillon plus représentatif de la distribution d'âge réelle du bassin avec l'effet de l'érosion (Eq. 4.3), ce qui est en accord avec les résultats présentés dans la section précédente (section 4.2) pour le glacier Tiedemann. Les différences restantes pour le dernier cas peuvent être attribuées au processus de transport par la glace qui peut stocker une quantité significative de sédiments dans les glaciers tributaires présentant de faibles vitesses de glissement (section 4.2). En regardant l'évolution des D_{\max} au cours du temps (Figure 4.6), nous observons que chacune des localités montrent une diminution graduelle des valeurs de D_{\max} . Cela peut s'expliquer par l'arrivée progressive des âges les plus vieux situés dans les parties hautes du bassin de drainage. Cependant, cela est susceptible de provenir d'un artefact du modèle. En effet, la moraine frontale en particulier, est abandonnée par le glacier (lié à son retrait) à environ 150 ka, et devrait donc

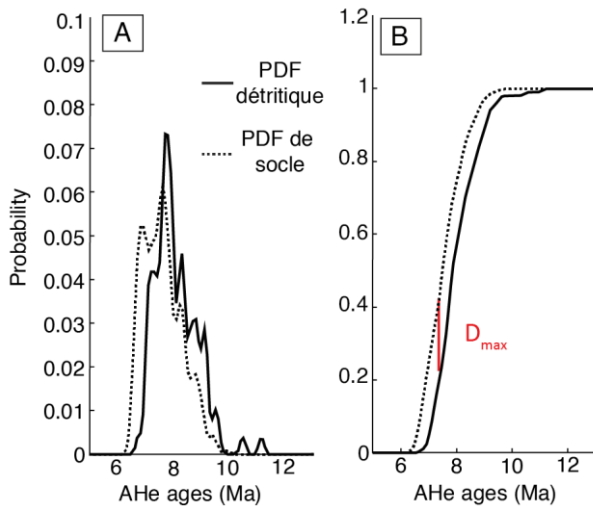


Figure 4.5. Exemple de distribution de probabilités (PDF) dans un échantillon détritique synthétique comparée à la PDF de socle (A) (voir texte). Les cumulées de ces distributions sont montrées en B), avec le paramètre D_{\max} du test de Kolomogorov-Smirnov (voir texte).

présenter des valeurs de D_{\max} oscillantes autour d'une valeur constante (lié au processus aléatoire de l'échantillonnage).

La formulation du transport des particules de sédiments dans des cellules dépourvues de glace (voir section 4.2, Eq. 8) les rends mobiles. Au niveau de la moraine frontale, l'érosion glaciaire a surcreusé la vallée principale, et accentuée les pentes vers l'amont. Les particules de la moraine frontale abandonnée sont ainsi mobiles vers l'amont et s'échappent de la zone d'échantillonnage (Figure 4.4B). L'âge pour lequel la différence entre la PDF détritique et la PDF de socle est la plus grande, a également été

enregistré et montre un déplacement progressif vers des âges plus vieux (de ~ 7 Ma à 9.5 Ma pour les échantillonnages locaux, et de ~ 6 Ma à 9 Ma pour l'échantillonnage au sein de la moraine frontale). Cela décrit une diminution de la proportion d'âges jeunes dans l'échantillonnage détritique qui peut être expliqué par l'érosion préférentielle des têtes de vallées (i.e. formation des cirques) où les âges les plus vieux (~ 9 Ma) étaient présent avant la glaciation (Figure 4.2). Ces âges vieux se retrouvent donc en quantité plus importante dans le bilan sédimentaire au cours du temps. Le décalage des âges des D_{\max} observé montre donc un état transitoire sur ~ 150 ka, correspondant à l'érosion préférentielle des cirques. Ce résultat est compatible avec les temps de transfert de 100-200 ka des sédiments glaciaires observés pour des systèmes glaciaires plus grands (Cogez et al., 2018). Ainsi, le transport glaciaire, en limitant la vitesse d'évacuation des sédiments hors du système, est susceptible de jouer un rôle non-négligeable sur les relations entre érosion et climat en créant des décalages entre le forçage climatique et son enregistrement dans les distributions d'âges détritiques thermochronologiques. Cependant, cet état transitoire dans les âges des D_{\max} est susceptible de s'inverser à mesure que l'érosion se poursuit dans les cirques et rajeuni les âges AHe. Cependant, la simulation ne dure pas suffisamment longtemps pour observer cette inversion dans la figure 4.6.

Enfin, nous observons également que ponctuellement, les D_{\max} chutent drastiquement et la PDF détritique est proche de la PDF de socle. Ces chutes sont liées au processus stochastique global du transport et de l'échantillonnage, où à la fois la variabilité de la distribution spatiale des vitesses de glace module la proportion des sources des sédiments qui arrive dans chaque cellule du modèle, et le nombre limité de particules échantillonnées (i.e. 100 maximum), peuvent favoriser une distribution d'âge dont les composantes se rapprochent de la distribution du socle. C'est pourquoi on peut également observer

un D_{\max} faible (~ 0.17) pour des PDFs détritiques issues de l'échantillonnage de moins de 40 particules (Figure 4.6B).

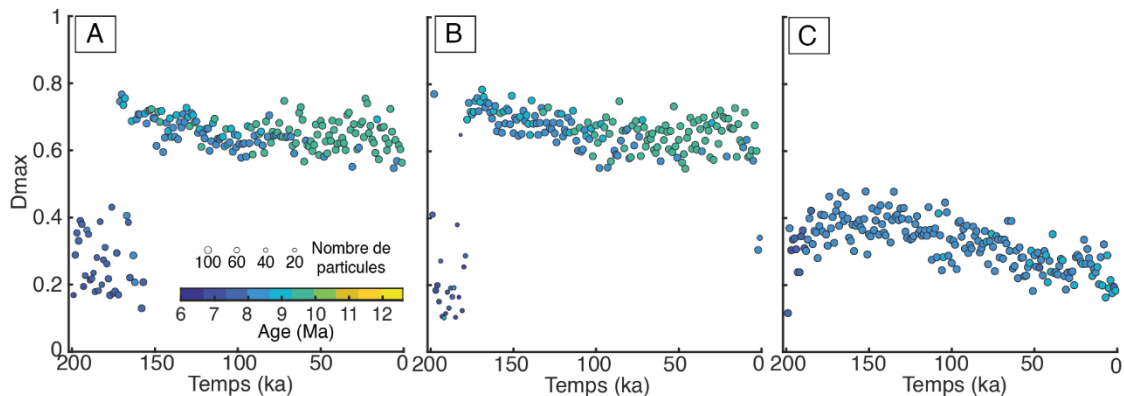


Figure 4.6. Evolution temporelle des différences maximales (D_{\max}) calculées entre les PDFs détritiques échantillonnées dans chacune des trois localités (A: centre de la vallée principale, B: moraine frontale locale, C: moraine frontale entière), et la distribution d'âge de socle.

Ces résultats, encore préliminaires, démontrent l'intérêt à considérer un couplage entre un modèle d'évolution de paysage et un modèle thermo-cinématique capable de caractériser l'évolution thermique d'une croûte en fonction de paramètres tectoniques et des processus de surface. Ce couplage permet d'explorer plus en détail les rétroactions entre processus tectoniques, et processus de surface, mais également d'explorer les informations que peuvent apporter les méthodes quantitatives de terrains (e.g. thermochronologie basse-température) à travers différents scénarii d'érosion et de transport de sédiments (i.e. Thermochronologie détritique). Ces modèles prédictifs sont cruciaux si l'on souhaite interpréter au mieux les données de terrain mais aussi pour guider les stratégies d'échantillonnages.

Une méthode récente d'inversion des données de thermochronologie détritique a été développée par Gallagher et Parra (2020), et permet l'inférence d'histoires thermiques à partir d'âges détritiques seuls (voir chapitre 2, section 2.3). Ainsi, et à des fins de démonstration, j'étends l'analyse précédente et applique cette méthode d'inversion sur les âges AHe détritiques synthétiques collectés dans la moraine frontale à la fin de la simulation glaciaire (Figure 4.4). J'utilise pour cela le logiciel QTQt (Gallagher, 2012). Pour l'inversion des données AHe détritiques, des paramètres de diffusion sont requis. J'ai choisi des paramètres simples où chaque âge détritique synthétique se voit attribué une énergie d'activation égale à $13.8 \times 10^4 \text{ J mol}^{-1}$, une D_0 (diffusion maximale) de $5 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ et une distance d'éjection d'hélium de $20 \text{ }\mu\text{m}$. Je suppose également une forme de grain sphérique (i.e. domaine de diffusion) dont le rayon est constant et égal à $100 \text{ }\mu\text{m}$, et les dommages de radiation sont négligés. Enfin, la distribution hypsométrique cumulée à la fin de la simulation glaciaire dans iSOSIA est utilisée pour l'inférence de profils verticaux d'âges AHe in-situ et reste inchangée pour la modélisation des histoires thermiques. Bien que l'évolution de la topographie du modèle iSOSIA est connue, je fais ce choix ici pour simuler un échantillonnage détritique réel où l'évolution passée de la topographie n'est généralement pas connue.

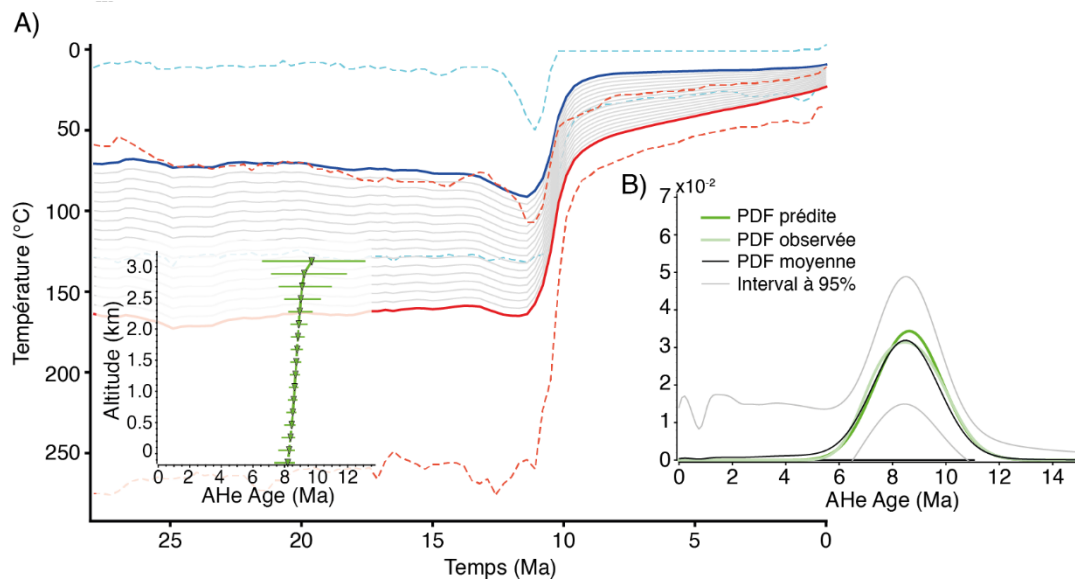


Figure 4.7. (A) Histories thermiques inférées des âges AHe détritiques synthétiques prélevés dans la moraine frontale à la fin de la simulation glaciaire (Figure 4.4). L'échantillon le plus vieux est représenté en bleu et est en haut du profil vertical, tandis que l'échantillon le plus jeune est représenté en rouge et constitue la base du profil. Les courbes en pointillées représentent les intervalles de confiance à 95% respectivement. Un gradient géothermique initial de $30 \pm 15^\circ\text{C}$ a été défini a priori, mais a été autorisé à varier au cours de l'histoire thermique. Un gradient actuel en surface égal à $7 \pm 7^\circ\text{C}$ qui englobe le taux de déchéance atmosphérique utilisé dans le modèle iSOSIA (Tableau 4.1) a également été défini. Enfin, les simulations ont été stoppées après 70,000 itérations dont les 20,000 premières ont été ignorées pour la prédiction des âges AHe. En encadré, le profil vertical d'âges in-situ prédits avec leur incertitude à 95% associées (ligne verte horizontale), par la méthode d'inversion développée par Gallagher et Parra (2020), à partir de la distribution hypsométrique après glaciation (Figure 4.4). (B) Distributions (PDF) des âges détritiques collectés dans la moraine frontale (âges observés) et prédits par les histoires thermiques modélisées. La modélisation des histoires thermiques a été réalisée avec le logiciel QTQt (Gallagher, 2012).

Les histoires thermiques inférées montrent un refroidissement des roches du bassin à ~ 10 Ma (Figure 4.7A), ce qui est en accord avec l'histoire d'exhumation définie dans PeCUBE où les roches passent la zone de rétention partielle (i.e. entre 80 et 55° , Farley, 2000), à cette période (Figure 4.1). L'impact de la glaciation depuis 200 ka n'est pas retrouvé dans les histoires thermiques détritiques. J'explique cela par la courte durée de la glaciation, où l'érosion totale maximale de 1 km (Figure 4.2B) est à la limite de détection du thermochronomètre AHe. Une histoire d'érosion glaciaire plus longue est nécessaire pour être détectée dans les âges AHe. De plus, la moraine frontale est abandonnée par le glacier après ~ 50 ka de glaciation, et limite l'apport d'âges jeunes (~ 6 Ma) observés le long de la vallée centrale (Figure 4.2D). Le profil vertical d'âge AHe prédits par les histoires thermiques modélisées (Figure 4.7A, encadré), montre une gamme d'âge entre ~ 6 et ~ 12 Ma, ce qui est en accord avec celle observée (Figure 4.3).

Ces histoires thermiques ont été modélisées avec des paramètres simples, considérant une taille de grain d'apatite synthétique et des valeurs de diffusion uniques. Or ces paramètres varient généralement entre chaque cristal, et influencent la température de fermeture de ces derniers (Farley, 2000; Wolf et

al., 1996). Cependant, j'ai pris le parti ici de garder une paramétrisation simple afin de démontrer la faisabilité de l'approche de modélisation considérée.

Le modèle présenté dans cette section est plus complexe, (1) dans la morphologie du glacier, et (2) par la considération d'un cycle de retrait, que le modèle du glacier Tiedemann présenté à la section précédente. Cette complexification est motivée par une ambition d'explorer davantage les rétroactions morpho-dynamiques liées à l'érosion glaciaire, sur le transport des sédiments par la glace qui module la distribution spatiale des dépôts sédimentaires au sein d'un bassin glaciaire ; et par conséquent, la capacité des méthodes quantitatives reposant sur ces processus (i.e. la thermochronologie détritique) à transmettre avec précision l'information d'exhumation/d'érosion des roches du bassin. Cependant, le modèle actuel mérite des améliorations pour obtenir des résultats robustes. En effet, dans sa version actuelle, l'apparition de l'évènement glaciaire est supposée instantanée, sans érosion lié à l'avancée du glacier dans une première phase de glaciation. De plus, pour garder des temps de calcul acceptables, le nombre total de particules sédimentaires à l'intérieur du modèle est limité à un million. Ainsi, lorsque ce seuil est atteint, le taux de formation de particule est modulé par le taux de suppression de particules existantes (i.e. une particule peut être supprimée si son arrivée dans une cellule dépasse le nombre maximal de particules autorisée, à savoir 200 particules dans chaque cellule). Enfin, le transport vers l'amont, de particules reposant dans des cellules de versant (i.e. dépourvues de glace), est un artefact du modèle qui résulte du différentiel d'érosion important entre l'exutoire de la vallée principale et la plaine d'avant-pays (Figure 4.4B). Ce différentiel crée un surcreusement important et montre des pentes à face amont ce qui favorise la mobilité des particules composant la moraine frontale vers l'amont.

L'exploration détritique dans ce modèle mérite également d'être étendue. En effet, étendre l'analyse des D_{max} et de leur évolution temporelle, à l'exutoire de chacun des tributaires (Figure 4.4) permettrait d'explorer les liens entre la taille des glaciers (i.e. qui détermine leur capacité à s'écouler et à présenter une base liquide favorisant ainsi leur glissement sur le substrat rocheux) et leur capacité à transporter les sédiments vers le glacier principal. Ainsi, une cartographie des temps de transfert des sédiments similaire à la figure 10 (section 4.2) pourrait être réalisée et donner des perspectives intéressantes sur la capacité de ces systèmes à transférer l'information d'érosion et d'exhumation au front du glacier. Par exemple, en combien de temps les grands systèmes de fjords observés au Groenland, qui drainent les parties centrales de la calotte glaciaire, sont-ils capables de transmettre le signal d'érosion dans les distributions d'âges thermochronologiques détritiques récoltés au front des glaciers ? Est-ce que des zones de stockage temporaires de sédiments induites par, e.g. les surcreusements glaciaires, peuvent tamponner significativement le signal d'exhumation présent dans les données thermochronologiques (i.e. en mélangeant des sédiments produits à quelques millions d'années d'intervalle) ? Les dépôts morainiques de ces grands systèmes sont-ils représentatifs de l'érosion moyenne en amont (i.e. toutes les sources de sédiments en amont contribuent à la formation des moraines) ? Les modèles prédictifs comme ceux présentés dans ce chapitre sont capables d'apporter des éléments de réponse à ces questions

et permettraient d'extraire davantage d'information des données détritiques de terrains en guidant par exemple les stratégies d'échantillonnage suivant la question posée.

4.5 Conclusions du chapitre

Dans ce chapitre, j'ai exploré le rôle des sources et du transport des sédiments par la glace à travers la modélisation de bassins glaciaires de complexité différente, couplant (1) la dynamique d'écoulement de glace (i.e. vitesse de glissement et érosion), (2) le traçage de sédiments par la définition de particules lagrangiennes, et (3) le calcul d'âges thermochronologiques (U-Th)/He et trace de fission sur apatites à partir de relations âge-altitude 1D, et par un couplage avec un modèle thermo-cinématique prédisant la distribution d'âges thermochronologiques sur un modèle de surface en 3D (PeCUBE ; Braun, 2003).

L'analyse systématique des distributions d'âges détritiques au front des glaciers synthétiques montre que le transport sédimentaire par la glace a le potentiel d'exercer un contrôle non-négligeable sur la distribution des dépôts sédimentaires, et sur leur temps de transfert au front des glaciers. D'une part, le transport advectif des sédiments le long de lignes d'écoulement de glace limite leur diffusion latérale, et donc leur mélange. Les moraines frontales montrent ainsi une variabilité latérale des sources des sédiments, reflétant directement la distribution locale des sources en amont. Ces lignes de courants de glace dévient latéralement vers l'exutoire du bassin glaciaire où le glacier sort du confinement exercer par les murs de la vallée. Ceci peut favoriser un dépôt significatif de débris dans des moraines latérales, diminuant la proportion de sédiments déposée dans la moraine frontale. D'autre part, la proximité des sources aux courants de glace décroît le temps de transfert des débris d'érosion vers la moraine frontale tamponnant ainsi l'effet de distance à la source des dépôts glaciaires dans les distributions d'âges thermochronologiques détritiques. De plus, une rétroaction morpho-dynamique négative s'exerce sur les temps de transfert des sédiments, où l'érosion par les glaciers autour de la ligne d'équilibre (ELA) diminue les pentes locales et limite en retour la taille des glaciers et leur vitesse d'écoulement en réduisant les zones d'accumulation de glace (Braun et al., 1999; Egholm et al., 2009; MacGregor et al., 2000), ce qui favorise le stockage temporaire des sédiments au sein du bassin glaciaire comme suggèrent certaines observations de terrain (Cogez et al., 2018; Guillon et al., 2015). Ces temps de transfert correspondent, en moyenne, aux échelles de temps caractéristiques qui dépendent de la taille des glaciers (Herman et al., 2018; Jóhannesson et al., 1989; Oerlemans, 2001; Roe and O'Neal, 2009).

La variation temporelle des processus d'érosion et de transport, contrôlée en partie par la variabilité du climat, combinée à un échantillonnage ponctuel et limité par nature, définit une composante stochastique des distributions d'âges thermochronologiques détritiques, pouvant amener à des distributions très différentes pour un même site d'échantillonnage (Figure 4.6). De plus, un état transitoire de l'érosion glaciaire amène à un état transitoire des distributions d'âges détritiques modulé par les temps de transfert des sédiments, et peut donc aboutir à une estimation erronée ou incomplète, e.g. de la distribution spatiale de l'érosion.

L'exercice de modélisation présenté dans ce chapitre, propose un protocole complet pour explorer le rôle des processus de surface, ici glaciaires, sur la distribution des âges thermochronologiques détritiques à l'exutoire de bassins de drainage, ainsi que leur impact sur la précision des histoires thermiques inférées via l'inversion des données détritiques seules. Celui-ci combine un modèle d'évolution de paysage glaciaire (iSOSIA, Egholm et al., 2011), avec un modèle thermo-cinématique prédisant la distribution d'âges thermochronologiques sur un modèle de surface en 3D (PeCUBE, Braun, 2003), puis une méthode d'inversion des données détritiques pour l'inférence d'histoires thermiques (Gallagher and Parra, 2020). Ce protocole est un pas en avant dans les tentatives de modéliser les rétroactions entre processus tectoniques et climatiques (Braun et al., 2012; Whipp et al., 2009), ainsi que l'impact de ces derniers sur la capacité des méthodes quantitatives, telles que la thermochronologie détritique, à transmettre les informations d'exhumation et d'érosion. Enfin, le protocole de modélisation décrit ici, permet de guider les stratégies d'échantillonnage sur le terrain en révélant, par exemple, des biais de représentativité pour l'échantillonnage local des moraines frontales.

Chapitre 5 :

DATATIONS AFT DETRITIQUES DANS LA
VALLEE DE L'AWATERE, NOUVELLE-
ZELANDE : EXHUMATION DE LA CHAINE
INTERNE DE KAIKOURA

5 Datations AFT détritiques dans la vallée de l'Awatere, Nouvelle-Zélande : exhumation de la chaîne interne de Kaikoura.

Ce chapitre présente des travaux qui s'écartent de la thématique glaciaire précédente car je ne me focalise pas ici sur des processus glaciaires. Cependant, je continue de m'intéresser à la thermochronologie appliquée aux sédiments (i.e. thermochronologie détritique), mais ici dans un contexte fluvial. La mise en place de ce projet de recherche a été discuté dans l'avant-propos de ce manuscrit, cependant je reviens brièvement dessus ici.

5.1 Le projet « Getting your feet wet or climbing ? »

L'invitation à rejoindre l'équipe de terrain (cf. Avant-propos) m'a donné l'opportunité de monter un projet de recherche pour répondre à une interrogation initiale du projet doctoral, à savoir, est-il possible d'inférer des histoires thermiques à partir d'échantillonnage détritiques uniquement ? En effet, les échantillons que j'avais à ma disposition pour le Groenland étaient en majeure partie des sables prélevés à l'embouchure de vallées glaciaires. Ainsi, si l'on souhaitait contraindre l'évolution de la côte Nord-Est du Groenland, il paraissait intéressant d'explorer cette idée d'extraire des histoires thermiques à partir d'apatites détritiques. Une méthode d'inversion des données détritiques par approche bayésienne a été développée par le Pr. Kerry Gallagher et une application avait déjà été tentée dans un bassin fluvial en Colombie, et a donné lieu plus tard à une publication démontrant sa faisabilité (Gallagher and Parra, 2020). Cette application a donné des résultats encourageants en montrant que les histoires thermiques inférées des données détritiques étaient similaires à celles inférées par les données in-situ, démontrant ainsi le potentiel de la méthode. C'est dans ce contexte, que j'ai monté le projet « Getting your feet wet or climbing ? », dont le titre provocateur transmet l'idée suivante : si l'inversion des données de thermochronologie détritique permet de contraindre les histoires thermiques des roches des bassins de drainage avec suffisamment de précision, alors nous aurons le choix de mouiller nos pieds (échantillonnage dans les rivières) ou toujours de grimper et échantillonner à l'affleurement dans une gamme d'élévation suffisante pour déduire une relation âge-altitude (i.e. thermochronologie in-situ ; voir chapitre 1, section 1.4).

Ce projet a donc pour objectif premier de tester une méthode d'inversion des données de thermochronologie détritique qui permet l'inférence d'histoires thermiques (Gallagher et Para, 2020), et ce à une échelle plus régionale. Pour cela, j'ai choisi la chaîne de Kaikoura comme terrain d'étude qui se situe dans le prolongement de la chaîne des Alpes du sud, au nord de l'île du sud de Nouvelle-Zélande. Cette chaîne de montagne s'étend du Nord-Ouest au Sud-Est sur plus de 100 km et est disséquée par des failles d'échelle crustale appartenant au système de failles de Marlborough. Peu d'études thermochronologiques ont été menées dans cette zone (Baker and Seward, 1996; Collett et al., 2019; Kao, 2001), et son histoire d'exhumation est peu contrainte (Baker and Seward, 1996; Collett et al., 2019).

Ainsi, il paraît pertinent d'apporter de nouvelles données thermochronologiques pour répondre à ce manque. J'ai donc entrepris l'échantillonnage de sables de rivières à travers l'ensemble de la chaîne de Kaikoura (voir Annexe 5.1). Au total, ce sont 31 échantillons de sable de rivières qui ont été collectés pour contraindre l'exhumation de la chaîne. Sur ce total, 12 ont été sélectionnés pour des analyses AFT. Quatre sont situés dans la vallée Puhi Puhi dans la chaîne externe de Kaikoura, proche du chevauchement de Jordan, suggéré accommoder une grande partie de la convergence actuelle (Van Dissen and Yeats, 1991). Les huit autres sont situés dans la chaîne interne de Kaikoura, le long de la rivière Awatere et de la faille du même nom, et servent à contraindre l'exhumation de la chaîne interne de Kaikoura. Aucune apatite détritique n'a été récoltée lors de la séparation minéralogique des sables de la vallée de Puhi Puhi. Ainsi, je présente ci-dessous les résultats d'analyses sur les 8 échantillons récoltés le long de la rivière Awatere. Une part des analyses a été réalisée par Thomas Pedrono, étudiant du Master 2 GEOMORE (Rennes), de la promotion 2018-2019, sous l'encadrement du Pr. Kerry Gallagher, MC. Philippe Steer, Dr. Nathan Cogné et moi-même.

5.2 Contexte tectonique et géologique de la chaîne interne de Kaikoura

La chaîne de Kaikoura se situe à la limite entre la plaque pacifique à l'est et la plaque australienne à l'ouest (Figure 5.1). Ces plaques convergent actuellement à un taux d'environ 41 mm.an^{-1} , ce qui rend la zone très active tectoniquement (Anderson and Webb, 1994). La chaîne de Kaikoura est divisée en deux parties avec la chaîne interne au nord-ouest et la chaîne externe au sud-est (Figure 5.2A). La région est divisée en trois blocs tectoniques délimités par quatre grandes failles crustales à déplacement principalement dextre. Au Nord-Est, la chaîne est bordée par la faille Wairau qui prolonge la faille alpine, et son taux de glissement actuel est estimé à environ $4\text{-}6 \text{ mm.an}^{-1}$ (Pettinga et al., 2001; Figure 5.2A). Plus au sud-est, la faille Awatere qui s'étend sur près de 200 km du sud-ouest vers le nord-est, délimite la chaîne interne de Kaikoura (Figure 5.2A). Son taux de glissement actuel est d'environ $5\text{-}6 \text{ mm.an}^{-1}$ (Mason et al., 2006). Encore plus au sud-est, la faille Clarence, parallèle à la faille Awatere, délimite la chaîne externe de Kaikoura avec un taux de glissement actuel d'environ $3.5\text{-}5 \text{ mm.an}^{-1}$ (Nicol and Van Dissen, 2002). Enfin, la faille la plus au sud-est, la faille Hope, est la plus active actuellement avec un taux de glissement égal à environ $23 \pm 4 \text{ mm.an}^{-1}$ (Van Dissen and Yeats, 1991), et accommodent une grande part de la convergence entre les deux plaques lithosphériques (Van Dissen and Yeats, 1991; Little and Jones, 1998; Nicol and Van Dissen, 2002). Le pendage du plan de ces failles est supérieur à 60° et leur direction est d'environ 70°N dans leur partie sud-ouest et s'oriente à 55°N vers leur partie nord-est (Lamb, 1988). Ce changement de direction résulte d'une rotation estimée entre 50 à 130° de la zone de Marlborough au Néogène (depuis $\sim 20 \text{ Ma}$) engendrée par l'indentation du bloc continental du Chatham Rise (Figure 5.1), bloquant ainsi la subduction à la limite de plaque au nord de l'île du sud de Nouvelle-Zélande (Hall et al., 2004; Lamb, 2011; Randall et al., 2011). Ainsi, les failles de la région de Marlborough ont pu montrer, au début du Miocène, une orientation NO-SE et une dynamique de failles



Figure 5.1. Contexte tectonique actuel de la Nouvelle-Zélande, et localisation géographique de la zone d'étude. La Nouvelle-Zélande se situe à la limite entre les plaques tectoniques australienne et pacifique, qui converge à un taux d'environ 41 mm an^{-1} au niveau de la zone d'étude (encadré noir). La chaîne interne de Kaikoura se situe au nord de l'île de sud de la Nouvelle-Zélande. L'encadré noir délimite la zone d'étude, montrée à la Figure 5.2. (Figure traduite et modifiée de Rattenbury et al. (2006))

inverses, qui a évolué progressivement vers une orientation NE-SO observée aujourd'hui, avec un déplacement horizontal dextre et une composante en faille inverse (Randall et al., 2011).

L'inversion d'âges (U-Th)/He sur zircon (ZHe) et apatite (AHe) (Collett et al., 2019; Jiao et al., 2017), ainsi que trace de fission sur apatites (AFT; Baker and Seward, 1996) montrent deux grandes périodes d'exhumation de la chaîne de Kaikoura. Une première phase s'étend du Miocène au Pliocène ($\sim 25\text{-}5 \text{ Ma}$) où l'exhumation est focalisée sur les blocs supérieurs le long des failles Wairau, Awatere et Clarence, et une seconde phase d'exhumation distribuée sur l'ensemble de la région depuis le Pliocène (Baker and Seward, 1996; Collett et al., 2019; Jiao et al., 2017). Baker et Seward (1996) ont montré, à partir d'analyses AFT, une accélération d'exhumation du complexe ignée du Mont Tapuaenuku (Figure 5.2) à $\sim 40\text{-}25 \text{ Ma}$ appuyant une initiation de la chaîne de Kaikoura au plus tard au début du Miocène. Cette conclusion est renforcée par la présence de dépôts sédimentaires marins datant du Crétacé tardif jusqu'à l'Oligocène (Pza et Onl ; Figure 5.2B), période à laquelle des dépôts de conglomérats (Mnw et Mau, Figure 5.2B) sont observés (Rattenbury et al., 2006).

Les roches affleurantes dans la chaîne interne de Kaikoura sont en majeure partie représentées par les terrains de Pahau, d'âge Jurassique tardif à début Crétacé (Ktp, Figure 5.2B). Ces derniers sont composés de grauwwacks quartzo-feldspatiques déposés sur la marge est de l'ancien continent

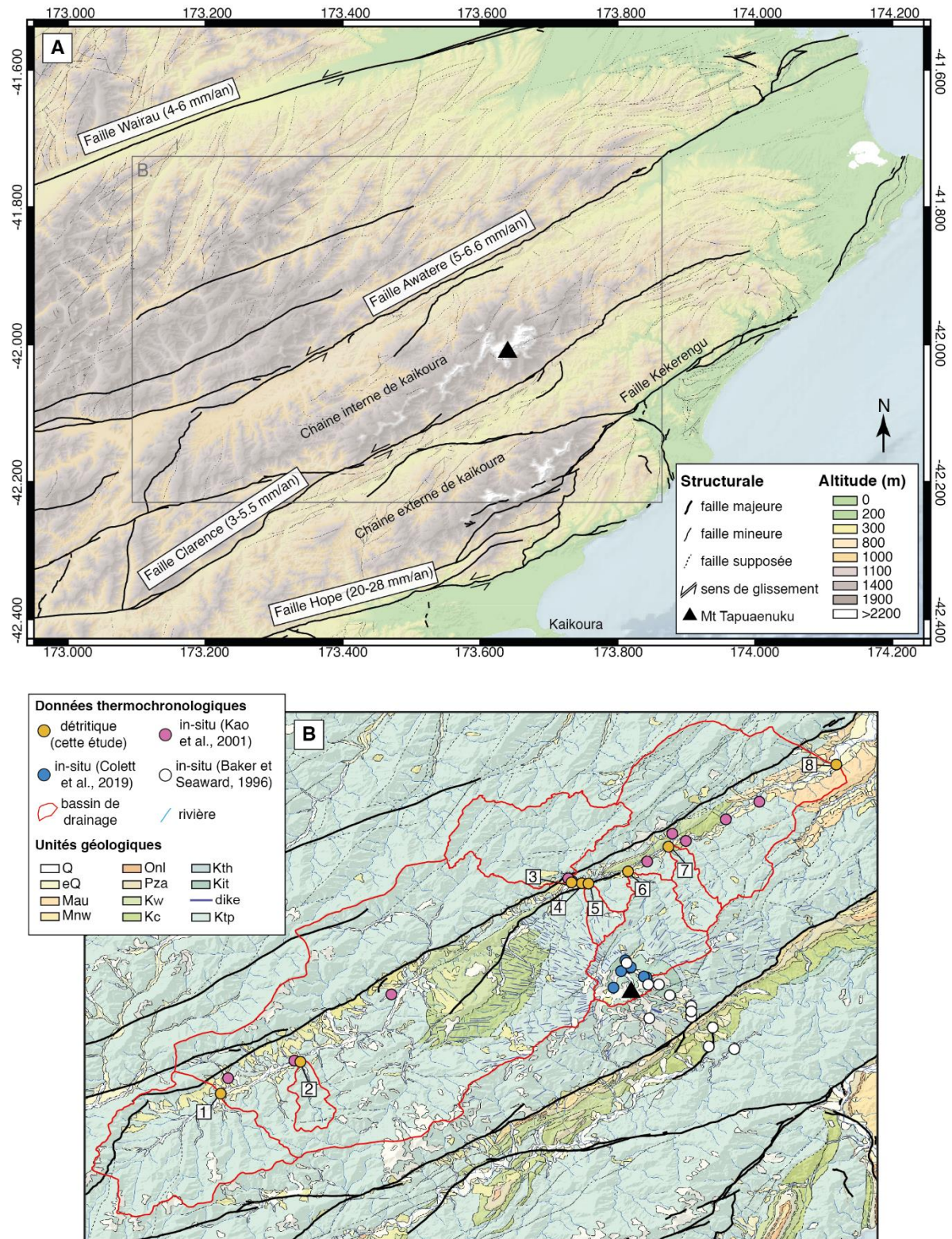


Figure 5.2. (A) Carte structurale de la région de Marlborough, avec son système de faille. La chaîne interne et externe de Kaikoura sont localisées. (B) Localisation des sites d'échantillonnage sur fond de carte géologique dans la vallée de l'Awatere dans la chaîne interne de Kaikoura. Les aires de drainage amont sont montrées pour chacun des échantillons détritiques récoltés. Les localisations d'échantillons in-situ d'études précédentes sont également reportées sur la carte (Baker et Seaward, 1996 ; Colett et al., 2019 ; Kao et al., 2001).

Gondwana et remaniés par un ancien prisme d'accrétion Mésozoïque (Rattenbury et al., 2006). Dans ces terrains, se sont mis en place des complexes magmatiques comme le complexe igné du Mont

Tapuaenuku (CIT ; ~100 Ma ; Baker et al., 1994; Baker and Seward, 1996) qui représente aujourd'hui le point culminant de la chaîne avec ses 2885 m d'altitude. Cette intrusion est composée de pyroxénite, de périclase, d'anorthosite, de gabbro et de carbonatite mineures (Kit); et son insertion a métamorphosé les terrains de Pahau alentours formant des cornéennes (Kth ; Figure 5.2B; Baker et al., 1994; Rattenbury et al., 2006). Dans un rayon de plus de 10 km autour du CIT, des dikes principalement basanitiques et trachybasaltiques affleurent (Baker et al., 1994; Challis, 1961). Les roches du CIT et des dikes contiennent des apatites (Baker et al., 1994) et fournissent a priori une source majeure dans les sédiments des rivières drainantes. Des séries sédimentaires datant du Crétacé, affleurent dans la vallée de l'Awatere (Figure 5.2B). Elles reposent en non-conformité sur les terrains de Pahau aux alentours du Mont Lookout et sont composées de conglomérats, grès et limons (Kc, Figure 5.2B; Challis, 1966) évoluant vers des dépôts marins peu profonds dans lesquels des coulées basaltiques se sont mis en place plus tard (Kw, Figure 5.2B; Reay, 1993). Ces séries sédimentaires montrent une évolution de la zone d'étude à cette époque, d'un contexte de cônes deltaïques remplissant de petits bassins bordés par des failles, début Crétacé (~120-110 Ma) vers un environnement de plaine côtière à marin peu profond (Rattenbury et al., 2006). Le crétacé tardif et le Paléogène sont marqués par l'ouverture de la mer de Tasman et une subsidence régionale affecte la zone, provoquant une transgression marine. Le dépôt de sédiments fins et de calcaire domine cette période (Pza et Onl, Figure 5.2B). Enfin, la présence de conglomérats et de grès grossiers datant du Miocène (Mau et Mnw) dans la zone d'étude, est reliée au début de la surrection de la chaîne interne de Kaikoura (Rattenbury et al., 2006; Walcott, 1978).

Dans cette étude, j'explore l'histoire d'exhumation de la chaîne interne de Kaikoura à travers la datation d'apatites détritiques collectées dans la rivière Awatere et quelques-uns de ces tributaires actuels, par la thermochronométrie trace de fission (AFT). Je m'intéresse également à l'évolution du signal d'exhumation le long de la vallée Awatere, afin de savoir si l'histoire d'exhumation de la chaîne interne de Kaikoura est similaire à l'exhumation en deux phases suggérée par (Collett et al., 2019) sur le bloc délimité par la faille Clarence et la faille Hope-Kekerengu.

5.3 Méthode

5.3.1 Stratégie d'échantillonnage

Afin de contraindre l'histoire d'exhumation de la chaîne interne de Kaikoura ainsi que l'évolution du signal thermochronologique au sein du bloc tectonique délimité par les failles Awatere et Clarence, nous avons collectés 8 échantillons de sables de rivière à travers la vallée Awatere. Trois se situent dans la rivière principale (i.e. l'Awatere, échantillons 1, 4 et 8, Figure 5.2B) et servent à suivre l'évolution du signal d'exhumation à travers la chaîne interne de Kaikoura. Pour investiguer les fertilités relatives en apatite de chaque portion du bassin versant de l'Awatere, cinq bassins tributaires ont également été échantillonnés. Le premier (échantillon 2, Figure 5.2B) est situé dans la partie amont de la vallée Awatere, et trois autres se situent au centre de la vallée au niveau du mont Tapuaenuku, et servent à

calibrer le signal pour les dikes (échantillon 5), pour le mont Tapuaenuku (échantillon 6) et dans un bassin adjacent au mont Tapuaenuku (échantillon 7). Enfin, puisque le bassin versant de l'Awatere s'étend au nord de la faille Awatere, un sous-bassin de drainage a été échantillonné pour investiguer le signal d'exhumation sur le bloc tectonique au nord de la faille (échantillon 3, Figure 5.2B), susceptible a priori, d'avoir connu une histoire d'exhumation différente. La localisation coïncide avec l'emplacement d'âges de grains AFT in-situ de (Kao, 2001), et de Baker et Seward (1996) et Collett et al. (2019) sur le mont Tapuaenuku. Pour chaque échantillon, environ 3 kg de sables ont été collectés dans une gamme de taille de grains < 5 cm.

5.3.2 Analyses thermochronologiques des apatites détritiques

La préparation des apatites détritiques ainsi que les analyses trace de fission ont été réalisées au laboratoire de Géosciences Rennes. Les sables ont été lavés et broyés pour obtenir une fraction de taille de grains entre 63 et 250 μm pour la récupération de minéraux d'apatite de taille suffisante pour le comptage des traces de fission. L'extraction des cristaux d'apatites a été réalisée par séparation densimétrique avec liqueur dense (bromoforme puis diiodométhane), suivie d'une séparation magnétique (séparateur de type Franz). Pour chaque échantillon, les apatites extraites ont été plongées dans deux plots de résine (epoxy) lorsque la quantité de cristaux le permettait, puis polies. Enfin, la révélation des traces de fission a été réalisée par attaque à l'acide nitrique (HNO_3) à 5.5 Mol pendant 21s (Carlson et al., 1999).

Les analyses AFT sur les grains d'apatites ont été effectuées par ablation laser (ESI NWR193UC Excimer) couplé à un ICP-MS quadripolaire (Agilent 7700). Chaque zone de comptage de trace de fission dans les grains est ablatée pendant 30s à une fréquence de 7 Hz suivant le protocole décrit dans Cogné et al. (2020).

5.3.3 Modélisation inverse des données AFT détritiques

La modélisation des histoires thermiques a été réalisée avec la version 5.7 du logiciel QTQt (Gallagher, 2012) utilisant une nouvelle méthode d'inversion pour les données détritiques (Gallagher and Parra, 2020). Classiquement, QTQt utilise un algorithme de Monte-Carlo avec un échantillonnage par chaîne de Markov (MCMC) combiné à une approche bayésienne pour sélectionner une gamme de modèles (i.e. d'histoires thermiques) qui prédisent les données observées (chapitre 2, section 2.3).

Les apatites détritiques collectées le long de la vallée de l'Awatere, sont susceptibles de provenir de sources diverses et anciennes car la zone est majoritairement composée des terrains de Pahau, qui sont issus d'un remaniement de sédiments dans un contexte de prisme d'accrétion au Mésozoïque (Rattenbury et al., 2006). Ainsi pour chaque échantillon détritique, je limite les contraintes a priori sur l'histoire d'exhumation à renseigner dans QTQt pour l'inversion des données. Je considère une gamme d'exploration pour le temps, qui contient l'âge le plus vieux dans chaque échantillon, et une gamme de

température entre 180°C et -5°C. Le gradient géothermique est limité à une gamme de $30 \pm 15^\circ\text{C}$, et est autorisé à varier au cours de l'histoire de refroidissement. Enfin, je défini le gradient thermique actuel de surface comme étant égal au taux de déchéance atmosphérique moyen de $7^\circ\text{C}/\text{km}$, avec une flexibilité de $\pm 7^\circ\text{C}/\text{km}$ pour l'exploration de l'espace des paramètres. La modélisation des histoires thermiques est réalisée à travers deux tests. Le premier considère une composition unique en chlore (i.e. la moyenne des compositions de l'échantillon détritique) dans QTQt avec 120000 itérations pour l'échantillonnage McMC (20000 « burn-in » et 100000 « post-burn-in » ; test 1). Pour le second test (test 2) je défini une gamme de composition en chlore pouvant être explorée par le processus d'échantillonnage de McMC. L'exploration de l'espace des paramètres est réalisée à travers 70 000 itérations (20000 « burn-in », et 50000 « post-burn-in »). Cette stratégie de modélisation me permet d'explorer l'apport de paramètres d'influence sur les âges (composition en chlore) sur la prédiction des distributions d'âges détritiques synthétiques.

Pour la prédiction d'âge détritiques synthétique, une fonction d'échantillonnage topographique (FET) doit être renseignée (voir chapitre 2, section 2.3). Je considère pour chaque échantillon détritique l'hypsométrie actuelle de leur bassin de drainage respectif comme FET constante. Je suppose que tous les grains détritiques peuvent être regroupé en un profile vertical avec les plus hautes altitudes représentées par l'âge le plus vieux et les plus basses altitudes par l'âge le plus jeune. Pour prédire les distributions détritiques synthétiques issus des histoires thermiques modélisées, des échantillons virtuels sont produits à intervalles réguliers, dans le profil d'altitude (voir chapitre 2, section 2.3) entre l'âge le plus vieux et le plus jeune.

5.4 Résultats

5.4.1 Fertilité relative dans la vallée Awatere

La fertilité relative en apatite entre les sites d'échantillonnages est évaluée ici de manière qualitative, suivant la quantité de grains d'apatite qui a pu être retenue pour les datations. La fertilité en apatite varie fortement dans la vallée de l'Awatere. Comme attendu (Baker et al., 1994), l'échantillon représentant le bassin versant du mont Tapuaenuku (n°6, Figure 5.2B) montre la plus grande fertilité de la zone où 191 apatites ont été sélectionnées pour l'analyse AFT. Les échantillons des bassins adjacents (n°5 et n°7, Figure 5.2B) ont montré une quantité moindre d'apatites et seulement 25 et 31 apatites ont pu être retenues pour l'analyse AFT, respectivement. De façon surprenante, la partie amont de la rivière Awatere (échantillon n° 1, Figure 5.2B) a fourni des quantités suffisantes d'apatite pour l'analyse et 120 cristaux ont pu être sélectionnés. Le bassin versant tributaire à la rivière Awatere situé également en amont a montré une concentration modérée et 48 apatites ont été retenues (n°2, Figure 5.2B). L'échantillon prélevé dans la partie centrale de la vallée, dans la rivière Awatere, a montré une quantité faible d'apatite avec seulement 13 retenues (n°4, Figure 5.2B). Cette concentration plus faible qu'en amont peut résulter, par exemple d'un effet de tri hydraulique ayant dépourvue la zone d'échantillonnage

d'apatite où à l'inverse concentré les apatites sur le site de collecte de l'échantillon amont (Malusà et al., 2016). L'échantillon aval (n°8, Figure 5.2B) a montré une quantité importante d'apatite (166 sélectionnées), très certainement influencée par le complexe igné du mont Tapuaenuku. Enfin, une seule apatite a été trouvée dans l'échantillon n°3, ce qui empêche l'inférence d'histoires thermiques du bloc tectonique au nord de la faille Awatere, et ainsi d'évaluer l'impact potentiel d'apatites allochtones (en termes d'histoire thermique). Tout en reconnaissant que nous n'avons échantillonné qu'un seul bassin tributaire drainant le bloc tectonique au nord, l'absence d'apatites dans l'échantillon n°3 suggère un apport mineur d'apatites allochtones. Pour l'inférence d'histoires thermiques, je suppose donc que les apatites de chaque échantillon peuvent être regroupées en un profil vertical, et donc qu'elles ont expérimenté la même histoire de refroidissement lors de leur exhumation.

5.4.2 Distribution et dispersion des âges AFT détritiques le long de l'Awatere

La distribution et la dispersion des âges AFT sont évaluées pour chaque échantillon, à travers l'interprétation de diagrammes radiaux (Figure 5.3). Ces diagrammes montrent (1) la dispersion des âges de grains individuels par rapport à l'âge moyen de l'échantillon (axe vertical) et (2), la distribution des âges en fonction de leur erreur relative (axe horizontal, Figure 5.3). La dispersion des âges est évaluée par rapport à l'intervalle à $\pm 2\sigma$ (i.e. l'écart-type) de l'âge moyen (lignes horizontales, Figure 5.3). Ainsi, des âges AFT distribués à l'extérieur de cet intervalle, sont considérés comme étant significativement différent de l'âge moyen de l'échantillon, et donc appartenant potentiellement à d'autres sources ou ayant des cinétiques différentes de cicatrisation des traces de fission (par la composition en chlore).

D'amont en aval, les échantillons détritiques collectés le long de la rivière Awatere, montrent un vieillissement des âges AFT avec des moyennes d'âges de 57.4 ± 18.8 Ma (échantillon 1), 92.4 ± 39.2 Ma (échantillon 4), et de 90.4 ± 25.6 Ma (échantillon 8). Les échantillons des bassins tributaires montrent d'amont en aval, des moyennes d'âges de 68.12 ± 20.3 Ma (échantillon 2), de 47.9 ± 13.2 Ma (échantillon 5), de 137.5 ± 32.7 Ma (échantillon 6) et de 50.5 ± 16.7 Ma (échantillon 7), ne montrant pas de vieillissement des âges vers l'aval. Nous observons une dispersion assez large des âges AFT dans chaque échantillon, où plusieurs sont retrouvés en dehors de l'intervalle à $\pm 2\sigma$, bien que celle-ci soit moins grande pour les échantillons contenant peu d'apatites (n°4 et 5 ; Figure 5.3). Cela peut suggérer que les échantillons contiennent probablement un mélange de plusieurs sources d'apatites, rendant ainsi les moyennes d'âges peu informatives.

Le processus de cicatrisation des traces de fission est affecté par la composition en chlore des apatites, où la cicatrisation totale des traces de fission se produit pour des températures entre 110-150°C, relativement aux températures entre 90-100°C pour les apatites riches en Fluor (Gleadow et al., 2002; Gleadow and Duddy, 1981; Green et al., 1985; O'Sullivan and Parrish, 1995). Cet effet de composition affecte donc les âges AFT où, pour une histoire thermique identique, les apatites riches en chlore

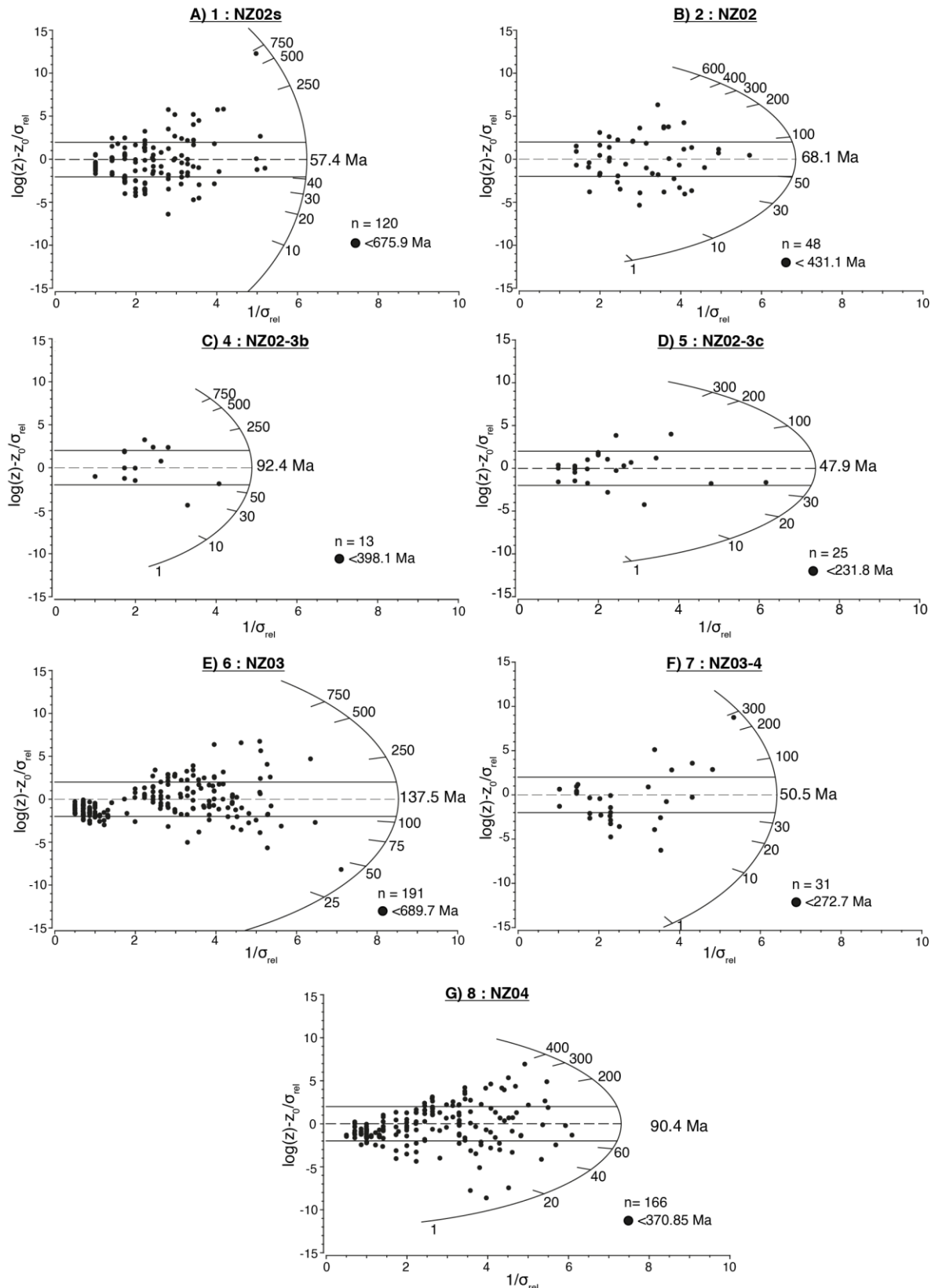


Figure 5.3. Diagrammes radiaux montrant la distribution des âges AFT des apatites détritiques de chaque site d'échantillonnage, suivant leur erreur relative associée (σ_{rel}). Les numéros avant chaque nom d'échantillon correspondent à ceux de la figure 5.2B. Les traits noirs centraux sont respectivement l'âge moyen (pointillé) et l'écart type à $\pm 2\sigma$. Dans la direction des abscisses l'erreur relative diminue ; sur les ordonnées $\log(z)-z_0/\sigma_{rel}$, z est l'âge et $z_0 = (\sum_{j=1}^n z_j/\sigma(z_j)^2)/(\sum_{j=1}^n 1/\sigma(z_j)^2)$; où n est le nombre d'âges. L'ordre des échantillons reflète la localisation dans la vallée de l'Awatere, de l'amont (A) vers l'aval (G). n : nombre de grains .

montreront des âges AFT plus vieux que les apatites riches en fluor. En regardant les compositions en

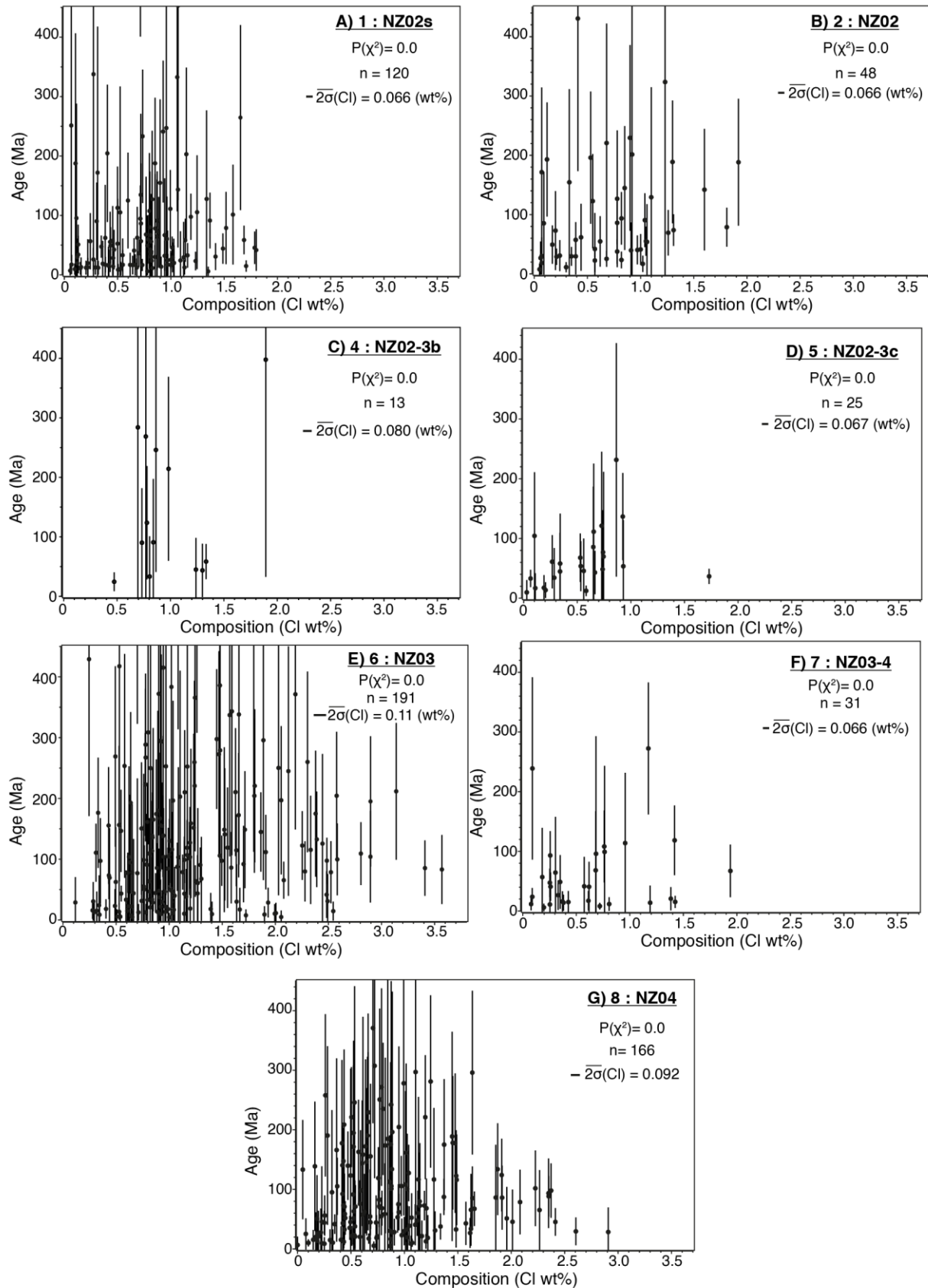


Figure 5.4. Composition en chlore vs âges AFT pour les échantillons détritiques collectés dans la vallée de l'Awatere. Les barres verticales sont les erreurs sur les âges à 1σ (un écart-type). Les échantillons sont montrés dans l'ordre, de l'amont (A) vers l'aval (G). n : nombre de grains. L'erreur moyenne sur les valeurs de composition en chlore sont montrées à 2σ où la longueur de trait en légende est proportionnelle à la valeur de l'erreur.

chlore des apatites (Figure 5.4), aucune relation claire n'est observée avec les âges AFT, qui pourrait

expliquer la dispersion de ces derniers. En revanche, il est intéressant de noter qu'alors que la plupart des échantillons montrent des concentrations en chlore entre 0 et 2 wt % (i.e. pourcentage pondéré), seul les échantillons 6 et 8 montrent des concentrations supérieures à 2 wt%. L'échantillon 6 correspond au bassin de drainage du complexe igné du mont Tapuaenuku (Figure 5.2), où des roches riches en chlore (e.g. gabbros) et contenant des apatites ont été analysées (Baker et al., 1994). Ainsi, la présence de ces apatites relativement riches en chlore dans l'échantillon 8 et absentes dans les échantillons en amont du Mont Tapuaenuku, attestent d'une signature du complexe igné du mont Tapuaenuku dans l'échantillon 8, récolté en aval dans la rivière Awatere.

Toutefois, les âges AFT calculés présentent des incertitudes relativement importantes et supérieures à 30% dans la plupart des échantillons (i.e. les âges sont situés proche de l'origine avec une position sur l'axe des abscisses < 3 ; Figure 5.3). Ces âges sont pour la plupart, contenus dans l'intervalle à $\pm 2\sigma$ et influencent donc l'âge moyen malgré leur faible précision (Figure 5.3) ; et affectent la précision des relations âge-composition (Figure 5.4). Une grande majorité des grains d'apatites détritiques choisis pour les analyses AFT étaient de faible qualité (voir Annexe 5.2) et présentaient une grande densité de défauts rendant difficile le processus de comptage. Ainsi, les incertitudes sur les âges proviennent majoritairement du processus de comptage.

5.4.3 Inversion des données AFT et histoires thermiques

Les données montrent (1) des dispersions importantes d'âges pour chaque échantillon, (2) avec des distributions de composition en chlore de ~ 0.01 à 3.5 wt%, et (3) des incertitudes sur les âges AFT importantes ($> 30\%$). Ainsi, pour la modélisation des histoires thermiques avec QTQt, j'adopte une stratégie d'exploration « naïve » des données détritiques dans laquelle je suppose que dans chaque échantillon, les âges AFT observés partagent la même histoire thermique et peuvent donc être regroupés en un profil vertical. Je suppose que la variation des âges observés peut être expliquée par les variations de composition en chlore des apatites (Figure 5.4). Pour tester cette hypothèse, je considère deux stratégies de modélisation. Tout d'abord, je commence la modélisation des histoires thermiques par des paramétrisations simples, considérant une composition moyenne en chlore, afin de tester si la distribution d'âges AFT détritiques observée pour chaque échantillon peut être prédite avec assez de précision (Test 1). Ensuite, je considère une gamme de composition en chlore pour les apatites, déterminée par la gamme observée dans chaque échantillon (Figure 5.4), suivant un pas de 0.3 ou 0.4 Cl wt% suivant les échantillons (Test 2). La procédure d'échantillonnage MCMC dans QTQt va ainsi considérer un modèle d'histoire thermique pour chaque composition et additionner leur vraisemblance individuelle pour calculer la vraisemblance totale de l'échantillon (Gallagher, 2012). Pour chacune des modélisations d'histoire thermique, je compare les distributions d'âges prédites avec les distributions observées.

Pour l'ensemble des histoires thermiques détritiques inférées pour chaque échantillon, les meilleures prédictions ont été obtenues pour le test 1 (Annexe 5.3), ne considérant qu'une seule valeur de composition en chlore pour le processus d'échantillonnage McMC. La qualité des prédictions des différents modèles thermiques a été évaluée par le critère d'information bayésien (BIC en anglais « *bayesian information criterion* »), qui pénalise les modèles complexes (i.e. avec plus de paramètres) pour des prédictions relativement similaires. Ainsi, les histoires thermiques du test 2, considérant une gamme de composition en chlore pour l'exploration des paramètres, augmente la complexité des modèles en augmentant le nombre de paramètres (Gallagher et al., 2009). Les prédictions entre les deux tests sont souvent relativement similaires (Annexe 5.3), c'est pourquoi les modèles du test 1 sont préférentiellement choisis (i.e. suivant le BIC). Ainsi, les modèles retenus pour les trois échantillons récoltés dans la rivière Awatere (échantillons 1, 4 et 8 ; Figure 5.2B) sont présentés à la Figure 5.5 et ceux des tributaires (échantillons 2, 5, 6, et 7) à la Figure 5.6.

Les histoires thermiques des trois échantillons récoltés le long de la rivière Awatere (Figure 5.5), sont assez contrastées. Les modèles thermiques moyen et montrant le maximum de probabilité a posteriori (MP) de l'échantillon en amont (n°1), suggèrent un réchauffement progressif des apatites jusqu'à ~30-20 Ma, suivi d'un refroidissement à taux constant depuis ~20 Ma (Figure 5.5a-b). Les distributions d'âges prédites pour ces deux modèles reflètent assez bien le pic d'âge observé à ~15-20 Ma, bien qu'elles surestiment toutes la magnitude de ce dernier (Figure 5.5c). La queue de distribution, observée jusqu'à des âges de ~300 Ma, est également bien prédite par les histoires thermiques modélisées. L'échantillon suivant (n°4), situé plus bas dans la vallée (Figure 5.5B), suggère un séjour prolongé dans la zone de cicatrisation partielle (ZCP), avec les apatites les plus froides (i.e. les plus vieilles) résidantes à la limite de la ZCP, avant un refroidissement généralisé autour de 35-30 Ma (Figure 5.5d). Cependant, la distribution d'âge prédite pour l'histoire thermique moyenne ne correspond pas à la distribution observée (Figure 5.5f). En effet, elle prédit un pic d'âge autour de 200 Ma, or que la distribution observée montre deux pics d'âges à ~27 Ma et ~58 Ma. La distribution moyenne d'âges prédits (i.e. distribution moyennée sur l'ensemble des itérations post-burn-in dans la procédure McMC), s'y rapproche en revanche, en montrant un pic d'âge à ~68 Ma. Le modèle maximisant la prédiction avec les données observées (maximum de vraisemblance) montre un pic d'âge à ~47 Ma et surestime la queue de distribution pour les âges >100 Ma (Figure 5.5f). Ce modèle montre une histoire thermique avec un long séjour des apatites dans la ZCP (>140 Ma) avec un refroidissement brutal au dernier Ma (Figure 5.5e). Ce refroidissement instantané se produit car une contrainte est imposée pour que l'histoire thermique se termine à une température de $7 \pm 7^\circ\text{C}$ correspondant à la température de surface, et est donc extrêmement improbable d'être réel. Dans cet échantillon (n°4), la dispersion des âges est grande, et pour expliquer cette dispersion un séjour prolongé dans la ZCP est requis. De plus, la distribution d'âge observée n'est contrainte que par 13 apatites ce qui n'est pas significatif au sens statistique (Vermeesch, 2004) pour représenter la distribution réelle des âges dans le bassin de drainage. Ainsi, je considère les

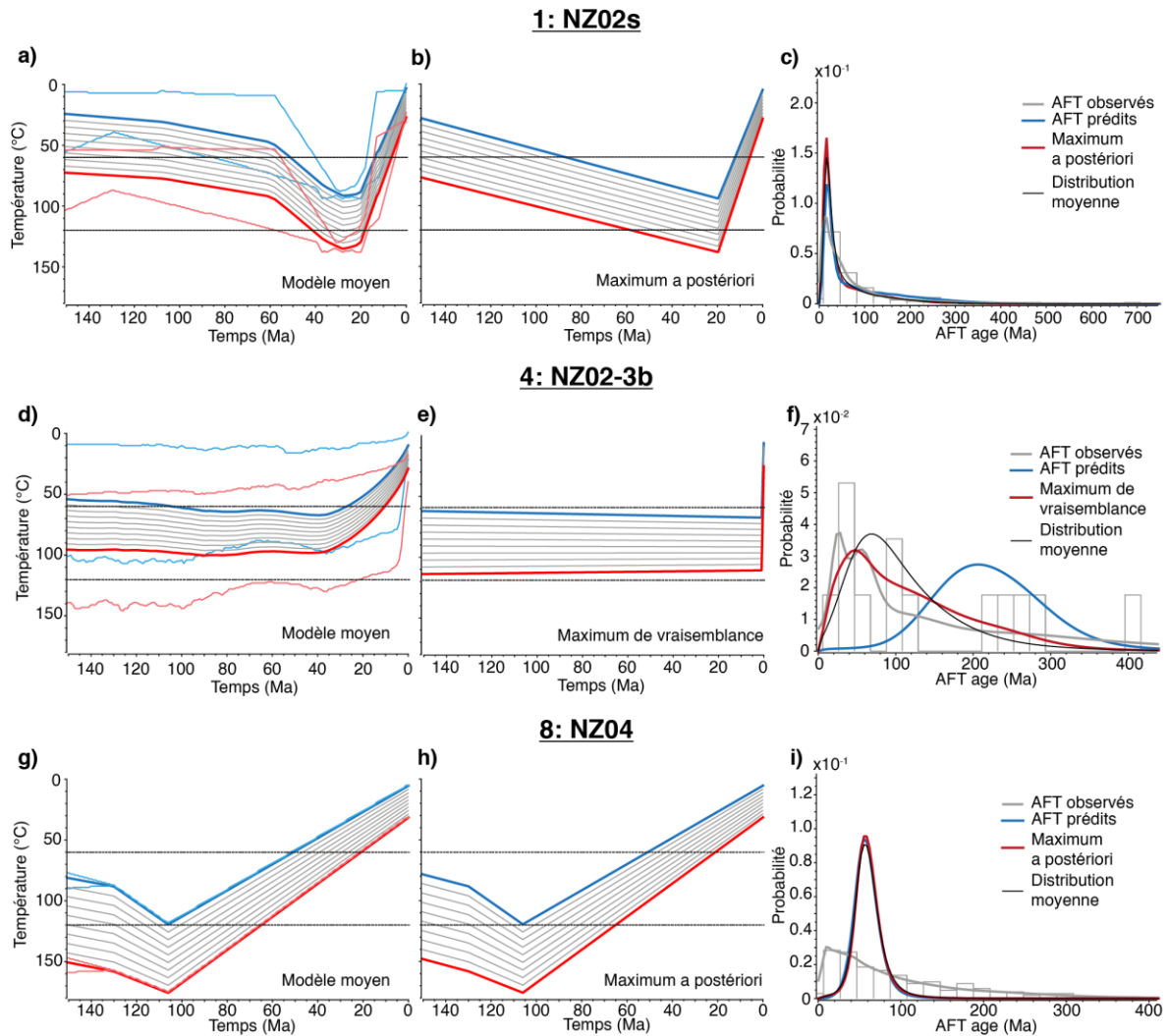


Figure 5.5. Histoires thermiques détritiques modélisées et distributions d'âges AFT prédites via le logiciel QTQt (Gallagher, 2012), pour les trois échantillons collectés dans la rivière Awatere. Les échantillons sont présentés de l'amont vers l'aval (voir figure 5.2B). Les modèles thermiques moyens sont présentés pour chaque échantillon (a, d, g), avec soit le modèle qui maximise la probabilité a posteriori (b, h), soit la probabilité de vraisemblance (e). Le choix des modèles est présenté en annexe 5.3. Enfin, les distributions d'âges prédites par les modèles thermiques sont également montrées pour chaque échantillon (c, f, i). Dans les histoires thermiques, les courbes bleues montrent l'histoire thermique de l'âge le plus vieux (i.e. le plus froid) et les courbes rouges, celle de l'âge le plus jeune (i.e. le plus chaud). Les courbes grises représentent les histoires thermiques des échantillons intermédiaires, définies par interpolation linéaire et suivant le gradient géothermique (autorisé à varier avec le temps). Les courbes en bleu et rouge (a, d, g) sont les intervalles de crédibilité à 95%, et la zone de cicatrisation partielle (ZCP) est délimitée par les traits noirs en pointillés.

résultats d'inversion avec précaution. L'inversion des données pour l'échantillon le plus en aval dans la vallée de l'Awatere (n° 8 ; Figure 5.2B), montre des histoires thermiques simples avec un refroidissement à travers la ZCP autour de 60-25 Ma, pour le modèle moyen et celui maximisant la probabilité a posteriori (Figure 5.5g-h). Cependant, les distributions d'âges prédites montrent un seul pic d'âges autour de 60 Ma, manquant ainsi le pic d'âge observé à ~15-20 Ma (Figure 5.5i). De plus, la queue de distribution observée diminue graduellement de 15-20 Ma à 300 Ma, et les distributions prédites manquent les âges les plus vieux. Ces faibles prédictions sont expliquées par la faible exploration de l'espace des paramètres lors de la modélisation des histoires thermiques illustrée par les taux d'acceptance très bas pour la perturbation des paramètres en fin de simulation (Annexe 5.3, Tableau

A5-1). Ainsi, les histoires thermiques de l'échantillon n°8 ne reproduisent pas la distribution observée, et une exploration plus poussée des paramètres initiaux (e.g. influence du gradient géothermique) pour l'exploration de l'espace des paramètres est requise.

Les histoires thermiques de l'échantillon n°1, situé en amont dans la vallée de l'Awatere, prédisent le mieux les données et montrent un refroidissement autour de 20 Ma. Je poursuis l'analyse des résultats d'inversion en me focalisant maintenant sur les échantillons récoltés dans les bassins tributaires situés plus en aval (échantillons n°2, 5, 6, et 7).

L'échantillon n°2 a été collecté à l'exutoire d'un bassin de drainage situé proche de l'échantillon n°1 dans la partie amont de la vallée (Figure 5.2B), d'environ 15 km² de surface. Les histoires thermiques du modèle moyen montrent un séjour prolongé des apatites (>100 Ma) dans la ZCP, avec les plus froides (i.e. les plus vieilles) à la limite de la ZCP voire très au-dessus (< 60°C), suivie d'un réchauffement d'environ 20°C de 60 à 40 Ma, puis d'un refroidissement constant jusqu'en surface depuis ~40-20 Ma (Figure 5.6a). Cependant, la distribution d'âge prédite reproduit mal les âges observés en manquant le pic d'âges jeunes à ~25 Ma, et prédisant un pic d'âge à ~100 Ma, surestimant ainsi la queue de distribution (les âges vieux ; Figure 5.6c). Une meilleure prédiction est obtenue par le modèle présentant le maximum de probabilité à posteriori, où l'ensemble des apatites séjourne dans la ZCP de >150 à 20 Ma, puis refroidissent jusqu'en surface à travers la ZCP à ~20 Ma (Figure 5.6b). La distribution moyenne d'âges prédits est également proche des données observées (Figure 5.6c), suggérant ainsi que l'histoire thermique se trouve dans l'intervalle de crédibilité, montrant un refroidissement pour l'âge le plus vieux entre 30 et 20 Ma, et entre 30 et 10 Ma pour l'âge le plus jeune (Figure 5.6a).

L'échantillon n°5 est situé dans la partie centrale de la vallée et draine un bassin d'environ 10 km² en amont du complexe igné du Mont Tapuenuku (Figure 5.2B). Les histoires thermiques moyennes sont relativement similaires à l'échantillon précédent montrant un séjour prolongé dans la ZCP, avec les apatites les plus froides restant en marge de la ZCP (<60°C) pour au moins 140 Ma. Cependant, le timing de refroidissement est plus récent et autour de 20-10 Ma (Figure 5.6d). La distribution d'âges prédite pour cette histoire thermique représente cependant mal les données observées en montrant un pic d'âge autour de 100±25 Ma, manquant ainsi les âges jeunes <50 Ma observés (Figure 5.6f). Toutefois, la distribution moyenne des âges prédits se rapproche des données observées avec un pic d'âge à ~34 Ma, suggérant un refroidissement des apatites compris dans l'intervalle de crédibilité, entre 20 et 5 Ma. Le modèle montrant le minimum d'écart aux données observées (i.e. maximum de vraisemblance), montre une histoire thermique plus complexe où une histoire plus ancienne de refroidissement entre 120 Ma et 45 Ma, suivi d'un réchauffement à travers la ZCP entre 45 Ma et 20 Ma, est suggérée. Cependant le dernier refroidissement est toujours contraint à ~20 Ma.

L'échantillon n°6 est collecté à l'exutoire du bassin de drainage du complexe igné du mont Tapuenuku (CIT ; Figure 5.2B), d'aire de ~70 km². Les histoires thermiques moyennes suggèrent un

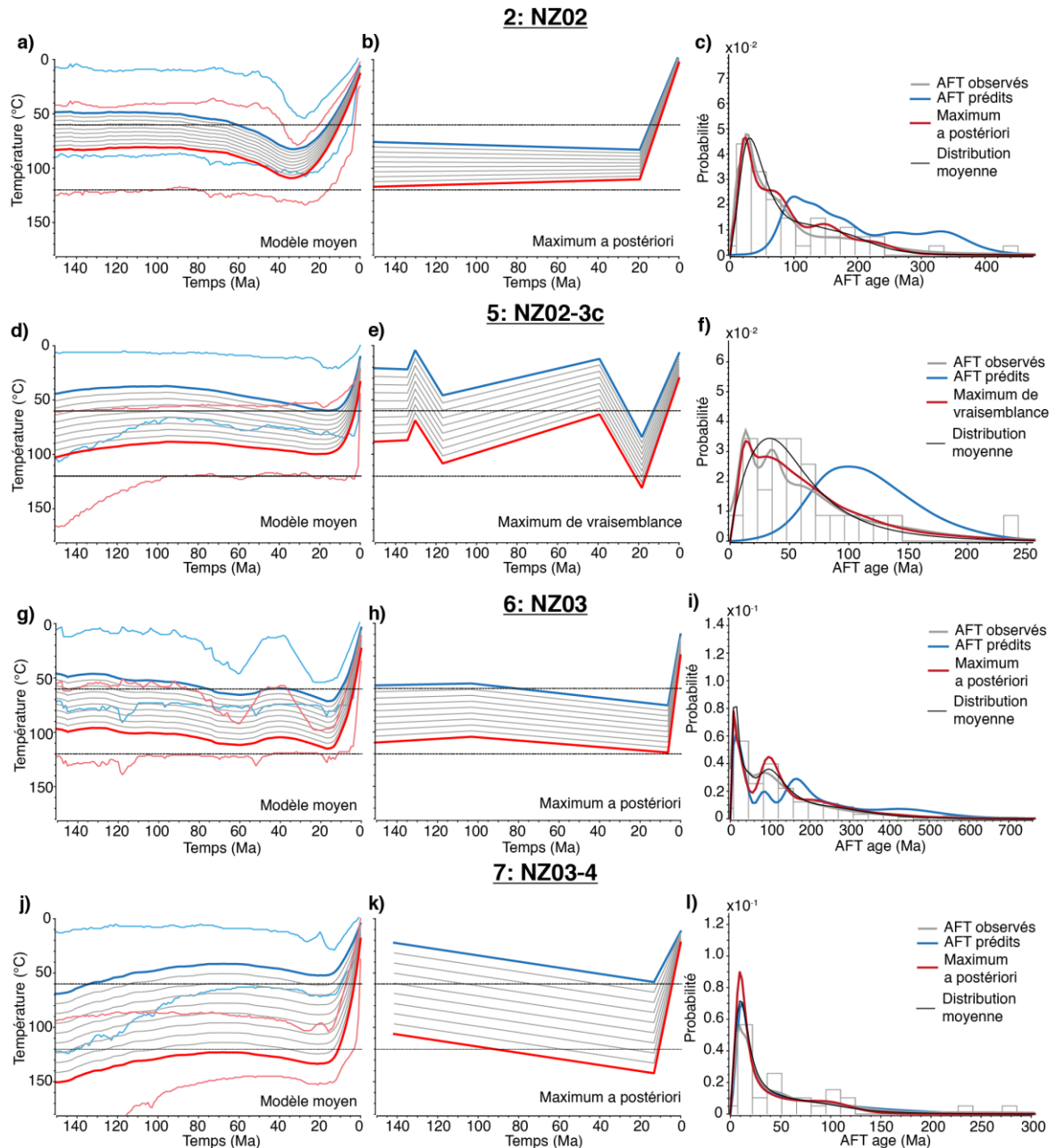


Figure 5.6. Histoires thermiques détritiques modélisées et distributions d'âges AFT prédites via le logiciel QTQt (Gallagher, 2012), pour les quatre échantillons collectés dans les bassins tributaires à la rivière Awatere (voir figure 5.2B). Les échantillons sont présentés de l'amont vers l'aval. La signification des courbes est similaire à la figure précédente.

séjour prolongé des apatites dans la ZCP entre >150 et ~18 Ma, puis un refroidissement jusqu'en surface depuis 18-10 Ma (Figure 5.6g). La distribution d'âge prédite représente bien le pic d'âge observé à ~10 Ma, en revanche elle sous-estime le pic à ~90 Ma et surestime celui à ~168 Ma et ~444 Ma (Figure 5.6i). La distribution d'âge prédite par le modèle maximisant la probabilité a postériori, réduit cet écart et suggère également un refroidissement récent autour de 10 Ma (Figure 5.6h). La distribution moyenne des âges prédits représente au mieux les données (Figure 5.6i), suggérant un refroidissement situé entre 24 Ma et 5 Ma suivant les intervalles de crédibilité (Figure 5.6g).

Enfin, l'échantillon n°7, collecté à l'exutoire d'un bassin tributaire situé en aval du mont Tapuaenuku (~20 km²), montre des histoires thermiques moyennes relativement similaires, avec un séjour prolongé des apatites dans la ZCP, suivi d'un refroidissement ici à ~11 Ma pour les apatites les plus chaudes (i.e. les plus jeunes), mais un refroidissement plus ancien pour les apatites les plus froides (i.e. les plus vieilles) situé entre >150 Ma et 120 Ma (Figure 5.6j). La distribution d'âges observée est contrainte par 31 apatites, où un pic d'âge est observé à ~10 Ma, avec une composante plus faible à ~100 Ma, et deux âges vieux sont observés à ~238 Ma et ~272 Ma. Les distributions d'âges prédites représentent assez bien celle observée, bien que le pic d'âge à ~10 Ma soit légèrement surestimé pour chacune des prédictions (Figure 5.6l). Le modèle thermique maximisant la probabilité a posteriori, suggère un refroidissement à travers la ZCP autour de 10 Ma, avec un refroidissement des échantillons les plus vieux > 150 Ma (Figure 5.6k). Ce refroidissement ancien est nécessaire pour expliquer les âges vieux observés (~238 Ma et ~272 Ma), menant ainsi à un écart de température entre l'apatite la plus froide et la plus chaude d'environ 80°C pour une grande part de l'histoire thermique.

Les histoires thermiques modélisées dans la vallée de l'Awatere montrent en majeure partie, qu'un séjour prolongé des apatites dans la zone de cicatrisation partielle (120°C-60°C) pour l'histoire mésozoïque (350-65 Ma) est requis pour prédire au mieux les distributions d'âges détritiques observées. Bien que la modélisation de certaines histoires thermiques soit à revoir (échantillons n°8), l'ensemble des modèles thermiques suggèrent un épisode de refroidissement compris entre ~40 et ~10 Ma, avec une préférence autour de 20-10 Ma (échantillons n°1, 5, 6 et 7).

5.4.4 Composantes d'âges et histoires thermiques détritiques au mont Tapuaenuku

Les modèles thermiques présentés précédemment, ont été modélisés sous l'hypothèse que les âges détritiques observés dans chaque échantillon partagent la même histoire de refroidissement, et ont donc été regroupé en profils verticaux pour l'inférence d'histoire thermiques détritiques. Cependant, cette dernière est une hypothèse forte, et des mélanges de sources sont probables dans les distributions d'âges observées, surtout pour les échantillons collectés dans la rivière Awatere, où l'aire de drainage augmente exponentiellement vers l'aval (Figure 5.2B). Il paraît ainsi pertinent de pouvoir explorer les distributions d'âges détritiques afin d'extraire les composantes d'âges principales et ainsi modéliser les histoires thermiques de ces composantes. Je m'intéresse ici à cette exploration sur l'échantillon n°6, collecté à l'exutoire du bassin de drainage du mont Tapuaenuku. Je choisis cet échantillon car (1) la fertilité en apatite est satisfaisante (i.e. 191 apatites récoltées), (2) le bassin de drainage est relativement petit (~10 km²), et la source des apatites est bien identifiée (i.e. le CIT), et (3) un profil vertical d'âges AFT in-situ est disponible dans la littérature (Baker and Seward, 1996). Cela me permet ensuite de modéliser les histoires thermiques en combinaison d'âges in-situ et comparer les prédictions des distributions d'âges résultantes, similaire à Gallagher et Parra (2020).

Afin d'extraire les composantes d'âges présentes dans la distribution d'âges détritiques de l'échantillon n°6, j'utilise le logiciel BayesMixQt v3.2 (Gallagher et al., 2009; Jasra et al., 2006). La distribution d'âges détritique est explorée avec la méthode d'échantillonnage itérative de Monte-Carlo par chaînes de Markov à sauts réversibles (RJMcMC, en anglais). Combinée à une formulation bayésienne, cette approche explore l'espace des paramètres, correspondant au nombre de composantes présentes a priori, aux paramètres de leur distribution (e.g. moyenne et écart-type pour une distribution normale), ainsi qu'à la proportion de chaque composante dans la distribution d'âges totale. De façon similaire à l'approche définie dans QTQt (Gallagher, 2012), un nombre d'itération « burn-in » et « post-burn-in » doit être renseigné pour l'exploration des paramètres (voir chapitre 2, section 2.3). A chaque itération, un paramètre est perturbé (e.g. le nombre de composante) et des âges synthétiques sont échantillonnés à partir des distributions de chaque composante modélisée, puis combinés, et une probabilité de vraisemblance avec les données observées est calculée (Jasra et al., 2006). L'efficacité de la procédure d'échantillonnage est évaluée à la fin de la simulation en regardant les taux d'acceptance des perturbations des paramètres autorisés à varier. Une description détaillée de la méthode est présentée par Jasra et al. (2006).

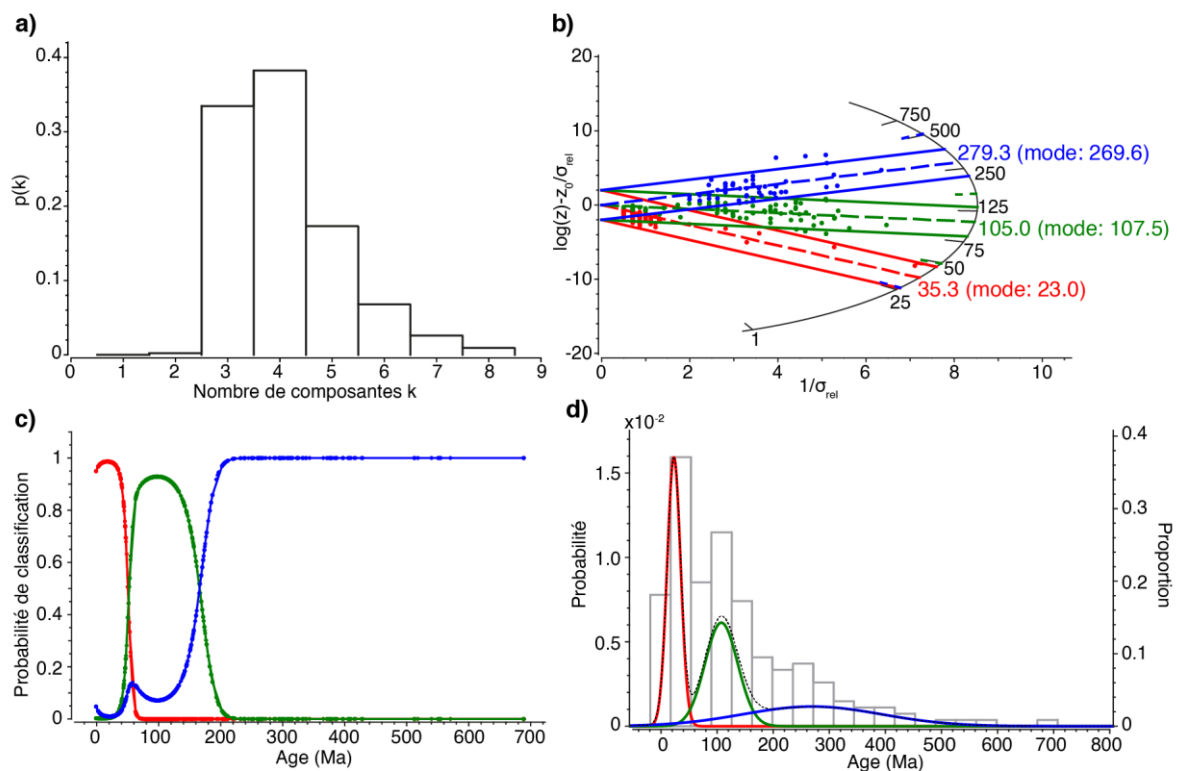


Figure 5.7. Composantes d'âges détritiques inférées avec BayesMixQt v3.2 (Jasra et al., 2006) pour l'échantillon n°6, prélevées à l'exutoire du bassin de drainage du complexe igné du mont Tapuaenuku. (a) Distribution de probabilité du nombre de composantes inférées par la méthode d'échantillonnage et représentée sous forme d'histogramme. (b) Diagramme radial montrant les composantes d'âges prédites par le modèle maximisant la probabilité a posteriori. Les moyennes ainsi que les modes des distributions de chaque composante sont également montrées. Les lignes courtes en pointillées sont les intervalles de crédibilité à 95% pour chaque composante. (c) Probabilités de classification des composantes pour chaque âge détritique individuel. Chaque âge se voit attribuer une probabilité d'appartenir à chacune des composantes. (d) La distribution d'âges AFT détritiques est montrée pour chacune des composantes. L'histogramme grisé est la distribution des âges observés dans l'échantillon n°8.

Pour l'échantillon n°6, je souhaite donc identifier le nombre de composantes d'âges dans la distribution observée. Pour renforcer la discrimination des composantes, j'utilise également les compositions en chlore (wt%), ainsi que les âges U-Pb des apatites détritiques déterminés grâce à l'analyse par LA-ICP-MS (voir Annexe 5.2). Je considère un a priori large sur le nombre de composantes, avec une distribution de probabilité uniforme entre 1 et 50. Je suppose également que les distributions des composantes suivent une loi normale. La procédure d'échantillonnage a été efficace en termes de perturbations des paramètres en montrant des taux d'acceptance compris entre 32 et 49% (voir Tableau A5-2, Annexe 5.4).

Les résultats montrent une plus grande probabilité pour un nombre de quatre composantes (0.38, Figure 5.7a). Cependant, la probabilité d'avoir trois composantes est proche (0.33). La quatrième composante est surtout représentée par l'âge vieux (689.7 Ma) et n'est donc pas significative. Cette composante n'est d'ailleurs pas présente dans le modèle maximisant la probabilité a posteriori (Figure 5.7). Je considère donc ce dernier pour l'interprétation des résultats. Ainsi, trois composantes à 279.3 ± 70 Ma (mode à 269.6 Ma), à 105.0 ± 25 Ma (mode à 107.5 Ma), et à 35.3 ± 9.5 Ma (mode à 23.0 Ma) sont identifiées dans l'échantillon n°6 (Figure 5.7b). Les probabilités de classification pour chaque âge détritique observé (i.e. sa probabilité d'appartenir à la composante k) montrent que les âges <50 Ma ont plus de chance d'appartenir à la première composante, et que les âges >166 Ma à la troisième (Figure 5.7c). La deuxième composante présentant des âges intermédiaires. Je note une légère augmentation de probabilité pour la troisième composante à ~57 Ma. En regardant les distributions d'âges prédites pour chacune des composantes (Figure 5.7d), j'explique cette légère augmentation par l'effet de la combinaison de la distribution d'âges étroite observée pour la première composante et de l'étalement large de la troisième composante jusqu'à des âges approchant zéro. Les âges AFT montrant une incertitude élevée (> 30%), les distributions des composantes se chevauchent et certains âges ont une probabilité égale d'appartenir à deux composantes (e.g. les âges à ~50 Ma ont 0.5 de probabilité d'appartenir à la première et à la seconde composante, Figure 5.7c).

Ayant identifié les composantes d'âges, j'extrait les âges de la première composante, en considérant qu'ils représentent le dernier épisode de refroidissement. Je les regroupe ainsi en un profil vertical et modélise des histoires thermiques. Des âges AFT in-situ sont disponibles pour le complexe igné du mont Tapuaenuku (Baker and Seward, 1996), et me permet donc une stratégie d'exploration des histoires thermiques où je considère l'inversion des données détritiques seules, puis avec les âges in-situ, similaire à Gallagher et Parra (2020).

Les histoires thermiques modélisées pour la composante à 35.3 ± 9.5 Ma montrent un premier refroidissement des apatites détritiques entre 60 et 30 Ma, suivi d'un faible réchauffement de 20-10°C, puis d'un refroidissement final jusqu'en surface depuis 12-10 Ma. Les apatites les plus vieilles restent en marge de la zone de cicatrisation partielle (50-60°C) entre 50 et 10 Ma (Figure 5.8a). Cependant, la distribution d'âge prédit un pic d'âge autour de 31 ± 5 Ma, manquant ainsi le pic d'âge observé à ~6 Ma (Figure 5.8a). La distribution moyenne des âges prédits se rapproche de la distribution observée avec un

pic d'âge à ~13 Ma (Figure 5.8a). Toutefois, les données observées sont assez dispersées, et la distribution d'âges décroît graduellement de 6 Ma à 80 Ma. L'inclusion des âges in-situ ne réduit pas de manière significative l'écart entre la distribution d'âge prédite et observée, qui montre toujours un pic à

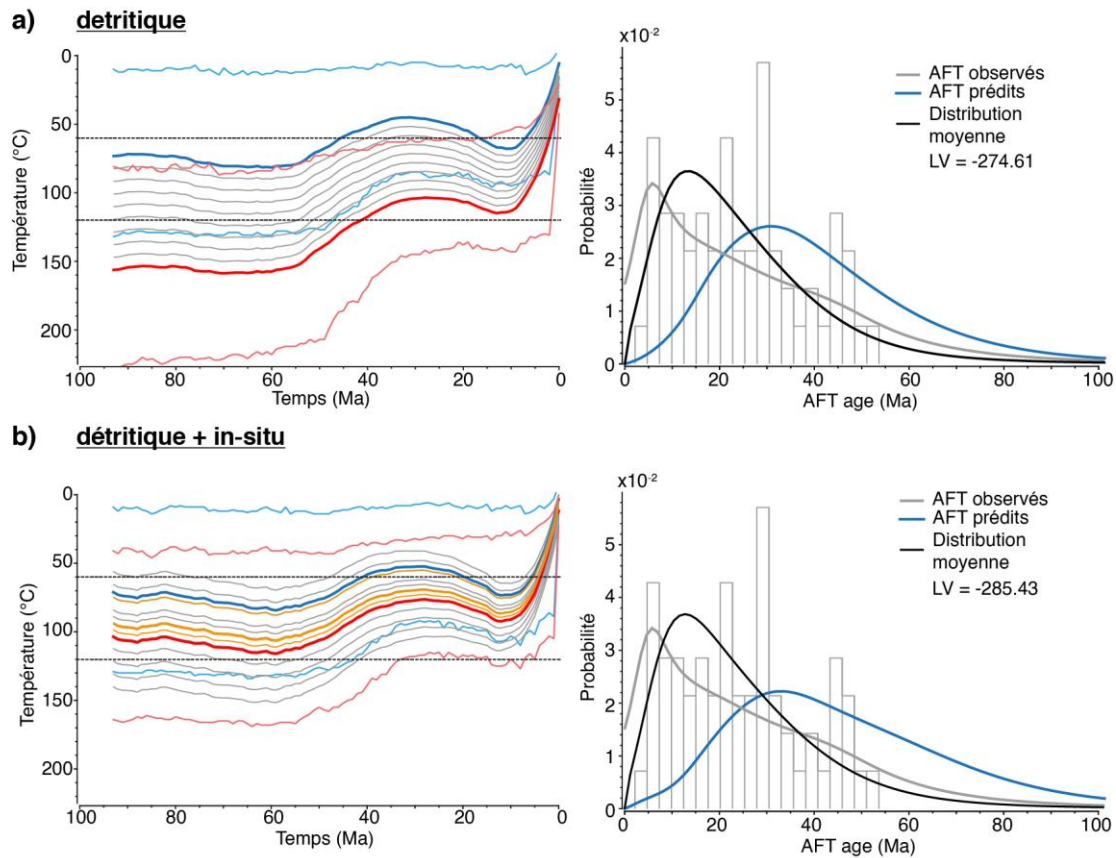


Figure 5.8. Histoires thermiques et distributions d'âges détritiques modélisées pour la composante d'âges identifiée autour de 35.3 ± 9.5 pour l'échantillon n°6, du bassin de drainage du mont Tapuenuku. Les histoires thermiques ont été modélisées à partir des données détritiques seules (a) et en combinaison avec des âges in-situ (b). La signification des courbes est similaire à celle à la Figure 5.5. Toutefois, pour l'inversion avec les âges in-situ (b), les courbes orange montrent les histoires thermiques pour les échantillons in-situ du profil vertical. LV : log de vraisemblance.

~33 Ma (Figure 5.8b). L'inclusion de ces âges augmente même la prédiction d'âge plus vieux >60 Ma. L'histoire thermique reste relativement similaire à celle modélisée avec les âges détritiques seuls, sauf pour les âges les plus jeunes qui séjournent dans la partie basse de la ZCP de >90 Ma à 40 Ma. De façon similaire à Gallagher et Parra (2020), les âges in-situ, ici originaires du CIT (Baker et Seward, 1996; Annexe 5.5), montrent des âges plus vieux aux altitudes intermédiaires du bassin de drainage (1300-1700 m), que celles prédites par la modélisation des âges détritiques seuls. Cela force ainsi la prédiction d'âge plus vieux à plus haute altitude, et donc au décalage de la distribution d'âges prédite vers les âges plus vieux.

5.4.5 Exploration de la fonction d'échantillonnage topographique

Dans la modélisation des histoires thermiques présentée précédemment, je considère les distributions hypsométriques actuelles des bassins de drainage respectifs de chaque échantillon pour la fonction d'échantillonnage topographique (FET). Celle-ci est échantillonnée à chaque itération de la procédure McMC pour prédire la distribution d'âges détritiques à partir d'un profil âge-altitude calculé pour une histoire thermique donnée (Gallagher and Parra, 2020). Cependant, la FET peut être définie comme paramètre d'exploration et être perturbée à chaque itération (voir chapitre 2, section 2.3.2).

Ici, je considère donc l'inversion des données détritiques combinées aux âges in-situ pour le bassin du mont Tapuaenuku (échantillon n°6), et autorise une variation de la FET. Les histoires thermiques résultantes montrent un séjour prolongé des apatites dans la zone de cicatrisation partielle de >100 Ma à ~15-10 Ma, où un refroidissement jusqu'en surface se produit (Figure 5.9a). Comparé aux modélisations précédentes (section 5.4.2), la distribution d'âges prédite reproduit assez bien les données observées, montrant un pic d'âge à ~10 Ma, contre ~6 Ma dans la distribution observée (Figure 5.9b). La distribution moyenne des âges prédits montre un pic d'âge similaire mais surestime les âges autour de 20-40 Ma et sous-estime ceux supérieurs à 40 Ma.

La fonction d'échantillonnage topographique prédite par la procédure d'inversion montre un échantillonnage préférentiel des âges pour des altitudes < 1600 m (~40 %) et > 2200 m (~60 %), délaissant les altitudes intermédiaires (Figure 5.9c). La FET moyenne résultante de l'ensemble des itérations « post-burn-in » montre un échantillonnage préférentiel des âges synthétiques pour des altitudes < 1300 m (~40 %) et > 2400 m (~60 %). Les intervalles de crédibilité à 95% sont assez larges, mais suggèrent tout de même un échantillonnage préférentiel pour les hautes altitudes (> ~2200 m). Une étude pétrographique menée sur le complexe igné du mont Tapuaenuku (Baker et al., 1994) suggèrent des sources en apatites dans les séries inférieures du complexe (Tableau 3 dans Baker et al., 1994), comprises à des altitudes entre 250 et 900 m, ainsi que dans les séries supérieures comprises à des altitudes > 1600 m. Les altitudes intermédiaires sont représentées par des pyroxénites dépourvues en apatites (Baker et al., 1994). La FET moyenne prédite est donc relativement en accord avec les observations.

Le profile âge-altitude prédit des âges relativement similaires à 10 ± 5 Ma pour des altitudes jusqu'à ~1400 m, puis autour de 20-25 Ma pour des altitudes comprises entre 1500 m et 2400 m contraints par les âges in-situ (Baker and Seward, 1996; Figure 5.9d). Au-delà, les âges sont plus vieux jusqu'à environ 40 ± 10 Ma pour la plupart des profils calculés (intervalle de crédibilité à 95%, Figure 5.9d). Pour l'histoire thermique moyenne, les âges situés en haut du profile âge-altitude s'écartent de l'intervalle de crédibilité à 95% et montrent des valeurs autour de 60-70 Ma (Figure 5.9d). Ces âges sont trouvés dans la queue de distribution d'âges détritiques observées (Figure 5.9b) et sont peu probables. Ainsi l'histoire thermique moyenne montrée à la Figure 5.9a surestime probablement le temps de séjour des apatites les

plus froides (i.e. courbe bleue ; Figure 5.9a) dans la ZCP. La FET prédite suggère donc que les altitudes où des âges in-situ sont disponibles (de 1300 à 2400 m) sont relativement peu susceptibles d'être échantillonnées, afin d'expliquer la distribution d'âges détritiques observée (Figure 5.9b).

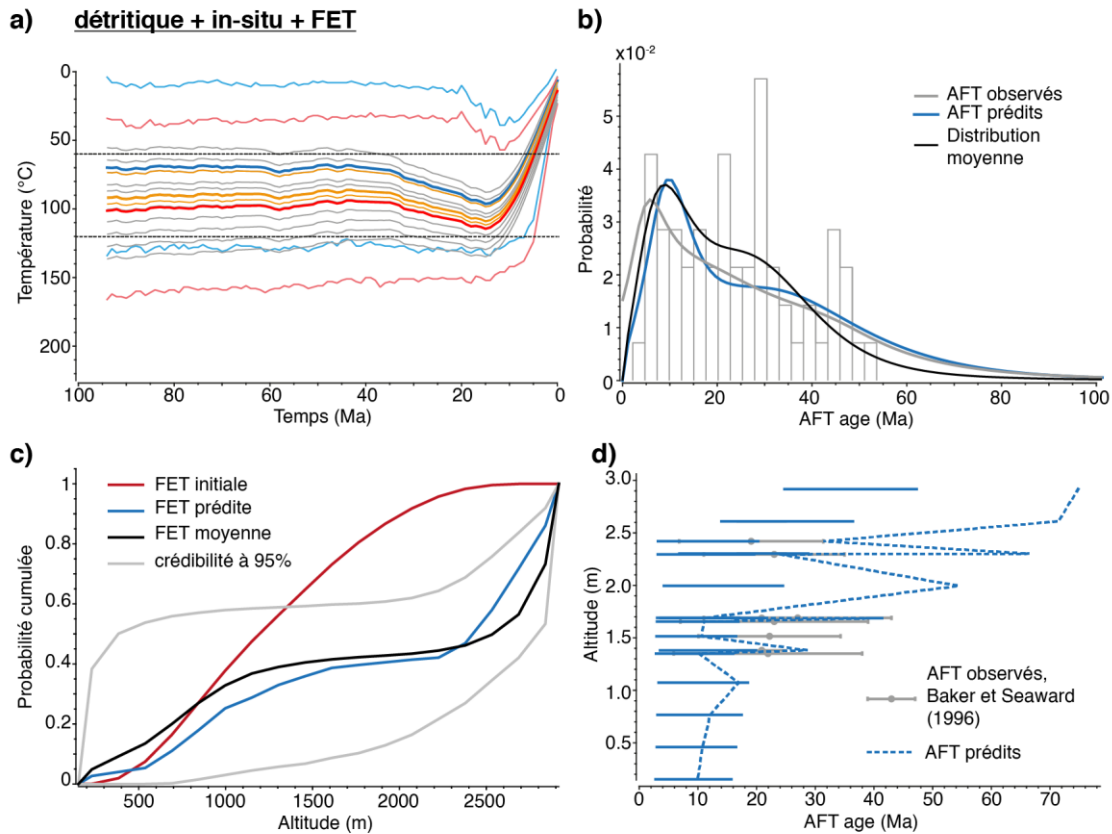


Figure 5.9. (a) Histories thermiques et (b) distributions d'âges détritiques prédites par l'inversion des données détritiques et in-situ (Baker et Seaward, 1996), et considérant une variation de la fonction d'échantillonnage topographique (FET). (c) Prédiction de la FET à la fin de l'inversion. La distribution hypsométrique du bassin de drainage du mont Tapuaenuku est montrée en rouge, et est définie initialement comme la FET. (d) Profil âge-altitude des âges in-situ (Baker et Seaward, 1996) et des âges prédits à la fin de l'inversion. Les traits bleu horizontaux sont les intervalles de crédibilité à 95% pour l'ensemble des histoires thermiques « post-burn-in ».

Toutefois, les données observées pour la composante d'âges sélectionnée pour l'échantillon n°6 (Figure 5.7) sont très dispersées et très peu contraintes en réalité. Les erreurs relatives sur les âges sont très grandes en montrant une moyenne à 119% (Annexe A5-4, Tableau A5-4). Ainsi, le pic d'âge observé à ~6 Ma, est très peu contraint et susceptible de varier. Les âges in-situ de Baker et Seaward (1996) sont très similaires autour de 22 ± 8 Ma et sont restreint à des altitudes entre 1400 m et 2400 m. Il y a donc peu de contraintes relatives aux âges AFT pour les altitudes inférieures, et savoir si les âges à 6-10 Ma observées dans la distribution détritique sont réels, est difficile. Il y a donc une possibilité importante que les âges observés à 22 Ma à l'affleurement soient présents en proportion plus importante dans les apatites détritiques mais cachés par les grandes incertitudes relatives associées aux âges détritiques.

5.5 Discussion

5.5.1 Qualité des données et limites de l'étude

Les grains d'apatites collectés dans la vallée de l'Awatere ont montré une faible qualité pour le comptage des traces de fission. Beaucoup de défauts sont présents dans les grains et la discrimination avec les traces de fission s'est avérée difficile (voir Annexe 5.2). Ainsi, les erreurs relatives importantes (i.e. >30%) pour une grande part des âges détritiques sont reliées à la faible qualité des grains détritiques, et donc au processus de comptage. Une explication de la densité importante des défauts observée dans les apatites détritiques, peut provenir de l'instabilité chimique des apatites confrontées aux eaux de surface parfois acides et favorisant leur dissolution (Morton and Hallsworth, 1999), cependant cela reste conjectural.

Certains échantillons contiennent peu d'apatites (i.e. <48, échantillons n°2, 4, 5, et 7) et les distributions d'âges calculées sont donc peu significatives statistiquement, au regard de la représentativité des âges AFT des roches situées en amont dans le bassin de drainage, où généralement une centaine d'apatites sont requises (Vermeesch, 2004). Ainsi, je reste prudent quant à la fiabilité des histoires thermiques de ces échantillons, bien que l'écart entre la distribution d'âges prédite et celle observée puisse être faible pour certains d'entre eux (échantillon n°2, 5, et 7). En effet, je relie la fiabilité des histoires thermiques modélisées avec la prédiction de la distribution d'âge observée. De fait, une distribution détritique mal contrainte (non significative en termes statistiques), propage inévitablement sa fiabilité aux histoires thermiques modélisées. Il convient donc de rester prudent dans la transposition des histoires thermiques modélisées à l'histoire thermique réelle de la zone d'étude.

Les incertitudes importantes sur les âges AFT détritiques empêchent d'établir une relation claire de ces derniers avec les compositions respectives en chlore des apatites analysées, pouvant expliquer la dispersion des âges (Gleadow et al., 2002; Gleadow and Duddy, 1981; Green et al., 1985; O'Sullivan and Parrish, 1995). Cela m'a valu d'adopter une stratégie d'exploration des données « naïve » dans laquelle je regroupe les apatites en profil vertical pour l'inversion dans chaque échantillon.

5.5.2 Fertilité en apatites dans la vallée de l'Awatere

A travers la vallée de l'Awatere, la fertilité en apatites varie fortement. Les zones les plus fertiles proviennent de la partie centrale de la vallée près du complexe igné du mont Tapuaenuku, ce qui était attendu a priori (Baker et al., 1994). Des échantillons contenant peu d'apatites (< 50) ont été observés à travers la vallée de l'Awatere, avec un échantillon en particulier montrant une fertilité quasi-nulle (échantillon n°3). Ce dernier avait été collecté afin de modéliser les histoires thermiques du bloc tectonique situé au nord de la faille Awatere, afin d'évaluer l'impact de sources allochtones au bloc tectonique de la chaîne interne de Kaikoura. Cette analyse n'a cependant pas pu être réalisée car seulement une apatite a pu être analysée (Annexe 5.2). Une fertilité importante (> 100 apatites)

inattendue a cependant été trouvée dans la partie amont de la vallée de l'Awatere (échantillon n°1) où aucune source évidente n'est identifiée sur la carte géologique (Figure 5.2B). Cela peut suggérer qu'une source locale non-identifiée peut être à l'origine de cette fertilité, ou qu'une source diffuse ait été concentrée par le transport par les rivières (Malusà et al., 2016). Une possibilité est que cette source diffuse provienne des terrains de Pahau, qui représentent un mélange de lithologies dominé par des grès et argilites mais contenant également des roches volcaniques telles que des basaltes et dolérites, ainsi que des roches métamorphiques de faible grade (<250°C) de faciès Zéolite et à prehnite-pumpellyite (Rattenbury et al., 2006). L'apatite est un minéral présent dans la plupart des roches cristallines et métamorphiques de faible à haut grade (O'Sullivan et al., 2020). De plus, la présence d'apatites dans la majorité des échantillons récoltés à travers la vallée Awatere suggère que les terrains de Pahau représentent cette source diffuse. Enfin, il est également possible que la source des apatites dans la partie amont de la vallée de l'Awatere trouve son origine plus à l'ouest dans la région de Marlborough. En effet, un découpage récent du réseau de drainage de la rivière Awatere dans sa partie amont, favorisé par la surrection continue de la région de Marlborough, a probablement restreint l'aire de drainage du bassin de l'Awatere dans sa configuration actuelle (Duvall et al., 2020), isolant ainsi ce dernier des potentielles sources d'apatite en amont.

Les analyses réalisées par LA-ICP-MS permettent la mesure de concentration de plusieurs éléments par session d'analyse, dont les éléments traces et les terres rares, ainsi que le plomb utilisé pour la détermination d'âge géochronologique U-Pb (Chew and Donelick, 2012). Il est ainsi envisagé, dans une prochaine étape de travail, une exploration des spectres de terres rares et des concentrations en éléments traces, combinée aux âges U-Pb, pour réaliser des analyses de provenance des sources des apatites. Ces dernières pourraient permettre, dans un premier temps, de discriminer les différentes sources d'apatites présentes dans les distributions détritiques, en s'intéressant par exemple à l'évolution du rapport Sr/Y contre la concentration totale en terres rares légères (O'Sullivan et al., 2020). De plus elles pourront apporter des éléments nouveaux sur la réorganisation du système de drainage de la vallée de l'Awatere, en identifiant potentiellement des sources allochtones au bassin actuel, et ainsi contraindre l'évolution de la vallée par rapport à la rotation de la région observée entre 50 à 130° de la depuis ~20 Ma (Hall et al., 2004; Lamb, 2011; Randall et al., 2011).

5.5.3 Histoires thermiques dans la chaîne interne de Kaikoura

La plupart des histoires thermiques long-terme modélisées pour chaque échantillon détritique à travers la vallée de l'Awatere, montre un séjour prolongé des apatites dans la zone de cicatrisation partielle des traces de fission ($60^{\circ}\text{C} < \text{ZCP} < 120^{\circ}\text{C}$), au cours du Mésozoïque et jusqu'à la fin de l'Eocène-début Oligocène (40-35 Ma). Ce dernier est requis pour expliquer les distributions des âges détritiques observées (incorporant généralement des âges supérieurs à 200 Ma), sous l'hypothèse que les apatites partagent la même histoire thermique. La majorité de ces histoires thermiques, suggèrent un

refroidissement récent des échantillons entre 40 et 10 Ma, avec une préférence entre 20 et 10 Ma (échantillons n°1, 2, 5, 6 et 7).

De précédentes analyses thermochronologiques AFT, mais aussi (U-Th)/He sur apatite et zircon (AHe et ZHe respectivement), effectuées dans la zone (Baker and Seward, 1996; Collett et al., 2019), suggèrent une exhumation de la chaîne interne de Kaikoura en deux phases au cours du Cénozoïque. La première est datée entre 40 Ma et 20 Ma, et serait limitée aux blocs tectoniques supérieurs de failles inverses aujourd'hui identifiées comme les grandes failles du système de Marlborough (Wairau, Awatere, Clarence, et Hope) ayant principalement un déplacement dextre (Randall et al., 2011). Cette première phase d'exhumation est également retrouvée plus au sud-est dans la chaîne externe de Kaikoura mais initiée plus tard à ~19 Ma (Collett et al., 2019). La seconde phase d'exhumation est supportée par des âges AHe entre 10 Ma et 5 Ma présents sur les blocs supérieurs et inférieurs de la faille Clarence (Figure 5.2B), près du complexe igné du mont Tapuaenuku. Ces âges jeunes de chaque côté de la faille suggèrent ainsi une seconde phase d'exhumation uniformisée sur l'ensemble de la chaîne interne de Kaikoura.

Les histoires thermiques détritiques sont en accord avec une initiation entre 40 et 20 Ma de la surrection de la chaîne interne de Kaikoura, en suggérant un refroidissement autour de 20 Ma, bien que la gamme de refroidissement entre 20 et 10 Ma de l'ensemble des histoires thermiques sous-estime le timing d'exhumation de la première phase inférée par Baker et Seward (1996) et Collett et al. (2019). Toutefois, sur les 7 échantillons détritiques utilisés pour l'inversion, 4 contiennent moins de 50 apatites questionnant la représentativité des distributions d'âges observées (Vermeesch, 2004) et donc les histoires thermiques associées ; 3 contiennent un nombre satisfaisant d'apatites (> 100) mais la procédure de modélisation est à revoir pour l'un d'entre eux (échantillon n°8). Les deux échantillons restants (n° 1 et 6), suggèrent un refroidissement des apatites à travers la ZCP entre 20 Ma et 10 Ma. Ces échantillons se situent dans la partie amont de la vallée de l'Awatere (échantillon n°1) et dans la partie centrale (échantillon n°6), ce qui suggère une exhumation uniforme du bloc tectonique de la vallée Awatere dans la première phase d'exhumation. Cependant, les grandes incertitudes sur les âges détritiques (> 30%) réduisent la fiabilité de ces timings de refroidissement.

Une hypothèse forte derrière la modélisation des histoires thermiques détritiques réalisée ici est de considérer que les apatites d'un même échantillon partagent une histoire thermique similaire. Or, des échantillons séparés par des failles sont susceptibles d'avoir enregistré une histoire de refroidissement différente (Braun et al., 2012; Ehlers, 2005; Fitzgerald and Malusà, 2019). Ce biais n'a pas pu être évalué dans cette étude, car l'échantillon pertinent n'a fourni qu'une seule apatite datable. Toutefois, des âges AFT in-situ prélevés dans la vallée de l'Awatere existent dans la littérature (Baker and Seward, 1996; Kao, 2001). La distribution spatiale de ces derniers montre des âges fin Jurassique-début Crétacé près de la faille Awatere, et des âges AFT jeunes Miocène (~25 Ma) plus au sud-est sur le mont Tapuaenuku

(Figure A5-4), supporte une différence d'exhumation entre le flanc sud-est de la vallée de l'Awatere (proche de la faille Clarence) et le flanc nord-ouest (proche de la faille Awatere).

Des âges jeunes (<40 Ma) sont retrouvés dans toutes les distributions d'âges détritiques le long de la vallée de l'Awatere (Figure 5.5). D'après la distribution spatiale des âges in-situ (Figure A5-4), ces âges jeunes proviendraient donc du flanc est-sud-est de la vallée, supportant ainsi une exhumation concentrée le long de la faille Clarence au cours du Miocène (Collett et al., 2019). Toutefois, la seule apatite analysée dans un bassin tributaire du flanc ouest de la vallée, montre un âge de 17.5 ± 4.6 Ma (Annexe 5.2), pouvant remettre en cause cette asymétrie d'exhumation déduite au cours du Miocène. Cependant, il est également probable que cette apatite provienne du bloc tectonique situé au nord de la faille Awatere, ce qui supporterait donc une exhumation concentrée sur les blocs supérieurs des failles du système de Marlborough, au cours du Miocène (Collett et al., 2019).

5.5.4 Stratégie de modélisation des histoires thermiques détritiques

Comme mentionné plus tôt, les données détritiques sont de faible qualité en montrant des incertitudes importantes sur les âges AFT (>30 %), empêchant ainsi d'identifier une relation claire entre les âges AFT et la composition en chlore pouvant ainsi expliquer la dispersion des âges observée (Gleadow et al., 2002; Gleadow and Duddy, 1981; Green et al., 1985; O'Sullivan and Parrish, 1995). J'ai donc choisi d'adopter une stratégie d'exploration pour la modélisation des histoires thermiques, dans laquelle je considère des contraintes a priori sur les paramètres d'exploration (e.g. gamme de temps-température) relativement simples. Les apatites appartenant au même échantillon sont regroupées en un profil vertical avec les âges les plus vieux situés aux plus hautes altitudes et les âges les plus jeunes aux plus basses. Ainsi, la proportion des âges détritiques observée est supposée refléter la proportion actuelle des altitudes du bassin de drainage (i.e. la distribution hypsométrique).

Dans une seconde partie, j'ai souhaité m'affranchir des potentiels mélanges de sources des apatites, en extrayant les différentes composantes d'âge présentes dans l'échantillon n°6 (i.e. le complexe igné du mont Tapuaenuku). Ainsi, trois composantes d'âges à 279.3 ± 70 Ma, à 105.0 ± 25 Ma, et à 35.3 ± 9.5 Ma, ont été identifiées. Bien que l'incertitude sur les âges puisse impacter la fiabilité du nombre de composantes déduites ainsi que leur distribution (Naylor et al., 2015), je remarque toutefois que ces dernières concordent avec le contexte géologique du bassin du mont Tapuaenuku. En effet, la première composante à 35.3 ± 9.5 Ma peut être assignée à l'épisode de refroidissement du complexe igné du mont Tapuaenuku, lors de l'orogénèse de la chaîne interne de Kaikoura, supporté par les âges AFT in-situ (Baker and Seward, 1996), bien que l'erreur sur les âges soit importante (section 5.4.3). La composante à 105.0 ± 25 Ma coïncide également avec la période de mise en place de l'intrusion du CIT estimée entre 105 Ma et 93 Ma par des datations Rb-Sr, K-Ar, et trace de fission sur titanite et zircon sur le CIT (Baker et al., 1994; Baker and Seward, 1996). Baker et Seward (1996) estiment la mise en place du pluton magmatique du mont Tapuaenuku autour de 2-4 km de profondeur, qui fut suivi par un enfouissement

de 3-4 km lors d'une période de subsidence thermique du Crétacé inférieure (~90 Ma) jusqu'à l'Oligocène-Miocène (~25 Ma), où une exhumation rapide du complexe à travers la ZCP a eu lieu. Toutefois, la section du pluton aujourd'hui à l'affleurement est incomplète et la taille initiale de ce dernier n'est pas connue. Il est ainsi probable que cette composante d'âge (à 105.0 ± 25 Ma) représente les apatites de la partie sommitale du pluton du mont Tapuaenuku ayant refroidi à travers la ZCP lors de la mise en place de ce dernier, et n'ayant pas atteint une température $>60^\circ\text{C}$ depuis. La composante à 279.3 ± 70 Ma reste énigmatique. Bien qu'elle montre une distribution très étalée, j'attribue celle-ci aux terrains de Pahau qui représentent une source diffuse d'apatites. Cependant, cette conjecture reste encore à être investiguée (section 5.5.2).

La stratégie de modélisation d'histoires thermiques considérant les âges AFT détritiques appartenant à la composante d'âge la plus jeunes (i.e. 35.3 ± 9.5), pris seuls ou en combinaison d'âges in-situ disponibles (Baker and Seward, 1996), n'a pas mené à une meilleure prédiction de la distribution d'âges détritiques observée (Figure 5.8). La combinaison avec les âges in-situ a contribué à décaler la distribution d'âge prédite vers des âges plus vieux (> 60 Ma), forcée par la contrainte d'âge exercée par ces derniers (~22-25 Ma) pour des altitudes intermédiaires, et menant in-fine à une prédiction d'âge plus anciens à plus haute altitude, contrairement à la prédiction réalisée avec les données détritiques seules. Un comportement similaire a été observé par Gallagher et Parra (2020) avec des échantillons détritiques et in-situ récoltés dans un bassin colombien (Sierra Nevada de Santa Marta, Colombie), où les histoires thermiques modélisées par la combinaison des deux types de données résultent d'un compromis entre des histoires thermiques inférées des échantillons in-situ présentant souvent une gamme plus faible d'altitude avec des contraintes faibles pour les hautes altitudes ; et des échantillons détritiques incorporant une gamme d'âges plus grande (i.e. échantillonné par l'érosion) mais moins contrainte en altitude.

La relaxation sur la fonction d'échantillonnage topographique (FET) a permis de prédire avec plus de précision la distribution d'âges détritiques observée. Pour cela, la FET moyenne suggère une contribution des altitudes < 1300 m de ~40 % et de ~60 % pour les altitudes >2400 m, laissant les altitudes intermédiaires peu contributrices. Ces altitudes contributrices sont concordantes avec la présence d'apatites identifiées dans les roches du mont Tapuaenuku (Baker et al., 1994) prélevées à des altitudes similaires. La relaxation sur la FET permet plus de liberté quant à l'échantillonnage des âges synthétiques avec l'altitude, il est donc plus simple de parvenir à minimiser l'écart avec la distribution d'âges observée. Cette FET inférée est très susceptible ici de représenter la fertilité en apatite du complexe igné du Mont Tapuaenuku. Dans les zones de fertilité relativement homogène, cette dernière peut néanmoins représenter des variations d'érosion avec l'altitude, et a donc le potentiel d'apporter des perspectives nouvelles à l'exploration des distributions spatiales d'érosion dans les bassins de drainage et par extension sur l'action des processus de surface sur le paysage.

5.6 Conclusions et perspectives

Cette étude a pour objectif (1) de tester une nouvelle approche de modélisation d'histoires thermiques sur des données détritiques proposée par Gallagher and Parra (2020), et (2) de contraindre l'histoire d'exhumation de la chaîne interne de Kaikoura (Nouvelle-Zélande), tant sur le timing d'exhumation que sur la distribution spatiale de cette dernière à travers la vallée de l'Awatere. Pour cela, huit échantillons de sables de rivières actuelles ont été collectés, dont trois le long de la rivière principale (l'Awatere), et cinq dans des bassins tributaires. Alors que les trois premiers servent à évaluer le signal thermochronologique cumulé le long de la vallée, les cinq suivants ont été collectés afin de caractériser les contributions locales. Un bassin tributaire drainant le bloc tectonique situé au nord de la faille Awatere a notamment été collecté afin d'évaluer l'apport potentiel d'apatites allochtones au bassin de l'Awatere (avec une histoire de refroidissement différente). Cependant, ce dernier n'a fourni qu'une seule apatite datable et l'apport d'apatites allochtones n'a donc pu être évalué avec précision. La fertilité en apatite varie en sein de la vallée de l'Awatere, avec une source majeure représentée par le complexe igné du mont Tapuaenuku. Une quantité importante d'apatite (> 100) a également été trouvée dans la partie amont de la vallée, suggérant soit une source non-identifiée par la carte géologique, soit une source diffuse représentée par les terrains de Pahau. Cette dernière hypothèse est privilégiée, car des quantités modérées d'apatites ont pu être collectées dans des bassins tributaires ne montrant pas, a priori, de sources majeurs. Une hypothèse alternative ou complémentaire, est de considérer que ces apatites sont originaires de sources situées plus au sud-ouest, et ont été abandonnées lors d'une réorganisation récente du réseau de drainage du bassin versant de l'Awatere (Duvall et al., 2020). Une piste de travail futur sera de réaliser une étude de provenance des sources à travers l'analyse des spectres de terre rares des apatites, combinés à des âges U-Pb, déterminés grâce à l'analyse par LA-ICP-MS (Chew et al., 2016; Chew et Donelick, 2012; O'Sullivan et al., 2020).

L'ensemble des grains d'apatite analysés, a montré une faible qualité rendant difficile le processus de comptage, et menant à de grandes incertitudes sur les âges AFT ($> 30\%$). Une stratégie d'exploration simple dans la modélisation des histoires thermiques avec QTQt (Gallagher, 2012) a donc été adoptée, regroupant les apatites d'un même échantillon détritique sous une même histoire thermique. Cette dernière a montré que les modèles thermiques considérant une valeur moyenne de composition en chlore (wt%) pour chaque échantillon, sont préférés à ceux considérant une composition variable. Cette préférence est déterminée par le critère d'information bayésien (BIC) qui pénalise les modèles plus complexes (avec plus de paramètre) pour des prédictions similaires, expliquant ainsi le rejet des modèles considérant une composition variable en chlore.

La plupart des histoires thermiques modélisées montrent un refroidissement des apatites entre 40 Ma et 10 Ma, avec une préférence entre 20 Ma et 10 Ma. Ce timing se situe dans la gamme inférieure de précédentes estimations pour l'exhumation de la chaîne interne de Kaikoura entre 40 Ma et 20 Ma (Baker and Seward, 1996; Collett et al., 2019), sous-estimant ainsi ce dernier. Une hypothèse forte a été

de considérer que les apatites d'un même échantillon détritique partagent une histoire thermique similaire. Ainsi, une exploration des différentes composantes d'âge AFT a été réalisée avec BayesMixQt (Gallagher et al., 2009; Jasra et al., 2006) pour l'échantillon collecté à l'exutoire du bassin de drainage du complexe igné du mont Tapuaenuku, où des âges in-situ sont disponibles et où la source des apatites est bien contrainte (Baker et al., 1994; Baker et Seward, 1996). Trois composantes d'âges à 279.3 ± 70 Ma, à 105.0 ± 25 Ma, et à 35.3 ± 9.5 ont été déterminées, et sont reliées à (1) l'épisode d'exhumation de la chaîne interne de Kaikoura, (2) l'emplacement du pluton magmatique du mont Tapuaenuku, et (3) à la source diffuse des terrains de Pahau. Toutefois, cette inférence est accompagnée d'erreurs relatives importantes sur les âges détritiques (en moyenne à 119%) de cette composante d'âge, diminuant ainsi sa fiabilité.

Enfin, en extrayant la composante d'âge la plus jeune (35.3 ± 9.5) j'ai considéré trois approches de modélisation avec les âges détritiques seuls, en combinaison avec les âges in-situ, et en considérant une variation de la fonction d'échantillonnage topographique (FET). Alors que les deux premières montrent des écarts significatifs avec la distribution d'âges observée, la variation de la FET réduit significativement ce dernier. La FET prédite suggère une contribution des basses (< 1300-1600 m) et hautes altitudes (> 2200-2400 m), laissant les altitudes intermédiaires peu contributrices. Ceci est en accord avec la fertilité en apatite déterminée par une étude pétrographique réalisée sur le complexe igné du mont Tapuaenuku (Baker et al., 1994), montrant ainsi le potentiel de la méthode.

La méthode proposée par Gallagher et Parra (2020) et employée dans cette étude dans la vallée de l'Awatere en Nouvelle-Zélande, pour inférer des histoires thermiques à partir d'âges détritiques a montré un certain potentiel à retrouver le timing de refroidissement autour de 20 Ma pour la chaîne interne de Kaikoura, bien que sous-estimé à ~10 Ma pour certains modèles, montrant ainsi une gamme assez large de timing de refroidissement. Ces gammes larges sont en partie imputables à la faible qualité des données observées, qui propagent inévitablement leurs incertitudes aux histoires thermiques.

Chapitre 6 :

SYNTHESE DES TRAVAUX DE DOCTORAT ET
PERSPECTIVES

6 Synthèse des travaux de doctorat et perspectives

Pour mon doctorat, j'ai orienté principalement mes travaux sur la modélisation de l'érosion glaciaire et de son enregistrement par les méthodes quantitatives. Ce choix a été guidé par la volonté d'apporter des éléments nouveaux sur le débat actuel qui gravite autour du rôle des glaciations plio-quadernaires (depuis ~5 Ma, Zachos et al., 2001a) à la fois sur leur capacité à augmenter les taux d'érosion globaux (Willenbring and Von Blanckenburg, 2010; Zhang et al., 2001), et à impacter la dynamique des reliefs via l'érosion (Beaumont et al., 1992; Van der Beek, 2018; Champagnac et al., 2014; Dahlen et Suppe, 1988; Willett, 1999). Bien que de nombreuses recherches menées depuis environ 30 ans sur cette thématique, aient significativement amélioré notre compréhension des interactions entre le climat et la tectonique (Van der Beek, 2018; Braun et al., 2012; Champagnac et al., 2014; Montgomery et al., 2001; Whipple, 2009), des ambiguïtés importantes persistent, et aucune évidence n'a pu démontrer de façon sans équivoque un rôle significatif de ces glaciations sur la dynamique long-terme des chaînes de montagnes.

Une part de ces incertitudes provient de nos connaissances, encore sommaires, sur les mécanismes d'érosion (i.e. abrasion et arrachement) par les glaciers et leur interactions avec les facteurs environnementaux comme l'hydrologie sous-glaciaire (Beaud et al., 2014; Cohen et al., 2006; Herman et al., 2011; Iverson, 1991; Ugelvig et al., 2018), ou la lithologie des substrats qui contrôle la résistance mécanique des roches à l'érosion (Augustinus, 1992b; Becker et al., 2014; Dühnforth et al., 2010; Harbor, 1995; Krabbendam and Bradwell, 2014; Krabbendam and Glasser, 2011). Une autre part vient également des interprétations potentiellement erronées des données produites par les méthodes quantitatives (i.e. mesure des flux sédimentaires, thermochronologie, nucléides cosmogéniques, relief géophysique), parfois reliées à un manque de connaissances sur l'importance de l'impact des processus naturels (e.g. processus de transport des sédiments), sur ces méthodes quantitatives ainsi que sur les stratégies d'échantillonnages à adopter (Enkelmann and Ehlers, 2015; Malusà et al., 2016; Naylor et al., 2015; Tranel et al., 2011; Valla et al., 2011a).

6.1 Modélisation de l'érosion et de la morphologie des vallées glaciaires

En utilisant la modélisation numérique comme principal outil, je me suis d'abord intéressé au rôle de la lithologie sur la morphologie des vallées glaciaires, avec un accent mis sur les fjords (chapitre 3). En effet, plusieurs études antérieures ont montré un lien entre la forme des vallées glaciaires et la lithologie sous-jacente au Groenland (Lane et al., 2016; Swift et al., 2008), en Islande (Brook et al., 2004), en Ecosse (e.g. Brook et al., 2004; Krabbendam and Glasser, 2011), ou encore en Nouvelle-Zélande (e.g. Augustinus, 1992b). Les fjords, situés en bordure de calotte glaciaire, sont des agents principaux du drainage de ces dernières en favorisant leur couplage avec la dynamique des océans (Bennett, 2003), limitant ainsi leur extension. La stabilité d'une période glaciaire dépend notamment de la stabilité des calottes glaciaires, ainsi la présence de fjords drainant efficacement la glace, pourrait

avoir contribué au basculement des cycles glaciaires/interglaciaires de 40 ka à 100 ka au Pléistocène observé à ~1.5 Ma (Kessler et al., 2008; Pedersen et Egholm, 2013). La capacité de drainage des fjords dépend de leur aire de section transverse et donc de leur morphologie. Si la lithologie des substrats glaciaires contrôle en partie la morphologie des fjords alors elle devient un facteur important pour comprendre l'impact des glaciations sur la dynamique des reliefs et sur les taux d'érosion, mais également dans notre capacité à prédire l'évolution future des calottes glaciaires via les modèles numériques (Jamieson et al., 2008). Toutefois, certains auteurs (Seddik et al., 2009) ont pointé un échec des modèles numériques à reproduire certaines morphologies de vallées glaciaires, comme les largeurs >30 km observées au Groenland (Scoresby Sund), notamment relié aux lois d'érosion glaciaire couramment utilisées.

Pour éclaircir le rôle de la lithologie sur la morphologie des fjords, ainsi que sur les mécanismes d'érosion glaciaire (abrasion vs arrachement), nous avons réalisé d'une part, des analyses topographiques quantitatives des fjords (largeur et profondeur) dans la région centrale de l'est du Groenland (68°N-75°N) en utilisant un modèle numérique de terrain à 450 m de résolution ; et d'autre part, nous avons testé la prédiction de trois lois d'érosion glaciaire quant à la morphologie des vallées résultantes, à travers un modèle cinématique simple 2D puis dans un modèle d'évolution de paysage glaciaire (iSOSIA, Egholm et al., 2011) intégrant une formulation plus complète des interactions entre l'écoulement de glace et la topographie. Les analyses topographiques menées au Groenland ont montré que les fjords insérés dans les substrats, identifiés comme relativement résistant à l'érosion (i.e. gneiss), sont plus profonds (> 1km) et plus étroits (< 15 km) que les fjords insérés dans des substrats meubles (i.e. sédiments) montrant alors des largeurs > 30 km et une profondeur < 1km. Le rôle de la lithologie dans ces morphologies de fjords a été isolé des effets potentiels de distance aux lignes principales de courant de glace, en classifiant les mesures topographiques par domaine lithologique et en regardant leur évolution avec l'aire drainée. Un contrôle clair de la lithologie sur la largeur des fjords a été mis en évidence, tandis que moins évidente pour la profondeur.

Nous avons donc testé la prédiction de trois lois d'érosion glaciaire quant à l'élargissement des vallées. Les tests, à travers un modèle cinématique 2D simple d'écoulement de glace, ont montré qu'une loi d'abrasion, où l'érosion est une loi puissance de la vitesse de glissement basal et communément utilisée dans les modèles numériques (Egholm et al., 2017; Harbor, 1995; Herman et al., 2015; Jamieson et al., 2008; Kessler et al., 2008; Seddik et al., 2009), ne prédit qu'une morphologie de vallée glaciaire, dimensionnée dans le temps par la constante d'érodabilité. Des changements de morphologie sont prédits uniquement par des lois considérant un seuil sur la vitesse de glissement basal ou à travers les propriétés mécaniques des substrats rocheux. L'élargissement préférentiel de vallées n'ayant été observé uniquement dans une loi d'érosion par arrachement de bloc conditionnée par l'ouverture de cavités sous-glaciaire, proposée par Iverson (2012). Cette loi relie notamment la résistance du substrat rocheux à sa résistance aux contraintes de traction résultantes de la pression exercée par la glace et la pression d'eau

dans les cavités, et à la densité de niveaux de faible résistance (i.e. plans de foliation, taille de grains), qui définissent une probabilité d'érosion. L'implémentation de cette loi dans iSOSIA, a permis d'explorer le rôle de la lithologie sur l'élargissement de fjords simulés par l'érosion engendrée par l'écoulement d'une calotte glaciaire sur une topographie initialement fluviale. Cette loi prédit un élargissement marqué des fjords pour des substrats rocheux de faible résistance à l'érosion (e.g. sédiments) en prédisant une dépendance linéaire à la vitesse de glissement basal, lissant ainsi la distribution spatiale de l'érosion. A mesure que la résistance du substrat augmente, la relation de l'érosion avec la vitesse de glissement basal devient non-linéaire focalisant en retour l'érosion vers le centre des vallées et favorisant ainsi leur approfondissement.

Ainsi, ces travaux suggèrent que la lithologie impact la morphologie des vallées glaciaires principalement via le mécanisme d'érosion par arrachement de blocs de roche, en déterminant la résistance mécanique des substrats à l'érosion par les glaciers. Ce mécanisme d'érosion n'est pas considéré de manière systématique dans les modèles numériques, où l'utilisation d'une loi d'abrasion simple domine (Harbor, 1995; Herman et al., 2011, 2015; Jamieson et al., 2008; Kessler et al., 2008). Toutefois, à la vue des résultats présentés dans cette thèse (chapitre 3), il paraît essentiel d'incorporer le mécanisme d'arrachement dans ces derniers, qui peut avoir des implications notamment pour des problématiques telles que la dynamique et la stabilité des calottes glaciaires (Jamieson et al., 2008; Kessler et al., 2008), ou encore le rôle des glaciations dans l'augmentation des reliefs (Egholm et al., 2017; Pedersen et al., 2014; Ugelvig et al., 2016). Le rôle de la lithologie dans l'élargissement des vallées glaciaires via le mécanisme d'arrachement peut également avoir des implications sur l'interprétation des données de thermochronologie basse-température, en rajeunissant les âges à moyennes altitudes dans les relations âge-altitude, souvent interprétés comme lié à une accélération des taux d'exhumation (Densmore et al., 2007). En promouvant l'érosion sur les flancs des vallées glaciaires pour des substrats à faible résistance, la lithologie a le potentiel de jouer un rôle dans les estimations des volumes d'érosion continentaux par la comparaison avec les volumes des sédiments des bassins sédimentaires océaniques bordant les côtes continentales (Van Der Beek and Bourbon, 2008; Champagnac et al., 2007; Steer et al., 2012). En effet, l'approche du relief géophysique ne tient pas compte des élargissements possibles associés au développement de surfaces à faible relief à hautes altitudes, manquant ainsi une composante de volume (Van Der Beek and Bourbon, 2008). Similaire au rôle des stades précoces des glaciations dans la formation de ces surfaces à faible reliefs (Egholm et al., 2017; Steer et al., 2012), le rôle de la lithologie sur l'élargissement des vallées glaciaires apporte des perspectives de recherches sur l'impact des glaciations sur le développement du relief et l'augmentation des taux d'érosion globaux (Willenbring and Von Blanckenburg, 2010; Zhang et al., 2001).

Toutefois, la loi d'arrachement (Iverson, 2012) utilisée dans ces travaux, est une des tentatives de représenter au mieux les mécanismes d'érosion par les glaciers, en reliant ces derniers à des processus physiques. D'autres lois proposées, considèrent par exemple, l'effet d'ancrage des blocs de roche dans

le substrat (Anderson, 2014), ou encore limitent l'érosion par arrachement au taux de croissance de fractures engendrée par les glaciers dans des substrats faiblement impactés par les processus tectoniques (e.g. Hallet, 1996; Hildes et al., 2004; Woodard et al., 2019). De plus, le processus d'abrasion est également susceptible de présenter des seuils d'érodabilité lié à la lithologie du substrat. En effet, les modèles théoriques (Boulton, 1982; Hallet, 1979a; Lee and Rutter, 2004) suggèrent que la probabilité d'érosion à l'interface grain-substrat est également contrôlée par les contraintes déviatoriques résultantes de la différence entre la force de contact exercée par la glace en mouvement et la pression dans les cavités formées à l'aplomb des grains (chapitre 1, Figure 1.7), ainsi que la dureté relative du grains et du substrat rocheux, de sa porosité, et de la concentration de débris qui peut varier spatialement et temporellement. Ces facteurs de contrôle ont été peu investigués dans les modèles numériques considérant l'érosion par abrasion (e.g. Egholm et al., 2012a; MacGregor et al., 2009; Ugelvig and Egholm, 2018). Ainsi, une exploration future des lois d'érosion par abrasion est également requise pour améliorer notre compréhension de l'impact et de la dominance relative des deux processus d'érosion par les glaciers (Becker et al., 2014; Kelly et al., 2014; Krabbendam and Bradwell, 2014; Krabbendam and Glasser, 2011; Ugelvig and Egholm, 2018).

6.2 Enregistrement de l'érosion glaciaire et thermochronologie détritique

La seconde partie des travaux présentés dans cette thèse se concentre sur l'enregistrement de l'érosion glaciaire par la thermochronologie détritique. En effet, cette approche basée sur l'analyse de sédiments récoltés au front des glaciers, est utilisée pour caractériser la distribution spatiale de l'érosion via l'interprétation de distributions d'âges thermochronologiques détritiques lorsqu'elle est associée à une relation âge-altitude déterminée par la thermochronologie de socle (Ehlers et al., 2015; Enkelmann and Ehlers, 2015; Stock et al., 2006; Tranel et al., 2011). Cette méthode a donc le potentiel d'améliorer notre compréhension des mécanismes d'érosion glaciaires, leur distribution spatiale, ainsi que sur la capacité des glaciers à modifier le relief et à augmenter les taux d'érosion moyens. En effet, bien que de nombreuses évidences montrent que les glaciers ont la capacité d'augmenter localement le relief en approfondissant les vallées (Van der Beek, 2018; Champagnac et al., 2014; Shuster et al., 2005; Valla et al., 2011b), des ambiguïtés restent quant à savoir si ces augmentations de relief augmentent les taux d'érosion moyens ou redistribuent simplement l'érosion à l'intérieur des bassins sans différence significative avec les taux d'érosion observés dans les domaines fluviaux (Koppes and Montgomery, 2009; Willenbring and Von Blanckenburg, 2010; Willenbring and Jerolmack, 2016). La thermochronologie détritique, en caractérisant la distribution spatiale moyenne de l'érosion, est capable de lever en partie ces ambiguïtés.

Cependant, cette méthode est sujette à des biais liés à (1) l'histoire d'exhumation et l'évolution de la topographie affectant les isothermes de fermeture des différents thermochronomètres (Braun et al., 2006; Ehlers, 2005; Reiners and Brandon, 2006), (2) la distribution spatiale de l'érosion (Brewer et al.,

2003), (3) la fertilité du minéral cible (Malusà et al., 2016; Moecher and Samson, 2006; Tranel et al., 2011), mais également des processus de transport et de dépôts (Malusà et al., 2016; Malusà and Garzanti, 2019). Des études précédentes se sont attachées à prédire l'évolution des distributions d'âges détritiques à l'intérieur de bassins de drainage, en fonction de la distribution spatiale de l'érosion et des processus d'exhumation, et ce, pour différents systèmes thermochronologiques (Brewer et al., 2003; Whipp et al., 2009). Toutefois, les distributions d'âges détritiques prédites ne résultent pas d'un traçage explicite de particules sédimentaires soumises au processus de transport et de dépôt, considérant alors que l'ensemble des sédiments d'un bassin est échantillonné en proportion de l'hypsométrie des bassins de drainage. Toutefois, l'échantillonnage détritique réel est soumis aux processus de transport, et dans le cas des glaciers, l'efficacité du mélange des sédiments au cours du transport glaciaire est encore mal contrainte (Enkelmann and Ehlers, 2015; Goodsell et al., 2005). Il paraît donc nécessaire d'évaluer l'impact du transport glaciaire sur l'interprétation des distributions d'âges détritiques récoltées au front des glaciers, afin de contraindre au mieux la distribution spatiale de l'érosion glaciaire, et mieux comprendre l'impact de l'érosion glaciaire sur l'augmentation des taux d'érosion.

C'est ainsi que je me suis intéressé à modéliser l'impact du transport glaciaire sur la forme des distributions d'âges détritiques obtenues lors de l'échantillonnage de moraines au front des glaciers. Pour cela, j'ai simulé l'écoulement du glacier Tiedemann à l'état stationnaire (Colombie britannique, Canada), qui a l'avantage de présenter une morphologie simple et une faible connectivité avec des vallées tributaires. J'ai utilisé iSOSIA avec une formulation pour le traçage de particules de sédiments lagrangiennes, des sources jusqu'aux sites de dépôts (potentiellement la moraine frontale). Combiné à une intégration explicite de relations âge-altitude 1D pour les thermochronomètres AHe et AFT, disponibles pour le glacier Tiedemann (Ehlers et al., 2015; Enkelmann and Ehlers, 2015); cela me permet ainsi de considérer explicitement l'impact du transport glaciaire sur la forme des distributions d'âges détritiques (PDF) dans la moraine frontale.

Les résultats ont montré que dans le cas d'une distribution spatiale uniforme de l'érosion glaciaire, la forme des distributions d'âges (PDF) détritiques collectés dans la moraine frontale, diffère de la PDF attendue si tous les grains étaient échantillonnés. Cette différence résulte d'un stockage temporaire préférentiel des sédiments originaires des versants, dans les glaciers tributaires présentant de faibles vitesses de glissement, et donc leur contribution (souvent les âges vieux) dans la PDF détritique au front du glacier est diminuée. Cet effet provient d'une rétroaction morpho-dynamique où l'érosion glaciaire, concentrée autour de la ligne d'équilibre (ELA), diminue les pentes et impact en retour les vitesses d'écoulement des glaciers tributaires tamponnant alors les temps de transfert des sédiments. La proximité des sources de sédiments au site d'échantillonnage impact également la forme de la PDF détritique en favorisant l'apport d'âges présents aux basses altitudes, qui suivant la relation âge-altitude peut contribuer favorablement aux âges jeunes ou intermédiaires. Toutefois, la proximité des sources en amont aux lignes de courants principales, diminue leur temps de transfert au regard de sources plus en

aval, tamponnant ainsi l'effet de distance au site de dépôt (i.e. d'échantillonnage). Nous avons également montré qu'une estimation des distributions des sources des sédiments (i.e. de l'érosion) avec la distribution des glaciers et versants, peut aider à l'attribution des composantes d'âges des PDF détritiques aux processus d'érosion (glacier ou versant). Enfin, en considérant une stratégie d'échantillonnage où les sédiments (i.e. particules lagrangiennes) sont collectés dans la moraine frontale à travers quatre zones locales d'ouest en est, notre modèle de transport glaciaire simple montre un vieillissement des âges vers la partie est de la moraine, lié à la distribution des sources en amont et au faible mélange latéral des sédiments lors du transport glaciaire. Une comparaison avec des données détritiques originaires du glacier Tiedemann réel (Ehlers et al., 2015; Enkelmann and Ehlers, 2015), montre une distribution similaire des âges à travers la moraine frontale, supportant ainsi un faible mélange latéral des sédiments durant leur transport par le glacier Tiedemann, mais également la pertinence de l'approche de modélisation numérique pour améliorer notre compréhension des processus de surface et de leur impact sur les méthodes quantitatives.

Pour aller plus loin dans l'approche de modélisation, j'ai commencé un travail encore préliminaire dans lequel je couple iSOSIA (Egholm et al., 2011) et PeCUBE (Braun, 2003). Ce couplage permet d'explorer l'impact de l'érosion glaciaire sur la structure thermique de la croûte terrestre, et par extension sur les âges thermochronologiques in-situ et détritiques ; et représente un pas avant dans l'exploration de l'impact des processus naturels sur des distributions d'âges détritiques (Brewer et al., 2003; Whipp et al., 2009). Par exemple, cette approche a le potentiel d'améliorer notre compréhension des effets des états transitoires (e.g. retrait glaciaire) sur la représentativité des distributions d'âges détritiques collectées à l'intérieur d'un bassin de drainage glaciaire.

Les glaciers ont le potentiel d'impacter la fiabilité des outils de diagnostic tels que la thermochronologie appliquée au sédiments (thermochronologie détritique). En effet, la représentativité des distributions d'âges détritiques (au regard de la distribution spatiale des âges in-situ et de l'érosion) est directement reliée au temps de transfert des sédiments, des sources aux sites de dépôts, qui sont contrôlés par la taille des glaciers (Johannesson et al., 1989 ; Oerlemans, 2001 ; Roe and O'Neal, 2009 ; Herman et al., 2018), et leurs vitesses d'écoulement. Ainsi, sur de grands systèmes glaciaires (x100 km) tels que les glaciers trouvés en bordure des calottes glaciaires, des questions se posent quant au temps de transfert des sédiments et à leur impact sur les distributions d'âges détritiques collectés au front de ces systèmes. Par exemple, Coge et al. (2018) ont caractérisé des temps de transfert des sédiments dans les moraines terminales entre 100 ka et 200 ka pour le système glaciaire de Lago Buenos Aires (Patagonie). Bien que ces temps de transfert soient bien inférieurs à l'échelle de temps pertinente pour les thermochronomètres basse-température (x1-100 Ma), ces auteurs suggèrent que ces derniers sont le résultat d'un stockage temporaire dans les lacs proglaciaires et dans des surcreusements en amont. Des effets de stockage temporaire ont été caractérisés dans les travaux présentés dans cette thèse, pour le glacier Tiedemann (x20 km), et ont été attribués à une rétroaction morpho-dynamique liée à l'érosion

préférentielle par les glaciers autour de la ELA. Cet effet de stockage est donc probable de se produire dans la plupart des systèmes glaciaires. Ces effets de stockages temporaires peuvent ainsi provoquer des décalages entre un forçage climatique et son enregistrement dans les dépôts sédimentaires, diminuant ainsi notre capacité à relier l'impact des glaciations à l'augmentation des taux d'érosion, ainsi qu'au changements de relief.

L'exploration de ces effets de transport des sédiments à travers les modèles numériques est nécessaire afin d'améliorer la fiabilité des interprétations faites à travers les méthodes quantitatives telles que la thermochronologie détritique. Notamment, une approche récente (Gallagher and Parra, 2020) utilise les données de thermochronologie détritique seules pour inférer des histoires thermiques, estimant a priori ou a posteriori l'échantillonnage topographique, et pouvant être interprétées en histoire d'exhumation/érosion. Cette approche peut être appliquée aussi bien dans les bassins glaciaires que fluviaux, et une application de cette dernière sur des données synthétiques (chapitre 4) et réelles (chapitre 5) a été présentée dans ce manuscrit de thèse. L'application numérique avec le logiciel QTQt (Gallagher, 2012) sur des particules de sédiments virtuelles a montré un potentiel fort de la méthode, capable alors de retrouver l'histoire d'exhumation des roches synthétiques définies, avec une bonne précision. Son application sur des apatites détritiques collectées dans la chaîne interne de Kaikoura (vallée de l'Awatere, Nouvelle-Zélande) a rencontré des difficultés reliées à la qualité faible des grains échantillonnés menant à des incertitudes importantes (> 30%) sur les âges trace de fission (AFT). Toutefois, l'adoption d'une stratégie de modélisation explorant (1) le rôle des compositions en chlore (wt%), (2) l'impact de mélange de sources des apatites, (3) la combinaison ou non avec des âges in-situ existants (Baker and Seward, 1996), et (4) une variation de la fonction d'échantillonnage topographique pour la prédiction de distributions d'âges AFT détritiques, a permis de montrer le potentiel de l'approche à retrouver partiellement le timing d'exhumation de la chaîne interne de Kaikoura (~20 Ma) déterminé par des études précédentes (Baker and Seward, 1996; Collett et al., 2019). Toutefois, il reste judicieux d'appliquer cette approche sur des bassins de drainage relativement petits, où la variabilité des sources d'apatites est moindre, et les biais reliés à la présence de failles séparant deux blocs tectoniques avec des histoires thermiques différentes est plus facile à évaluer.

6.3 Perspectives méthodologiques et de recherches futures

L'approche de modélisation numérique présentée pour l'exploration des effets des processus de surface sur les distributions d'âges détritiques récoltées au front des systèmes glaciaires (chapitre 4), mérite des améliorations, et un travail futur consistera à la perfectionner. Notamment, une formulation du transport par les eaux de fonte des particules lagrangiennes, est requise pour évaluer le rôle de l'hydrologie sous-glaciaire sur la formation des moraines frontales mais également sur les temps de transfert des sédiments glaciaires au front des glaciers. Ce rôle hydrologique est susceptible de

contrebalancer les effets du stockage temporaire mentionnés plus tôt, en diminuant les temps de transfert pour les parties du substrat rocheux drainées par les eaux de fontes.

Une autre piste de travail intéressante à poursuivre est d'explorer l'impact de l'élargissement des vallées glaciaires, contrôlé par la lithologie, sur la structure thermique de la croûte, et par conséquent sur l'évolution temporelle de la distribution spatiale des âges in-situ de thermochronologie basse-température (Densmore et al., 2007). Ce dernier pourra être réalisé en couplant iSOSIA et PeCUBE, dont une première application a été présentée par Braun et al. (2012). Ce travail apporterait des informations importantes sur l'impact de l'érosion glaciaire sur la distribution spatiale des âges thermochronologiques ainsi que sa variabilité (à travers les changements topographiques), et comment cela affecte les estimations de taux d'exhumation à travers l'interprétation des relations âge-altitude 1D, pour différents scénarii d'élargissement de vallée.

Non exploré dans le chapitre 3, il serait également intéressant de caractériser les temps de formation des vallées glaciaires suivant la lithologie, afin de caractériser des temps de réponse (Herman et al., 2018) types du paysage aux glaciations. Dans son étude, Iverson (2012) caractérise des taux d'érosion par arrachement de bloc s'échelonnant sur plusieurs ordres de grandeur suivant la résistance du substrat rocheux à l'érosion. Ainsi, une gamme de temps importante de formation des vallées glaciaires est attendue. Toutefois, l'effet lithologique se retrouve également dans les temps de rééquilibrage des versants post-glaciation, plus rapide pour des lithologies meubles et pour des taux de surrection tectonique fort (Herman et al., 2010; Herman and Braun, 2008; Prasicek et al., 2015). Ces temps de rééquilibrage rapides des versants ($\times 10^3$ - 10^4 ka), sont susceptibles de tamponner l'impact des glaciations dans l'évolution des reliefs, en promouvant des taux d'érosion constants à l'échelle de temps du million d'années.

Les ambiguïtés restantes mentionnées dans l'introduction de ce manuscrit quant au rôle des glaciations sur l'augmentation récente (Quaternaire) des taux d'érosion globaux, suggèrent que des données de plus haute résolution spatiale et temporelle sont nécessaires pour caractériser la variabilité des taux d'érosion dans les bassins glaciaires. Notamment, une résolution temporelle à l'échelle des cycles glaciaires/interglaciaires est nécessaire pour évaluer si les augmentations de relief ainsi que des taux d'érosion observés au milieu du Pléistocène sont liés à un refroidissement du climat ou à sa variabilité, provoquant un régime transitoire du paysage (Van der Beek, 2018). Un projet européen (ERC, European Research Council) récemment démarré et porté par le Pr. Peter Van der Beek, de l'Université de Potsdam (Allemagne), a pour objectif d'évaluer à plus haute résolution spatiale et temporelle, le rôle des glaciations récentes sur l'augmentation des taux d'érosion. Pour cela, des analyses de terrain $^4\text{He}/^3\text{He}$ sont prévues dans des bassins glaciaires. Ce thermochronomètre offre une plus haute résolution temporelle et des informations plus détaillées des histoires thermiques des minéraux cibles, que le thermochronomètre (U-Th)/He plus utilisé, en décrivant avec précision l'histoire de

refroidissement entre 80°C et 20°C pour l'apatite (Shuster et al., 2005), et a donc le potentiel de contraindre davantage les taux d'exhumation/érosion récents (~2 Ma). En parallèle, une intégration de ce thermochronomètre dans PeCUBE, couplé au modèle d'évolution de paysage glaciaire, iSOSIA, permettra d'explorer l'impact de l'érosion glaciaire sur la distribution spatiale des âges $^4\text{He}/^3\text{He}$, et ainsi guider les stratégies d'échantillonnage et l'interprétation des données de terrains. Le projet COOLER (pour Climatic Controls on Erosion Rates and Relief of Mountain Belts), en proposant une double approche, mesures de terrains et modélisation numérique, offre une opportunité d'améliorer notre compréhension des interactions entre le climat et la tectonique. A la suite de mon doctorat, je rejoindrais le projet COOLER à l'Université de Potsdam. Je serais en charge d'implémenter les algorithmes requis pour la prédiction des âges $^4\text{He}/^3\text{He}$, puis de coupler iSOSIA et PeCUBE pour l'exploration de l'impact de l'érosion glaciaire sur la distribution spatiale des âges thermochronologiques $^4\text{He}/^3\text{He}$.

6.4 Conclusions générales

Mes travaux de recherche apportent de nouveaux éléments dans le débat actuel qui gravite autour du rôle des glaciations dans l'évolution du relief en pointant un contrôle lithologique dans l'élargissement des vallées glaciaires, et par extension sur la distribution spatiale de l'érosion glaciaire. En ayant des implications certaines dans la dynamique et la stabilité des calottes glaciaires dans le cas des fjords, ce rôle lithologique apporte également un facteur de contrôle supplémentaire dans la capacité des glaciers à engendrer des changements de reliefs, et sur l'interprétation des données de thermochronologie basse-température in-situ et détritique.

La caractérisation de l'impact du transport glaciaire sur les distributions d'âges thermochronologiques détritiques collectées au front des systèmes glaciaires, montre également que des variations de distributions significatives sont attendues à travers l'échantillonnage d'une moraine frontale. Ces variations sont liées au faible mélange latéral des sédiments lors du transport glaciaire, au stockage de sédiments dans des glaciers tributaires présentant de faibles vitesses d'écoulement, contrôlées par une rétroaction morpho-dynamique entre érosion glaciaire et vitesse d'écoulement ; et à la proximité des sources des sédiments aux flux principaux de glace réduisant leur temps de transfert au lieu de dépôt.

Enfin, le développement d'une approche de modélisation numérique, considérant (1) le traçage explicite de particules sédimentaires lagrangiennes dans un modèle d'évolution de paysage glaciaire, (2) le couplage avec un modèle thermo-cinématique prédisant la distribution d'âges thermochronologiques à la surface d'un modèle à partir d'un calcul de la structure thermique d'une croûte terrestre en 3D, et (3) l'inversion de données thermochronologiques synthétiques pour l'inférence d'histoire thermiques, offre un protocole complet pour l'exploration de l'impact des processus glaciaires (érosion et transport) sur les données des méthodes quantitatives telles que la thermochronologie détritique.

Références bibliographiques

- Alley, R. B., Cuffey, K. M., Evenson, E. B., Strasser, J. C., Lawson, D. E. and Larson, G. J.: How glaciers entrain and transport basal sediment: physical constraints, *Quat. Sci. Rev.*, 16(9), 1017–1038, 1997.
- Alley, R. B., Cuffey, K. M. and Zoet, L. K.: Glacial erosion: Status and outlook, *Ann. Glaciol.*, 60(80), 1–13, doi:10.1017/aog.2019.38, 2019.
- Amerson, B. E., Montgomery, D. R. and Meyer, G.: Relative size of fluvial and glaciated valleys in central Idaho, *Geomorphology*, 93(3–4), 537–547, doi:10.1016/j.geomorph.2007.04.001, 2008.
- Anderson, H. and Webb, T.: New Zealand seismicity: patterns revealed by the upgraded National Seismograph Network, *New Zeal. J. Geol. Geophys.*, 37(4), 477–493, 1994.
- Anderson, R. S.: Strong feedbacks between hydrology and sliding of a small alpine glacier, *J. Geophys. Res.*, 109(F3), 1–17, doi:10.1029/2004jf000120, 2004.
- Anderson, R. S.: Evolution of lumpy glacial landscapes, *Geology*, 42(8), 679–682, doi:10.1130/G35537.1, 2014.
- Anderson, R. S., Molnar, P. and Kessler, M. A.: Features of glacial valley profiles simply explained, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 111(1), 1–14, doi:10.1029/2005JF000344, 2006.
- Andrews, D. J. and Bucknam, R. C.: Fitting degradation of shoreline scarps by a nonlinear diffusion model, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 92(B12), 12857–12867, 1987.
- Augustinus, P. C.: Outlet glacier trough size-drainage area relationships, Fiordland, New Zealand, *Geomorphology*, 4(5), 347–361, doi:10.1016/0169-555X(92)90028-M, 1992a.
- Augustinus, P. C.: The influence of rock mass strength on glacial valley cross-profile morphometry: A case study from the Southern Alps, New Zealand, *Earth Surf. Process. Landforms*, 17(1), 39–51, doi:10.1002/esp.3290170104, 1992b.
- Augustinus, P. C.: Glacial valley cross-profile development: the influence of in situ rock stress and rock mass strength, with examples from the Southern Alps, New Zealand, *Geomorphology*, 14(2), 87–97, doi:10.1016/0169-555X(95)00050-X, 1995.
- Avdeev, B., Niemi, N. A. and Clark, M. K.: Doing more with less: Bayesian estimation of erosion models with detrital thermochronometric data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 305(3–4), 385–395, doi:10.1016/j.epsl.2011.03.020, 2011.
- Baker, J. and Seward, D.: Timing of cretaceous extension and miocene compression in northeast South Island, New Zealand: Constraints from Rb-Sr and fission-track dating of an igneous pluton, *Tectonics*, 15(5), 976–983, doi:10.1029/96TC00626, 1996.
- Baker, J. A., Gamble, J. A. and Graham, I. J.: The age, geology, and geochemistry of the Tapuaenuku Igneous Complex, Marlborough, New Zealand, *New Zeal. J. Geol. Geophys.*, 37(3), 249–268, doi:10.1080/00288306.1994.9514620, 1994.
- Ballantyne, C. K. and Benn, D. I.: Paraglacial Slope Adjustment and Resedimentation following Recent Glacier Retreat, Fåbergstølsdalen, Norway, *Arct. Alp. Res.*, 26(3), 255–269, 1994.
- Baral, D. R., Hutter, K. and Greve, R.: Asymptotic theories of large-scale motion, temperature, and moisture distribution in land-based polythermal ice sheets- A critical review and new developments, *Appl. Mech. Rev.*, 54(3), 215–256, doi:10.1115/1.3097296, 2001.
- Batt, G. E. and Braun, J.: The tectonic evolution of the Southern Alps, New Zealand: Insights from fully thermally coupled dynamical modelling, *Geophys. J. Int.*, 136(2), 403–420, doi:10.1046/j.1365-246X.1999.00730.x, 1999.
- Baynes, E. R. C., Lague, D., Steer, P., Bonnet, S. and Illien, L.: Sediment flux-driven channel geometry adjustment of bedrock and mixed gravel–bedrock rivers, *Earth Surf. Process. Landforms*, n/a(n/a), doi:10.1002/esp.4996, 2020.
- Beaud, F., Flowers, G. E. and Pimentel, S.: Seasonal-scale abrasion and quarrying patterns from a two-dimensional ice-flow model coupled to distributed and channelized subglacial drainage, *Geomorphology*, 219, 176–191, doi:10.1016/j.geomorph.2014.04.036, 2014.
- Beaumont, C., Fullsack, P. and Hamilton, J.: Erosional control of active compressional orogens, in *Thrust tectonics*, pp. 1–18, Springer., 1992.

- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H. and Lee, B.: Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation, *Nature*, 414(6865), 738–742, 2001.
- Becker, R. A., Tikoff, B., Riley, P. R. and Iverson, N. R.: Preexisting fractures and the formation of an iconic American landscape: Tuolumne Meadows, Yosemite National Park, USA, *GSA Today*, 24(11), 4–10, doi:10.1130/GSATG203A.1, 2014.
- van der Beek, P., Summerfield, M. A., Braun, J., Brown, R. W. and Fleming, A.: Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 107(B12), ETG 11-1-ETG 11-18, doi:10.1029/2001jb000744, 2002.
- Van der Beek, P.: Mountain relief, climate and surface processes, *Mt. Clim. Biodivers.*, 51–68, 2018.
- Van Der Beek, P. and Bourbon, P.: A quantification of the glacial imprint on relief development in the French western Alps, *Geomorphology*, 97(1–2), 52–72, 2008.
- Benn, D. and Evans, D. J. A.: *Glaciers and glaciation*, Routledge., 2014.
- Benn, D. I., Kirkbride, M. P., Owen, L. A. and Brazier, V.: Glaciated valley landsystems, *Glacial landsystems*, 372–406, 2003.
- Bennett, M. R.: Ice streams as the arteries of an ice sheet: Their mechanics, stability and significance, *Earth-Science Rev.*, 61(3–4), 309–339, doi:10.1016/S0012-8252(02)00130-7, 2003.
- Bernard, T., Steer, P., Gallagher, K., Szulc, A., Whitham, A. and Johnson, C.: Evidence for Eocene-Oligocene glaciation in the landscape of the East Greenland margin, *Geology*, 44(11), 895–898, doi:10.1130/G38248.1, 2016.
- Berner, R. A., Lasaga, A. C. and Garrels, R. M.: The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years, *Am. J. Sci.*, 283, 641–683, 1983.
- Bhatia, M. P., Kujawinski, E. B., Das, S. B., Breier, C. F., Henderson, P. B. and Charette, M. A.: Greenland meltwater as a significant and potentially bioavailable source of iron to the ocean, *Nat. Geosci.*, 6(4), 274–278, doi:10.1038/ngeo1746, 2013.
- Böning, C. W., Behrens, E., Biastoch, A., Getzlaff, K. and Bamber, J. L.: Emerging impact of Greenland meltwater on deepwater formation in the North Atlantic Ocean, *Nat. Geosci.*, 9(7), 523–527, doi:10.1038/ngeo2740, 2016.
- Boulton, G. S.: Processes of Glacier Erosion on Different Substrata, *J. Glaciol.*, 23(89), 15–38, doi:DOI: 10.3189/S0022143000029713, 1979.
- Boulton, G. S.: Processes and patterns of glacial erosion, in *Glacial geomorphology*, pp. 41–87, Springer., 1982.
- Boulton, G. S. and Eyles, N.: Sedimentation by valley glaciers: a model and genetic classification, *Moraines and varves*, 33, 11–23, 1979.
- Boulton, G. S. and Jones, A. S.: Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment, *J. Glaciol.*, 24(90), 29–43, 1979.
- Bowman, D., Eyles, C. H., Narro-Pérez, R. and Vargas, R.: Sedimentology and Structure of the Lake Palcacocha Laterofrontal Moraine Complex in the Cordillera Blanca, Peru, *Rev. Glaciares y Ecosistemas Montaña*, (5), 16, 2018.
- Brødstrup, C. F., Damsgaard, A. and Egholm, D. L.: Ice-sheet modelling accelerated by graphics cards, *Comput. Geosci.*, 72, 210–220, doi:10.1016/j.cageo.2014.07.019, 2014.
- Brødstrup, C. F., Egholm, D. L., Ugelvig, S. V. and Pedersen, V. K.: Basal shear stress under alpine glaciers: Insights from experiments using the iSOSIA and Elmer/Ice models, *Earth Surf. Dyn.*, 4(1), 159–174, doi:10.5194/esurf-4-159-2016, 2016.
- Brandon, M. T.: Probability density plot for fission-track grain-age samples, *Radiat. Meas.*, 26(5), 663–676, 1996.
- Braun, J.: Estimating exhumation rate and relief evolution by spectral analysis of age-elevation datasets, *Terra Nov.*, 14(3), 210–214, doi:10.1046/j.1365-3121.2002.00409.x, 2002a.
- Braun, J.: Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships, *Earth Planet.*

- Sci. Lett., 200(3–4), 331–343, doi:10.1016/S0012-821X(02)00638-6, 2002b.
- Braun, J.: Pecube: A new finite-element code to solve the 3D heat transport equation including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography, *Comput. Geosci.*, 29(6), 787–794, doi:10.1016/S0098-3004(03)00052-9, 2003.
- Braun, J. and Willett, S. D.: A very efficient O(n), implicit and parallel method to solve the stream power equation governing fluvial incision and landscape evolution, *Geomorphology*, 180–181, 170–179, doi:10.1016/j.geomorph.2012.10.008, 2013.
- Braun, J., Zwart, D. and Tomkin, J. H.: A new surface-processes model combining glacial and fluvial erosion, *Ann. Glaciol.*, 28, 282–290, doi:10.3189/172756499781821797, 1999.
- Braun, J., Van Der Beek, P. and Batt, G.: Quantitative thermochronology: numerical methods for the interpretation of thermochronological data, Cambridge University Press., 2006.
- Braun, J., van der Beek, P., Valla, P., Robert, X., Herman, F., Glotzbach, C., Pedersen, V., Perry, C., Simon-Labric, T. and Prigent, C.: Quantifying rates of landscape evolution and tectonic processes by thermochronology and numerical modeling of crustal heat transport using PECUBE, *Tectonophysics*, 524–525, 1–28, doi:10.1016/j.tecto.2011.12.035, 2012.
- Brewer, I. D., Burbank, D. W. and Hodges, K. V.: Modelling detrital cooling-age populations: Insights from two Himalayan catchments, *Basin Res.*, 15(3), 305–320, doi:10.1046/j.1365-2117.2003.00211.x, 2003.
- Brocklehurst, S. H. and Whipple, K. X.: Glacial erosion and relief production in the Eastern Sierra Nevada, California, *Geomorphology*, 42(1–2), 1–24, doi:10.1016/S0169-555X(01)00069-1, 2002.
- Brocklehurst, S. H. and Whipple, K. X.: Assessing the relative efficiency of fluvial and glacial erosion through simulation of fluvial landscapes, *Geomorphology*, 75(3–4), 283–299, doi:10.1016/j.geomorph.2005.07.028, 2006.
- Brook, M. S., Brock, B. W. and Kirkbride, M. P.: Glacial outlet valley size-ice drainage area relationships: Some considerations, *Earth Surf. Process. Landforms*, 28(6), 645–653, doi:10.1002/esp.488, 2003.
- Brook, M. S., Kirkbride, M. P. and Brock, B. W.: Rock strength and development of glacial valley morphology in the Scottish Highlands and northwest Iceland, *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.*, 86(3), 225–234, doi:10.1111/j.0435-3676.2004.00227.x, 2004.
- Brook, M. S., Purdie, H. L. and Crow, T. V. H.: Valley cross-profile morphology and glaciation in park valley, tararua range, new zealand, *J. R. Soc. New Zeal.*, 35(4), 399–407, doi:10.1080/03014223.2005.9517791, 2005.
- Brozović, N., Burbank, D. W. and Meigs, A. J.: Climatic limits on landscape development in the northwestern Himalaya, *Science (80-.)*, 276(5312), 571–574, 1997.
- Budd, W. F., Keage, P. L. and Blundy, N. A.: Empirical Studies of Ice Sliding, *J. Glaciol.*, 23(89), 157–170, doi:DOI: 10.3189/S0022143000029804, 1979.
- Byers, J., Cohen, D. and Iverson, N. R.: Subglacial clast/bed contact forces, *J. Glaciol.*, 58(207), 89–98, doi:10.3189/2012JoG11J126, 2012.
- Carlson, W. D., Donelick, R. A. and Ketcham, R. A.: Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results, *Am. Mineral.*, 84(9), 1213–1223, 1999.
- Challis, G. A.: Post-Intrusion Deformation of a Dyke Swarm, Awatere Valley, New Zealand, *Geol. Mag.*, 98(6), 441–448, doi:10.1017/S0016756800062075, 1961.
- Challis, G. A.: Cretaceous stratigraphy and structure of the Lookout area, Awatere Valley, in *Transactions of the Royal Society of New Zealand*, vol. 4, pp. 119–137., 1966.
- Champagnac, J. D., Molnar, P., Anderson, R. S., Sue, C. and Delacou, B.: Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps, *Geology*, 35(3), 195–198, doi:10.1130/G23053A.1, 2007.
- 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.
- Chew, D. M. and Donelick, R. a: Combined apatite fission track and U-Pb dating by LA-ICP-MS and its application in apatite provenance analysis, *Apatite Fission Track U-Pb Dating by LA-ICP-MS*,

(August), 219–247, 2012.

Chew, D. M., Babechuk, M. G., Cogné, N., Mark, C., O’Sullivan, G. J., Henrichs, I. A., Doepke, D. and McKenna, C. A.: (LA,Q)-ICPMS trace-element analyses of Durango and McClure Mountain apatite and implications for making natural LA-ICPMS mineral standards, *Chem. Geol.*, 435, 35–48, doi:10.1016/j.chemgeo.2016.03.028, 2016.

Clarke, G. K. C.: A short history of scientific investigations on glaciers, *J. Glaciol.*, 33(S1), 4–24, 1987.

Cogez, A., Herman, F., Pelt, É., Reuschlé, T., Morvan, G., Darvill, C. M., Norton, K. P., Christl, M., Märki, L. and Chabaux, F.: U-Th and ¹⁰Be constraints on sediment recycling in proglacial settings, Lago Buenos Aires, Patagonia, *Earth Surf. Dyn.*, 6(1), 121–140, doi:10.5194/esurf-6-121-2018, 2018.

Cogné, N., Chew, D. M., Donelick, R. A. and Ansberque, C.: LA-ICP-MS apatite fission track dating: A practical zeta-based approach, *Chem. Geol.*, 531(May 2019), 119302, doi:10.1016/j.chemgeo.2019.119302, 2020.

Cohen, D., Iverson, N. R., Hooyer, T. S., Fischer, U. H., Jackson, M. and Moore, P. L.: Debris-bed friction of hard-bedded glaciers, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 110(F2), 2005.

Cohen, D., Hooyer, T. S., Iverson, N. R., Thomason, J. F. and Jackson, M.: Role of transient water pressure in quarrying: A subglacial experiment using acoustic emissions, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 111(3), 1–13, doi:10.1029/2005JF000439, 2006.

Collett, C. M., Duvall, A. R., Flowers, R. M., Tucker, G. E. and Upton, P.: The Timing and Style of Oblique Deformation Within New Zealand’s Kaikōura Ranges and Marlborough Fault System Based on Low-Temperature Thermochronology, *Tectonics*, 38(4), 1250–1272, doi:10.1029/2018TC005268, 2019.

Collins, D. N.: Sediment transport from glacierized basins in the Karakoram mountains, *IAHS-AISH Publ.*, 236(January 1996), 85–96, 1996.

Cook, S. J., Swift, D. A., Kirkbride, M. P., Knight, P. G. and Waller, R. I.: The empirical basis for modelling glacial erosion rates, *Nat. Commun.*, 11(1), 1–7, doi:10.1038/s41467-020-14583-8, 2020.

Cox, R., Košler, J., Sylvester, P. and Hodych, J.: Apatite fission-track (FT) dating by LAM-ICP-MS analysis, in *Goldschmidt Conference, Oxford, UK: Journal of Conference Abstracts*, vol. 5, p. 322., 2000.

Dahlen, F. A.: Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 18, 55–99, doi:10.1146/annurev.ea.18.050190.000415, 1990.

Dahlen, F. A. and Suppe, J.: Mechanics, growth, and erosion of mountain belts, *Process. Cont. lithospheric Deform. Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 218, 161–178, 1988.

Davis, W. M.: *Glacial Erosion in the Valley of the Ticino.*, 1900.

Delaney, I., Bauder, A., Werder, M. A. and Farinotti, D.: Regional and annual variability in subglacial sediment transport by water for two glaciers in the Swiss alps, *Front. Earth Sci.*, 6(October), 1–17, doi:10.3389/feart.2018.00175, 2018.

Densmore, M. S., Ehlers, T. A. and Woodsworth, G. J.: Effect of Alpine glaciation on thermochronometer age-elevation profiles, *Geophys. Res. Lett.*, 34(2), 2–7, doi:10.1029/2006GL028371, 2007.

Van Dissen, R. and Yeats, R. S.: Hope Fault, Jordan Thrust, and uplift of the Seaward Kaikōura Range, New Zealand, *Geology*, 19(4), 393–396, doi:10.1130/0091-7613(1991)019<0393:HFJTAU>2.3.CO;2, 1991.

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

Donelick, R. A., O’Sullivan, P. B. and Ketcham, R. A.: Apatite fission-track analysis, *Rev. Mineral. Geochemistry*, 58, 49–94, doi:10.2138/rmg.2005.58.3, 2005.

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

Duvall, A. R., Harbert, S. A., Upton, P., Tucker, G. E., Flowers, R. M. and Collett, C.: River patterns reveal two stages of landscape evolution at an oblique convergent margin, Marlborough Fault System,

- New Zealand, *Earth Surf. Dyn.*, 8(1), 177–194, doi:10.5194/esurf-8-177-2020, 2020.
- Egholm, D. L. and Nielsen, S. B.: An adaptive finite volume solver for ice sheets and glaciers, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 115(1), 1–10, doi:10.1029/2009JF001394, 2010.
- 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.
- Egholm, D. L., Knudsen, M. F., Clark, C. D. and Lesemann, J. E.: Modeling the flow of glaciers in steep terrains: The integrated second-order shallow ice approximation (iSOSIA), *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 116(2), 1–16, doi:10.1029/2010JF001900, 2011.
- Egholm, D. L., Pedersen, V. K., Knudsen, M. F. and Larsen, N. K.: Coupling the flow of ice, water, and sediment in a glacial landscape evolution model, *Geomorphology*, 141–142, 47–66, doi:10.1016/j.geomorph.2011.12.019, 2012a.
- Egholm, D. L., Pedersen, V. K., Knudsen, M. F. and Larsen, N. K.: On the importance of higher order ice dynamics for glacial landscape evolution, *Geomorphology*, 141–142, 67–80, doi:10.1016/j.geomorph.2011.12.020, 2012b.
- Egholm, D. L., Jansen, J. D., Brædstrup, C. F., Pedersen, V. K., Andersen, J. L., Ugelvig, S. V., Larsen, N. K. and Knudsen, M. F.: Formation of plateau landscapes on glaciated continental margins, *Nat. Geosci.*, 10(8), 592–597, doi:10.1038/NGEO2980, 2017.
- Ehlers, T. A.: Crustal thermal processes and the interpretation of thermochronometer data, *Rev. Mineral. Geochemistry*, 58(January 2005), 315–350, doi:10.2138/rmg.2005.58.12, 2005.
- Ehlers, T. A., Szameitat, A., Enkelmann, E., Yanites, B. J. and Woodsworth, G. J.: Identifying spatial variations in glacial catchment erosion with detrital thermochronology, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 120(6), 1023–1039, 2015.
- Eldrett, J. S., Harding, I. C., Wilson, P. A., Butler, E. and Roberts, A. P.: Continental ice in Greenland during the Eocene and Oligocene, *Nature*, 446(7132), 176–179, doi:10.1038/nature05591, 2007.
- Enkelmann, E. and Ehlers, T. A.: Evaluation of detrital thermochronology for quantification of glacial catchment denudation and sediment mixing, *Chem. Geol.*, 411, 299–309, doi:10.1016/j.chemgeo.2015.07.018, 2015.
- Enkelmann, E., Zeitler, P. K., Pavlis, T. L., Garver, J. I. and Ridgway, K. D.: Intense localized rock uplift and erosion in the St. Elias orogen of Alaska, *Nat. Geosci.*, 2(5), 360–363, doi:10.1038/ngeo502, 2009.
- Ewertowski, M. W. and Tomczyk, A. M.: Reactivation of temporarily stabilized ice-cored moraines in front of polythermal glaciers: Gravitational mass movements as the most important geomorphological agents for the redistribution of sediments (a case study from Ebbabreen and Ragnarbreen, Svalba), *Geomorphology*, 350, 106952, doi:10.1016/j.geomorph.2019.106952, 2020.
- Falkowski, S., Enkelmann, E., Drost, K., Pfänder, J. A., Stübner, K. and Ehlers, T. A.: Cooling history of the St. Elias syntaxis, southeast Alaska, revealed by geochronology and thermochronology of cobble-sized glacial detritus, *Tectonics*, 35(2), 447–468, doi:10.1002/2015TC004086, 2016.
- Fang, Z. and Harrison, J. P.: Application of a local degradation model to the analysis of brittle fracture of laboratory scale rock specimens under triaxial conditions, *J. Geophys. Res.*, 39, 459–476, 2002.
- Farinotti, D., Brinkerhoff, D. J., Clarke, G. K. C., Fürst, J. J., Frey, H., Gantayat, P., Gillet-Chaulet, F., Girard, C., Huss, M., Leclercq, P. W., Linsbauer, A., Machguth, H., Martin, C., Maussion, F., Morlighem, M., Mosbeux, C., Pandit, A., Portmann, A., Rabatel, A., Ramsankaran, R., Reerink, T. J., Sanchez, O., Stentoft, P. A., Singh Kumari, S., Van Pelt, W. J. J., Anderson, B., Benham, T., Binder, D., Dowdeswell, J. A., Fischer, A., Helfricht, K., Kutuzov, S., Lavrentiev, I., McNabb, R., Hilmar Gudmundsson, G., Li, H. and Andreassen, L. M.: How accurate are estimates of glacier ice thickness? Results from ITMIX, the Ice Thickness Models Intercomparison eXperiment, *Cryosphere*, 11(2), 949–970, doi:10.5194/tc-11-949-2017, 2017.
- Farinotti, D., Huss, M., Fürst, J. J., Landmann, J., Machguth, H., Maussion, F. and Pandit, A.: A consensus estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth, *Nat. Geosci.*, 12(3), 168–173, doi:10.1038/s41561-019-0300-3, 2019.
- Farley, K. A.: Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite, *J. Geophys. Res.*, 96, 10,001–10,010, doi:10.1029/1991JF001394, 1991.

- Geophys. Res. Solid Earth, 105(B2), 2903–2914, 2000.
- Farley, K. A. and Stockli, D. F.: (U-Th)/He dating of phosphates: Apatite, monazite, and xenotime, *Rev. Mineral. geochemistry*, 48(1), 559–577, 2002.
- Farley, K. A., Wolf, R. A. and Silver, L. T.: The effects of long alpha-stopping distances on (U–Th)/He ages, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60(21), 4223–4229, 1996.
- Fitzgerald, P. G. and Malusà, M. G.: Concept of the exhumed partial annealing (retention) zone and age-elevation profiles in thermochronology, in *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology*, pp. 165–189, Springer., 2019.
- Fitzgerald, P. G. and Stump, E.: Cretaceous and Cenozoic episodic denudation of the Transantarctic Mountains, Antarctica: new constraints from apatite fission track thermochronology in the Scott Glacier region, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 102(B4), 7747–7765, 1997.
- Fitzgerald, P. G., Sorkhabi, R. B., Redfield, T. F. and Stump, E.: Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 100(B10), 20175–20191, 1995.
- Fleischer, R. L. and Price, P. B.: Techniques for geological dating of minerals by chemical etching of fission fragment tracks, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28(10–11), 1705–1714, 1964.
- Fleisher, R. L., Price, P. B. and Walker, R. M.: *Nuclear tracks in solids: Principles and applications*, ucb, 1975.
- Flowers, R. M., Ketcham, R. A., Shuster, D. L. and Farley, K. A.: Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73(8), 2347–2365, 2009.
- Fowler, A. C.: Sliding with cavity formation, *J. Glaciol.*, 33(115), 255–267, 1987.
- Galbraith, R. F.: *Statistics for fission track analysis*, CRC Press., 2005.
- Gallagher, K.: Evolving temperature histories from apatite fission-track data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136(3–4), 421–435, doi:10.1016/0012-821X(95)00197-K, 1995.
- Gallagher, K.: Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 117(2), 1–16, doi:10.1029/2011JB008825, 2012.
- Gallagher, K. and Parra, M.: A new approach to thermal history modelling with detrital low temperature thermochronological data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 529, 115872, doi:10.1016/j.epsl.2019.115872, 2020.
- Gallagher, K., Brown, R. and Johnson, C.: Fission Track Analysis and Its Applications To Geological Problems, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26(1), 519–572, doi:10.1146/annurev.earth.26.1.519, 1998.
- Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M. and Stephenson, J.: Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems, *Mar. Pet. Geol.*, 26(4), 525–535, doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.01.003, 2009.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J. and Pagel, M.: Effect of alpha-damage annealing on apatite (U-Th)/He thermochronology, *Chem. Geol.*, 266(3–4), 157–170, doi:10.1016/j.chemgeo.2009.06.001, 2009.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Ketcham, R. A. and Dobson, K. J.: Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: 3D modeling of diffusion, zoning, implantation, and abrasion, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 96, 44–56, 2012.
- Gerya, T.: *Introduction to numerical geodynamic modelling*, Cambridge University Press., 2019.
- Gilbert, G. K.: Crescentic gouges on glaciated surfaces, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 17(1), 303–316, 1906.
- Glasser, N. F. and Ghiglione, M. C.: Structural, tectonic and glaciological controls on the evolution of fjord landscapes, *Geomorphology*, 105(3–4), 291–302, doi:10.1016/j.geomorph.2008.10.007, 2009.
- Glasser, N. F., Crawford, K. R., Hambrey, M. J., Bennett, M. R. and Huddart, D.: Lithological and structural controls on the surface wear characteristics of glaciated metamorphic bedrock surfaces: Ossián sarsfjellet, svalbard1, *J. Geol.*, 106(3), 319–329, doi:10.1086/516025, 1998.
- Gleadow, A. J. W.: Fission-track dating methods: What are the real alternatives?, *Nucl. Tracks*, 5(1–2), 3–14, doi:10.1016/0191-278X(81)90021-4, 1981.

- Gleadow, A. J. W. and Duddy, I. R.: A natural long-term track annealing experiment for apatite, *Nucl. Tracks*, 5(1–2), 169–174, doi:10.1016/0191-278X(81)90039-1, 1981.
- Gleadow, A. J. W., Duddy, I. R., Green, P. F. and Hegarty, K. A.: Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78(2–3), 245–254, doi:10.1016/0012-821X(86)90065-8, 1986.
- Gleadow, A. J. W., Belton, D. X., Kohn, B. P. and Brown, R. W.: Fission track dating of phosphate minerals and the thermochronology of apatite, *Rev. Mineral. geochemistry*, 48(1), 579–630, 2002.
- Glen, J. W.: Experiments on the deformation of ice, *J. Glaciol.*, 2(12), 111–114, 1952.
- Glen, J. W.: The creep of polycrystalline ice, *Proc. R. Soc. London. Ser. A. Math. Phys. Sci.*, 228(1175), 519–538, 1955.
- Glotzbach, C., Van Der Beek, P. A. and Spiegel, C.: Episodic exhumation and relief growth in the Mont Blanc massif, Western Alps from numerical modelling of thermochronology data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 304(3–4), 417–430, 2011.
- Glotzbach, C., Röttger, M., Hampel, A., Hetzel, R. and Kubik, P. W.: Quantifying the impact of former glaciation on catchment-wide denudation rates derived from cosmogenic ^{10}Be , *Terra Nov.*, 26(3), 186–194, 2014.
- Glotzbach, C., Busschers, F. S. and Winsemann, J.: Detrital thermochronology of Rhine, Elbe and Meuse river sediment (Central Europe): implications for provenance, erosion and mineral fertility, *Int. J. Earth Sci.*, 107(2), 459–479, doi:10.1007/s00531-017-1502-9, 2018.
- 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.
- Goodsell, B., Hambrey, M. J. and Classer, N. F.: Debris transport in a temperate valley glacier: Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland, *J. Glaciol.*, 51(172), 139–146, doi:10.3189/172756505781829647, 2005.
- Gordon, J. E.: Ice-scoured topography and its relationships to bedrock structure and ice movement in parts of northern Scotland and West Greenland., *Geogr. Ann. Ser. A*, 63(1–2), 55–65, doi:10.1080/04353676.1981.11880018, 1981.
- Grabowski, D. M., Enkelmann, E. and Ehlers, T. A.: Spatial extent of rapid denudation in the glaciated St. Elias syntaxis region, SE Alaska, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 118(3), 1921–1938, doi:10.1002/jgrf.20136, 2013.
- Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W., Tingate, P. R. and Laslett, G. M.: Fission-track annealing in apatite: Track length measurements and the form of the Arrhenius plot, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 10(3), 323–328, doi:10.1016/0735-245X(85)90121-8, 1985.
- Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W., Tingate, P. R. and Laslett, G. M.: Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A qualitative description, *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.*, 59, 237–253, 1986.
- Guillon, H., Mugnier, J. L., Buoncristiani, J. F., Carcaillet, J., Godon, C., Prud'homme, C., vander Beek, P. and Vassallo, R.: Improved discrimination of subglacial and periglacial erosion using ^{10}Be 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.
- Hall, L. S., Lamb, S. H. and Niocail, C. Mac: Cenozoic distributed rotational deformation, South Island, New Zealand, *Tectonics*, 23(2), 1–16, doi:10.1029/2002TC001421, 2004.
- Hallet, B.: Deposits formed by subglacial precipitation of CaCO_3 , *Bull. Geol. Soc. Am.*, 87(7), 1003–1015, doi:10.1130/0016-7606(1976)87<1003:DFBSPO>2.0.CO;2, 1976.
- Hallet, B.: A Theoretical Model of Glacial Abrasion, *J. Glaciol.*, 23(89), 39–50, doi:DOI:10.3189/S0022143000029725, 1979a.
- Hallet, B.: Glacial Abrasion and Sliding: their Dependence on the Debris Concentration in Basal Ice, *Ann. Glaciol.*, 2, 23–28, doi:10.3189/172756481794352487, 1981.
- Hallet, B.: Glacial quarrying: a simple theoretical model, *Ann. Glaciol.*, 22, 1–8, 1996.
- 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, 1996.
- Hallet, B. D.: A theoretical model of glacial abrasion, , 23(89), 1979b.
- Hambrey, M. J. and Lawson, W.: Structural styles and deformation fields in glaciers: a review, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 176(1), 59–83, 2000.
- Hambrey, M. J., Bennett, M. R., Dowdeswell, J. A., Glasser, N. F. and Huddart, D.: Debris entrainment and transfer in polythermal valley glaciers, *J. Glaciol.*, 45(149), 69–86, 1999.
- Hambrey, M. J., Quincey, D. J., Glasser, N. F., Reynolds, J. M., Richardson, S. J. and Clemmens, S.: Sedimentological, geomorphological and dynamic context of debris-mantled glaciers, Mount Everest (Sagarmatha) region, Nepal, *Quat. Sci. Rev.*, 27(25–26), 2361–2389, doi:10.1016/j.quascirev.2008.08.010, 2008.
- Harbor, J. M.: A discussion of Hirano and Aniya's (1988, 1989) explanation of glacial-valley cross profile development, *Earth Surf. Process. Landforms*, 15(4), 369–377, 1990.
- Harbor, J. M.: Numerical modeling of the development of U-shaped valleys by glacial erosion, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104(10), 1364–1375, doi:10.1130/0016-7606(1992)104<1364:NMOTDO>2.3.CO;2, 1992.
- Harbor, J. M.: Spatially Variable Resistance To Erosion, *Earth*, 14, 99–107, 1995.
- Harbor, J. M., Hallet, B. and Raymond, C. F.: A numerical model of landform development by glacial erosion, *Nature*, 333(6171), 347–349, doi:10.1038/333347a0, 1988.
- Hasebe, N., Barbarand, J., Jarvis, K., Carter, A. and Hurford, A. J.: Apatite fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS, *Chem. Geol.*, 207(3–4), 135–145, doi:10.1016/j.chemgeo.2004.01.007, 2004.
- Hay, W. W., Shaw, C. A. and Wold, C. N.: Mass-balanced paleogeographic reconstructions, *Geol. Rundschau*, 78(1), 207–242, doi:10.1007/BF01988362, 1989.
- Haynes, V. M.: The Relationship Between the Drainage Areas and Sizes of Outlet Troughs of the Sukkertoppen Ice Cap, West Greenland, *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.*, 54(2), 66–75, doi:10.1080/04353676.1972.11879858, 1972.
- Henriksen, N., Higgins, A. K. and Kalsbeek, F.: Greenland from Archaean to Quaternary., 2000.
- Herman, F. and Braun, J.: Evolution of the glacial landscape of the Southern Alps of New Zealand: Insights from a glacial erosion model, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 113(2), doi:10.1029/2007JF000807, 2008.
- 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., Rhodes, E. J., Braun, J. and Heiniger, L.: Uniform erosion rates and relief amplitude during glacial cycles in the Southern Alps of New Zealand, as revealed from OSL-thermochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 297(1–2), 183–189, doi:10.1016/j.epsl.2010.06.019, 2010.
- 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.
- Herman, F., Braun, J., Deal, E. and Prasicek, G.: The Response Time of Glacial Erosion, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 123(4), 801–817, doi:10.1002/2017JF004586, 2018.
- Hildes, D. H. D., Clarke, G. K. C., Flowers, G. E. and Marshall, S. J.: Subglacial erosion and englacial sediment transport modelled for North American ice sheets, *Quat. Sci. Rev.*, 23(3–4), 409–430, doi:10.1016/j.quascirev.2003.06.005, 2004.
- Hindmarsh, R. C. A.: A numerical comparison of approximations to the Stokes equations used in ice

- sheet and glacier modeling, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 109(F1), 1–15, doi:10.1029/2003jf000065, 2004.
- Hindmarsh, R. C. A.: The role of membrane-like stresses in determining the stability and sensitivity of the Antarctic ice sheets: back pressure and grounding line motion, *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.*, 364(1844), 1733–1767, 2006.
- Hirano, M. and Aniya, M.: A rational explanation of cross-profile morphology for glacial valleys and of glacial valley development, *Earth Surf. Process. Landforms*, 13(8), 707–716, doi:10.1002/esp.3290130805, 1988.
- Hirano, M. and Aniya, M.: A rational explanation of cross-profile morphology for glacial valleys and of glacial valley development: A further note, *Earth Surf. Process. Landforms*, 14(2), 173–174, doi:10.1002/esp.3290140209, 1989.
- Hirano, M. and Aniya, M.: A reply to ‘a discussion of hirano and Aniya’s (1988, 1989) explanation of glacial valley cross profile development’ by Jonathan M. Harbor, *Earth Surf. Process. Landforms*, 15(4), 379–381, 1990.
- Hoek, E.: Rock mass properties for underground mines, *Undergr. Min. Methods Eng. Fundam. Int. Case Stud.*, 21, 2001.
- Holtedahl, H.: Notes on the Formation of Fjords and Fjord-Valleys, *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.*, 49(2–4), 188–203, doi:10.1080/04353676.1967.11879749, 1967.
- Hooke, R. L.: Flow law for polycrystalline ice in glaciers: Comparison of theoretical predictions, laboratory data, and field measurements, *Rev. Geophys.*, 19(4), 664–672, doi:10.1029/RG019i004p00664, 1981.
- Hooyer, T. S., Cohen, D. and Iverson, N. R.: Control of glacial quarrying by bedrock joints, *Geomorphology*, 153–154, 91–101, doi:10.1016/j.geomorph.2012.02.012, 2012.
- 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, 1994.
- Hurford, A. J. and Green, P. F.: A users’ guide to fission track dating calibration, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59(2), 343–354, doi:10.1016/0012-821X(82)90136-4, 1982.
- Hurford, A. J. and Green, P. F.: The zeta age calibration of fission-track dating, *Chem. Geol.*, 41, 285–317, 1983.
- Hutter, K.: *Theoretical Glaciology, Mathematical Approaches to Geophysics*, D, D. Reidel, 1983.
- Isacks, B. L.: Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline., *J. Geophys. Res.*, 93(B4), 3211–3231, doi:10.1029/JB093iB04p03211, 1988.
- Iverson, N. R.: Laboratory simulations of glacial abrasion: comparison with theory, *J. Glaciol.*, 36(124), 304–314, doi:10.3189/002214390793701264, 1990.
- Iverson, N. R.: Potential effects of subglacial water pressure fluctuations on quarrying, *J. Glaciol.*, 37(125), 27–36, doi:10.1017/S0022143000042763, 1991.
- Iverson, N. R.: A theory of glacial quarrying for landscape evolution models, *Geology*, 40(8), 679–682, doi:10.1130/G33079.1, 2012.
- Iverson, N. R. and Petersen, B. B.: A new laboratory device for study of subglacial processes: First results on ice-bed separation during sliding, *J. Glaciol.*, 57(206), 1135–1146, doi:10.3189/002214311798843458, 2011.
- Iverson, N. R., Cohen, D., Hooyer, T. S., Fischer, U. H., Jackson, H., Moore, P. L., Lappégard, G. and Kohler, J.: Effects of basal debris on glacier flow, *Science (80-.)*, 301(5629), 81–84, doi:10.1126/science.1083086, 2003a.
- Iverson, N. R., Cohen, D., Hooyer, T. S., Fischer, U. H., Jackson, M., Moore, P. L., Lappégard, G. and Kohler, J.: Effects of basal debris on glacier flow, *Science (80-.)*, 301(5629), 81–84, 2003b.
- Jaeger, J. C., Cook, N. G. W. and Zimmerman, R.: *Fundamentals of rock mechanics*, John Wiley & Sons., 2009.
- Jamieson, R. A. and Beaumont, C.: Orogeny and metamorphism: A model for deformation and pressure-temperature-time paths with applications to the central and southern Appalachians, *Tectonics*, 7(3), 417–

445, 1988.

Jamieson, S. S. R., Hulton, N. R. J. and Haggdorn, M.: Modelling landscape evolution under ice sheets, *Geomorphology*, 97(1–2), 91–108, doi:10.1016/j.geomorph.2007.02.047, 2008.

Jamieson, S. S. R., Stokes, C. R., Ross, N., Rippin, D. M., Bingham, R. G., Wilson, D. S., Margold, M. and Bentley, M. J.: The glacial geomorphology of the Antarctic ice sheet bed, *Antarct. Sci.*, 26(6), 724–741, doi:10.1017/S0954102014000212, 2014.

Jasra, A., Stephens, D. A., Gallagher, K. and Holmes, C. C.: Bayesian mixture modelling in geochronology via Markov chain Monte Carlo, *Math. Geol.*, 38(3), 269–300, doi:10.1007/s11004-005-9019-3, 2006.

Jiao, R., Herman, F. and Seward, D.: Late Cenozoic exhumation model of New Zealand: Impacts from tectonics and climate, *Earth-Science Rev.*, 166, 286–298, doi:10.1016/j.earscirev.2017.01.003, 2017.

Jochum, K. P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D. E., Stracke, A., Birbaum, K., Frick, D. A., Günther, D. and Enzweiler, J.: Determination of Reference Values for NIST SRM 610–617 Glasses Following ISO Guidelines, *Geostand. Geoanalytical Res.*, 35(4), 397–429, doi:10.1111/j.1751-908X.2011.00120.x, 2011.

Jóhannesson, T., Raymond, C. F. and Waddington, E. D.: A simple method for determining the response time of glaciers, in *Glacier fluctuations and climatic change*, pp. 343–352, Springer., 1989.

Kamb, B.: Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system, *J. Geophys. Res.*, 92(B9), 9083–9100, doi:10.1029/JB092iB09p09083, 1987.

Kao, M.-H.: Thermo-tectonic history of the Marlborough region, South Island, New Zealand, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 12(3), 485–502, 2001.

Kayastha, R. B., Takeuchi, Y., Nakawo, M. and Ageta, Y.: Practical prediction of ice melting beneath various thickness of debris cover on Khumbu Glacier, Nepal, using a Posit. degree-day factor, *IAHS-AISH P*, 264, 71–81, 2000.

Kelly, M. H., Anders, A. M. and Mitchell, S. G.: Influence of bedding dip on glacial erosional landforms, Uinta mountains, USA, *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.*, 96(2), 147–159, doi:10.1111/geoa.12037, 2014.

Kessler, M. A., Anderson, R. S. and Briner, J. P.: Fjord insertion into continental margins driven by topographic steering of ice, *Nat. Geosci.*, 1(6), 365–369, doi:10.1038/ngeo201, 2008.

Kim, D., Sra, S. and Dhillon, I. S.: A non-monotonic method for large-scale non-negative least squares, *Optim. Methods Softw.*, 28(5), 1012–1039, 2013.

Kirchner, N., Ahlkrone, J., Gowan, E. J., Lötstedt, P., Lea, J. M., Noormets, R., von Sydow, L., Dowdeswell, J. A. and Benham, T.: Shallow ice approximation, second order shallow ice approximation, and full Stokes models: A discussion of their roles in palaeo-ice sheet modelling and development, *Quat. Sci. Rev.*, 147, 136–147, doi:10.1016/j.quascirev.2016.01.032, 2016.

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 J. Br. Geomorphol. Gr.*, 22(3), 317–327, 1997.

Kirkbride, M. P.: Processes of glacial transportation, *Mod. Past Glacial Environ.*, 147–169, doi:10.1016/b978-075064226-2/50009-x, 2002.

Kleman, J.: On the use of glacial striae for reconstruction of paleo-ice sheet flow patterns: with application to the Scandinavian ice sheet, *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.*, 72(3–4), 217–236, 1990.

Koons, P. O.: Two-sided orogen: Collision and erosion from the sandbox to the Southern Alps, New Zealand, *Geology*, 18(8), 679–682, 1990.

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.

Koppes, M. N. and Montgomery, D. R.: The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales, *Nat. Geosci.*, 2(9), 644–647, 2009.

Krabbendam, M. and Bradwell, T.: Lateral plucking as a mechanism for elongate erosional glacial

- bedforms: Explaining megagrooves in Britain and Canada, *Earth Surf. Process. Landforms*, 36(10), 1335–1349, doi:10.1002/esp.2157, 2011.
- Krabbendam, M. and Bradwell, T.: Quaternary evolution of glaciated gneiss terrains: Pre-glacial weathering vs. glacial erosion, *Quat. Sci. Rev.*, 95, 20–42, doi:10.1016/j.quascirev.2014.03.013, 2014.
- Krabbendam, M. and Glasser, N. F.: Glacial erosion and bedrock properties in NW Scotland: Abrasion and plucking, hardness and joint spacing, *Geomorphology*, 130(3–4), 374–383, doi:10.1016/j.geomorph.2011.04.022, 2011.
- Krabbendam, M., Eyles, N., Putkinen, N., Bradwell, T. and Arbelaez-Moreno, L.: Streamlined hard beds formed by palaeo-ice streams: A review, *Sediment. Geol.*, 338, 24–50, doi:10.1016/j.sedgeo.2015.12.007, 2016.
- Kump, L. R., Brantley, S. L. and Arthur, M. A.: Chemical weathering, atmospheric CO₂, and climate, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28(1), 611–667, 2000.
- Lague, D., Hovius, N. and Davy, P.: Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 110(4), 1–17, doi:10.1029/2004JF000259, 2005.
- Lamb, S.: Cenozoic tectonic evolution of the New Zealand plate-boundary zone: A paleomagnetic perspective, *Tectonophysics*, 509(3–4), 135–164, doi:10.1016/j.tecto.2011.06.005, 2011.
- Lamb, S. H.: Tectonic rotations about vertical axes during the last 4 Ma in part of the New Zealand plate-boundary zone, *J. Struct. Geol.*, 10(8), 875–893, doi:10.1016/0191-8141(88)90101-0, 1988.
- Lane, T. P., Roberts, D. H., Rea, B. R., Cofaigh, C. and Vieli, A.: Controls on bedrock bedform development beneath the Uummannaq Ice Stream onset zone, West Greenland, *Geomorphology*, 231, 301–313, doi:10.1016/j.geomorph.2014.12.019, 2015.
- Lane, T. P., Roberts, D. H., Cofaigh, C. O., Rea, B. R. and Vieli, A.: Glacial landscape evolution in the Uummannaq region, West Greenland, , 2016, doi:10.1111/bor.12150, 2016.
- Larsen, H. C. and Marcussen, C.: Sill-intrusion, flood basalt emplacement and deep crustal structure of the Scoresby Sund region, East Greenland, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 68(68), 365–386, doi:10.1144/GSL.SP.1992.068.01.23, 1992.
- Lee, A. G. G. and Rutter, E. H.: Experimental rock-on-rock frictional wear: Application to subglacial abrasion, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 109(9), 1–11, doi:10.1029/2004JB003059, 2004.
- Little, A. and Jones, A.: Seven million years of strike-slip and related off-fault deformation, northeastern Marlborough fault system, South Island, New Zealand, *Tectonics*, 17(2), 285–302, doi:10.1029/97TC03148, 1998.
- Lobo-Guerrero, S. and Vallejo, L. E.: Application of Weibull Statistics to the Tensile Strength of Rock Aggregates, , (June), 786–790, 2006.
- Lukas, S.: A test of the englacial thrusting hypothesis of “hummocky” moraine formation: case studies from the northwest Highlands, Scotland, *Boreas*, 34(3), 287–307, doi:10.1080/03009480510013042, 2005.
- Lukas, S., Graf, A., Coray, S. and Schlüchter, C.: Genesis, stability and preservation potential of large lateral moraines of Alpine valley glaciers - towards a unifying theory based on Findelengletscher, Switzerland, *Quat. Sci. Rev.*, 38, 27–48, doi:10.1016/j.quascirev.2012.01.022, 2012.
- MacGregor, K. R., Anderson, R. S., Anderson, S. P. and Waddington, E. D.: Numerical simulations of glacial-valley longitudinal profile evolution, *Geology*, 28(11), 1031–1034, doi:10.1130/0091-7613(2000)028<1031:NSOGVL>2.3.CO;2, 2000.
- MacGregor, K. R., Anderson, R. S. and Waddington, E. D.: Numerical modeling of glacial erosion and headwall processes in alpine valleys, *Geomorphology*, 103(2), 189–204, doi:10.1016/j.geomorph.2008.04.022, 2009.
- Malusà, M. G. and Garzanti, E.: The sedimentology of detrital thermochronology, in *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology*, pp. 123–143, Springer., 2019.
- Malusà, M. G., Resentini, A. and Garzanti, E.: Hydraulic sorting and mineral fertility bias in detrital geochronology, *Gondwana Res.*, 31(October), 1–19, doi:10.1016/j.gr.2015.09.002, 2016.
- Mason, D. P. M., Little, T. A. and Van Dissen, R. J.: Rates of active faulting during later Quaternary

- fluvial terrace formation at Saxton River, Awatere fault, New Zealand, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 118(11–12), 1431–1446, doi:10.1130/B25961.1, 2006.
- Matsuoka, N. and Murton, J.: Frost weathering: recent advances and future directions, *Permafr. Periglac. Process.*, 19(2), 195–210, 2008.
- McDowell, G. R. and Amon, A.: The application of Weibull statistics to the fracture of soil particles, *Soils Found.*, 40(5), 133–141, 2000.
- McGee, W. J.: Glacial canons, *J. Geol.*, 2(4), 350–364, 1894.
- Meier, M., Lundstrom, S., Stone, D., Kamb, B., Engelhardt, H., Humphrey, N., Dunlap, W. W., Fahnestock, M., Krimmel, R. M. and Walters, R.: Mechanical and hydrologic basis for the rapid motion of a large tidewater glacier: 1. Observations, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 99(B8), 15219–15229, 1994.
- Menounos, B., Clague, J. J., Clarke, G. K. C., Marcott, S. A., Osborn, G., Clark, P. U., Tennant, C. and Novak, A. M.: Did rock avalanche deposits modulate the late Holocene advance of Tiedemann Glacier, southern Coast Mountains, British Columbia, Canada?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 384, 154–164, doi:10.1016/j.epsl.2013.10.008, 2013.
- Le Meur, E., Gagliardini, O., Zwinger, T. and Ruokolainen, J.: Glacier flow modelling: A comparison of the Shallow Ice Approximation and the full-Stokes solution, *Comptes Rendus Phys.*, 5(7), 709–722, doi:10.1016/j.crhy.2004.10.001, 2004.
- Mitchell, S. G. and Montgomery, D. R.: Influence of a glacial buzzsaw on the height and morphology of the Cascade Range in central Washington State, USA, *Quat. Res.*, 65(1), 96–107, 2006.
- Moecher, D. P. and Samson, S. D.: Differential zircon fertility of source terranes and natural bias in the detrital zircon record: Implications for sedimentary provenance analysis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 247(3–4), 252–266, 2006.
- 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. and Brandon, M. T.: Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges, , 201, 481–489, 2002.
- Montgomery, D. R., Balco, G. and Willett, S. D.: Climate, tectonics, and the morphology of the Andes, *Geology*, 29(7), 579–582, 2001.
- Moran, K., Backman, J., Brinkhuis, H., Clemens, S. C., Cronin, T., Dickens, G. R., Eynaud, F., Gattacceca, J., Jakobsson, M., Jordan, R. W., Kaminski, M., King, J., Koc, N., Krylov, A., Martinez, N., Matthiessen, J., McInroy, D., Moore, T. C., Onodera, J., O’Regan, M., Pälike, H., Rea, B., Rio, D., Sakamoto, T., Smith, D. C., Stein, R., St John, K., Suto, I., Suzuki, N., Takahashi, K., Watanabe, M., Yamamoto, M., Farrell, J., Frank, M., Kubik, P., Jokat, W. and Kristoffersen, Y.: The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean, *Nature*, 441(7093), 601–605, doi:10.1038/nature04800, 2006.
- Morlighem, M., Williams, C. N., Rignot, E., An, L., Arndt, J. E., Bamber, J. L., Catania, G., Chauché, N., Dowdeswell, J. A., Dorschel, B., Fenty, I., Hogan, K., Howat, I., Hubbard, A., Jakobsson, M., Jordan, T. M., Kjeldsen, K. K., Millan, R., Mayer, L., Mouginot, J., Noël, B. P. Y., O’Cofaigh, C., Palmer, S., Rysgaard, S., Seroussi, H., Siegert, M. J., Slabon, P., Straneo, F., van den Broeke, M. R., Weinrebe, W., Wood, M. and Zinglensen, K. B.: BedMachine v3: Complete Bed Topography and Ocean Bathymetry Mapping of Greenland From Multibeam Echo Sounding Combined With Mass Conservation, *Geophys. Res. Lett.*, 44(21), 11,11-51,61, doi:10.1002/2017GL074954, 2017.
- Morton, A. C. and Hallsworth, C. R.: Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones, *Sediment. Geol.*, 124(1–4), 3–29, 1999.
- Muttoni, G., Carcano, C., Garzanti, E., Ghielmi, M., Piccin, A., Pini, R., Rogledi, S. and Sciunnach, D.: Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps, *Geology*, 31(11), 989–992, 2003.
- Naylor, M., Sinclair, H. D., Bernet, M., van der Beek, P. and Kirstein, L. A.: Bias in detrital fission track grain-age populations: Implications for reconstructing changing erosion rates, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 422, 94–104, doi:10.1016/j.epsl.2015.04.020, 2015.
- Nesje, A. and Whillans, I. M.: Erosion of Sognefjord, Norway, , 9, 33–45, 1994.
- Nicol, A. and Van Dissen, R.: Up-dip partitioning of displacement components on the oblique-slip Clarence Fault, New Zealand, *J. Struct. Geol.*, 24(9), 1521–1535, doi:10.1016/S0191-8141(01)00141-

9, 2002.

Nielsen, S. B., Gallagher, K., Leighton, C., Balling, N., Svenningsen, L., Jacobsen, B. H., Thomsen, E., Nielsen, O. B., Heilmann-Clausen, C., Egholm, D. L., Summerfield, M. A., Clausen, O. R., Piotrowski, J. A., Thorsen, M. R., Huuse, M., Abrahamsen, N., King, C. and Lykke-Andersen, H.: The evolution of western Scandinavian topography: A review of Neogene uplift versus the ICE (isostasy-climate-erosion) hypothesis, *J. Geodyn.*, 47(2–3), 72–95, doi:10.1016/j.jog.2008.09.001, 2009.

Nye, J. F.: The distribution of stress and velocity in glaciers and ice-sheets, *Proc. R. Soc. London. Ser. A. Math. Phys. Sci.*, 239(1216), 113–133, 1957.

O’Sullivan, G., Chew, D., Kenny, G., Henrichs, I. and Mulligan, D.: The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies, *Earth-Science Rev.*, 201(June 2019), doi:10.1016/j.earscirev.2019.103044, 2020.

O’Sullivan, P. B. and Parrish, R. R.: The importance of apatite composition and single-grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: a case study from the Coast Ranges, British Columbia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 132(1–4), 213–224, 1995.

Oerlemans, J.: *Glaciers and climate change*, CRC Press., 2001.

Olvmo, M. and Johansson, M.: The significance of rock structure, lithology and pre-glacial deep weathering for the shape of intermediate-scale glacial erosional landforms, *Earth Surf. Process. Landforms*, 27(3), 251–268, doi:10.1002/esp.317, 2002.

Östrem, G.: Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges, *Geogr. Ann.*, 41(4), 228–230, 1959.

Pattyn, F.: A new three-dimensional higher-order thermomechanical ice sheet model: Basic sensitivity, ice stream development, and ice flow across subglacial lakes, *J. Geophys. Res.*, 108(B8), 1–15, doi:10.1029/2002jb002329, 2003.

Pattyn, F.: Investigating the stability of subglacial lakes with a full Stokes ice-sheet model, *J. Glaciol.*, 54(185), 353–361, 2008.

Paul, T. A. and Fitzgerald, P. G.: Transmission electron microscopic investigation of fission tracks in fluorapatite, *Am. Mineral.*, 77(3–4), 336–344, 1992.

Pedersen, V. K. and Egholm, D. L.: Glaciations in response to climate variations preconditioned by evolving topography, *Nature*, 493(7431), 206–210, doi:10.1038/nature11786, 2013.

Pedersen, V. K., Nielsen, S. B. and Gallagher, K.: The post-orogenic evolution of the Northeast Greenland Caledonides constrained from apatite fission track analysis and inverse geodynamic modelling, *Tectonophysics*, 530, 318–330, 2012.

Pedersen, V. K., Huisman, R. S., Herman, F. and Egholm, D. L.: Controls of initial topography on temporal and spatial patterns of glacial erosion, *Geomorphology*, 223, 96–116, doi:10.1016/j.geomorph.2014.06.028, 2014.

Pelletier, J. D., Comeau, D. and Kargel, J.: Controls of glacial valley spacing on earth and mars, *Geomorphology*, 116(1–2), 189–201, doi:10.1016/j.geomorph.2009.10.018, 2010.

Pettinga, J. R., Yetton, M. D., Van Dissen, R. J. and Downes, G.: Earthquake source identification and characterisation for the Canterbury region, South Island, New Zealand, 2001.

Phillips, E., Everest, J. and Diaz-Doce, D.: Bedrock controls on subglacial landform distribution and geomorphological processes: Evidence from the Late Devensian Irish Sea Ice Stream, *Sediment. Geol.*, 232(3–4), 98–118, doi:10.1016/j.sedgeo.2009.11.004, 2010.

Prasicek, G., Larsen, I. J. and Montgomery, D. R.: Tectonic control on the persistence of glacially sculpted topography, *Nat. Commun.*, 6, doi:10.1038/ncomms9028, 2015.

Rabinowicz, E. and Tanner, R. I.: *Friction and wear of materials*, 1966.

Randall, B. A. O.: On the Relationship of Valley and Fjord Directions to the Fracture Pattern of Lyngen, Troms N. Norway, *Geogr. Ann.*, 43(3–4), 336–338, doi:10.1080/20014422.1961.11880993, 1961.

Randall, K., Lamb, S. and Niocaill, C. Mac: Large tectonic rotations in a wide zone of Neogene distributed dextral shear, northeastern South Island, New Zealand, *Tectonophysics*, 509(3–4), 165–180, doi:10.1016/j.tecto.2011.05.006, 2011.

- Rattenbury, M. S., Townsend, D. B. and Johnston, M. R.: Geology of the Kaikoura area, Institute of Geological & Nuclear Sciences., 2006.
- Raymo, M. E. and Ruddiman, W. F.: Tectonic forcing of late Cenozoic climate, *Nature*, 359(6391), 117–122, doi:10.1038/359117a0, 1992.
- Reay, M. B.: Geology of the middle Clarence Valley. 1: 50,000 Geological Map 10, Low. Hutt, New Zeal. Inst. Geol. Nucl. Sci., 1, 1993.
- Recanati, A., Gautheron, C., Barbarand, J., Missenard, Y., Pinna-Jamme, R., Tassan-Got, L., Carter, A., Douville, É., Bordier, L. and Pagel, M.: Helium trapping in apatite damage: Insights from (U-Th-Sm)/He dating of different granitoid lithologies, *Chem. Geol.*, 470, 116–131, 2017.
- 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.
- Roe, G. H. and O’Neal, M. A.: The response of glaciers to intrinsic climate variability: observations and models of late-Holocene variations in the Pacific Northwest, *J. Glaciol.*, 55(193), 839–854, 2009.
- 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.
- Rowan, A. V., Egholm, D. L., Quincey, D. J. and Glasser, N. F.: Modelling the feedbacks between mass balance, ice flow and debris transport to predict the response to climate change of debris-covered glaciers in the Himalaya, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 430, 427–438, doi:10.1016/j.epsl.2015.09.004, 2015.
- Ruddiman, W. F. and Raymo, M. E.: Northern Hemisphere climate regimes during the past 3 Ma: possible tectonic connections, *Philos. Trans. R. Soc. London. B, Biol. Sci.*, 318(1191), 411–430, 1988.
- Ruhl, K. W. and Hodges, K. V.: The use of detrital mineral cooling ages to evaluate steady state assumptions in active orogens: An example from the central Nepalese Himalaya, *Tectonics*, 24(4), 1–14, doi:10.1029/2004TC001712, 2005.
- 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.
- Schoof, C.: The effect of cavitation on glacier sliding, *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.*, 461(2055), 609–627, doi:10.1098/rspa.2004.1350, 2005.
- Schoof, C.: Ice-sheet acceleration driven by melt supply variability, *Nature*, 468(7325), 803–806, doi:10.1038/nature09618, 2010a.
- Schoof, C.: Ice-sheet acceleration driven by melt supply variability, *Nature*, 468(7325), 803–806, 2010b.
- Schoof, C. and Hindmarsh, R. C. A.: Thin-film flows with wall slip: An asymptotic analysis of higher order glacier flow models, *Q. J. Mech. Appl. Math.*, 63(1), 73–114, doi:10.1093/qjmam/hbp025, 2010.
- Schwanghart, W. and Scherler, D.: Short Communication: TopoToolbox 2 - MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences, *Earth Surf. Dyn.*, 2(1), 1–7, doi:10.5194/esurf-2-1-2014, 2014.
- Schwarz, G.: Estimating the dimension of a model, *Ann. Stat.*, 6(2), 461–464, 1978.
- Seddik, H., Greve, R., Sugiyama, S. and Naruse, R.: Numerical simulation of the evolution of glacial valley cross sections, , 1–14 [online] Available from: <http://arxiv.org/abs/0901.1177>, 2009.
- Sharp, M.: Annual moraine ridges at Skálafellsjökull, south-east Iceland, *J. Glaciol.*, 30(104), 82–93, 1984.
- Sharpe, D. R. and Shaw, J.: Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Cantley, Quebec, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101(8), 1011–1020, doi:10.1130/0016-7606(1989)101<1011:EOBBSM>2.3.CO;2, 1989.
- Shuster, D. L. and Farley, K. A.: $4\text{He}/3\text{He}$ thermochronometry: Theory, practice, and potential complications, *Rev. Mineral. Geochemistry*, 58, 181–203, doi:10.2138/rmg.2005.58.7, 2005.
- Shuster, D. L. and Farley, K. A.: The influence of artificial radiation damage and thermal annealing on helium diffusion kinetics in apatite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73(1), 183–196, 2009.
- Shuster, D. L., Ehlers, T. A., Rusmore, M. E. and Farley, K. A.: Geology: Rapid glacial erosion at 1.8 Ma revealed by $4\text{He}/3\text{He}$ thermochronometry, *Science* (80-.), 310(5754), 1668–1670,

doi:10.1126/science.1118519, 2005.

Shuster, D. L., Flowers, R. M. and Farley, K. A.: The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 249(3–4), 148–161, doi:10.1016/j.epsl.2006.07.028, 2006.

Small, E. E., Anderson, R. S., Repka, J. L. and Finkel, R.: Erosion rates of alpine bedrock summit surfaces deduced from in situ ^{10}Be and ^{26}Al , *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150(3–4), 413–425, 1997.

Small, R. J.: Englacial and supraglacial sediment: transport and deposition, *Glacio-Fluvial Sediment Transf. An Alp. Perspect.* John Wiley Sons, New York New York. 1987. p 111-145, 16 fig, 2 tab, 10 ref., 1987.

Smith, R. W., Bianchi, T. S., Allison, M., Savage, C. and Galy, V.: High rates of organic carbon burial in fjord sediments globally, *Nat. Geosci.*, 8(6), 450–453, doi:10.1038/NGEO2421, 2015.

Spedding, N.: Hydrological controls on sediment transport pathways: implications for debris-covered glaciers, *IAHS Publ.*, 133–142, 2000.

Steer, P., Huisman, R. S., Valla, P. G., Gac, S. and Herman, F.: Bimodal plio-quadernary glacial erosion of fjords and low-relief surfaces in Scandinavia, *Nat. Geosci.*, 5(9), 635–639, doi:10.1038/ngeo1549, 2012.

Steer, P., Simoes, M., Cattin, R. and Shyu, J. B. H.: Erosion influences the seismicity of active thrust faults, *Nat. Commun.*, 5, doi:10.1038/ncomms6564, 2014.

Stock, G. M., Ehlers, T. A. and Farley, K. A.: Where does sediment come from? Quantifying catchment erosion with detrital apatite (U-Th)/He thermochronometry, *Geology*, 34(9), 725–728, doi:10.1130/G22592.1, 2006.

Sugden, D. E.: Landscapes of glacial erosion in Greenland and their relationship to ice, topographic and bedrock conditions., 1974.

Sugden, D. E. and John, B. S.: *Glaciers and landscape: a geomorphological approach*, Edward Arnold London., 1976.

Swift, D. A., Nienow, P. W., Spedding, N. and Hoey, T. B.: Geomorphic implications of subglacial drainage configuration: rates of basal sediment evacuation controlled by seasonal drainage system evolution, *Sediment. Geol.*, 149(1–3), 5–19, 2002.

Swift, D. A., Nienow, P. W. and Hoey, T. B.: Basal sediment evacuation by subglacial meltwater: Suspended sediment transport from Haut Glacier d’Arolla, Switzerland, *Earth Surf. Process. Landforms*, 30(7), 867–883, doi:10.1002/esp.1197, 2005.

Swift, D. A., Persano, C., Stuart, F. M., Gallagher, K. and Whitham, A.: A reassessment of the role of ice sheet glaciation in the long-term evolution of the East Greenland fjord region, *Geomorphology*, 97(1–2), 109–125, doi:10.1016/j.geomorph.2007.02.048, 2008.

Tennant, C., Menounos, B., Ainslie, B., Shea, J. and Jackson, P.: Comparison of modeled and geodetically-derived glacier mass balance for Tiedemann and Klinaklini glaciers, southern Coast Mountains, British Columbia, Canada, *Glob. Planet. Change*, 82–83, 74–85, doi:10.1016/j.gloplacha.2011.11.004, 2012.

Thomson, S. N., Reiners, P. W., Hemming, S. R. and Gehrels, G. E.: The contribution of glacial erosion to shaping the hidden landscape of East Antarctica, *Nat. Geosci.*, 6(3), 203–207, doi:10.1038/ngeo1722, 2013.

Tranel, L. M., Spotila, J. A., Kowalewski, M. J. and Waller, C. M.: Spatial variation of erosion in a small, glaciated basin in the Teton Range, Wyoming, based on detrital apatite (U-Th)/He thermochronology, *Basin Res.*, 23(5), 571–590, doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00502.x, 2011.

Ugelvig, S. V. and Egholm, D. L.: The influence of basal-ice debris on patterns and rates of glacial erosion, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 490, 110–121, doi:10.1016/j.epsl.2018.03.022, 2018.

Ugelvig, S. V., Egholm, D. L. and Iverson, N. R.: Glacial landscape evolution by subglacial quarrying: A multiscale computational approach, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 121(11), 2042–2068, doi:10.1002/2016JF003960, 2016.

Ugelvig, S. V., Egholm, D. L., Anderson, R. S. and Iverson, N. R.: *Glacial Erosion Driven by Variations*

- in Meltwater Drainage, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 123(11), 2863–2877, doi:10.1029/2018JF004680, 2018.
- Valla, P.: Quantification de l'évolution du relief Néogène et Quaternaire des Alpes occidentales. Apports de la thermochronologie basse-température couplée à la modélisation numérique, *Diss. Univ. Grenoble*, 388, 2011.
- Valla, P. G., Herman, F., van der Beek, P. A. and Braun, J.: Inversion of thermochronological age-elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history - I: Theory and conceptual model, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 295(3–4), 511–522, doi:10.1016/j.epsl.2010.04.033, 2010.
- Valla, P. G., van der Beek, P. A. and Braun, J.: Rethinking low-temperature thermochronology data sampling strategies for quantification of denudation and relief histories: A case study in the French western Alps, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 307(3–4), 309–322, doi:10.1016/j.epsl.2011.05.003, 2011a.
- 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, 2011b.
- Vermeesch, P.: How many grains are needed for a provenance study?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 224(3–4), 441–451, doi:10.1016/j.epsl.2004.05.037, 2004.
- Walcott, R. I.: Present tectonics and late Cenozoic evolution of New Zealand, *Geophys. J. Int.*, 52(1), 137–164, 1978.
- Weertman, J.: Creep deformation of ice, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 11(1), 215–240, 1983.
- Wheeler, D. A.: Using parabolas to describe the cross-sections of glaciated valleys, *Earth Surf. Process. Landforms*, 9(4), 391–394, 1984.
- Whipp, D. M., Ehlers, T. A., Braun, J. and Spath, C. D.: Effects of exhumation kinematics and topographic evolution on detrital thermochronometer data, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 114(4), doi:10.1029/2008JF001195, 2009.
- Whipple, K. X.: Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 151–185, doi:10.1146/annurev.earth.32.101802.120356, 2004.
- Whipple, K. X.: The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts, *Nat. Geosci.*, 2(2), 97–104, doi:10.1038/ngeo413, 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.
- Willett, C. D., Fox, M. and Shuster, D. L.: A helium-based model for the effects of radiation damage annealing on helium diffusion kinetics in apatite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 477, 195–204, 2017.
- 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, 1999.
- Willett, S. D., Herman, F., Fox, M., Stalder, N., Ehlers, T. A., Jiao, R. and Yang, R.: Bias and error in modelling thermochronometric data: Resolving a potential increase in Plio-Pleistocene erosion rate, *Earth Surf. Dyn. Discuss.*, 1–78, 2020.
- Willis, I. C.: Intra-annual variations in glacier motion: a review, *Prog. Phys. Geogr.*, 19(1), 61–106, 1995.
- Winkler, S. and Matthews, J. A.: Observations on terminal moraine-ridge formation during recent advances of southern Norwegian glaciers, *Geomorphology*, 116(1–2), 87–106, doi:10.1016/j.geomorph.2009.10.011, 2010.
- Wolf, R. A., Farley, K. A. and Silver, L. T.: Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60(21), 4231–4240, 1996.
- Wong, T. F., Wong, R. H. C., Chau, K. T. and Tang, C. A.: Microcrack statistics, Weibull distribution and micromechanical modeling of compressive failure in rock, *Mech. Mater.*, 38(7), 664–681, doi:10.1016/j.mechmat.2005.12.002, 2006.
- Woodard, J. B., Zoet, L. K., Iverson, N. R. and Helanow, C.: Linking bedrock discontinuities to glacial

- quarrying, *Ann. Glaciol.*, 60(80), 66–72, doi:10.1017/aog.2019.36, 2019.
- Yanites, B. J. and Ehlers, T. A.: Intermittent glacial sliding velocities explain variations in long-timescale denudation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 450, 52–61, doi:10.1016/j.epsl.2016.06.022, 2016.
- Zachos, J., Pagani, H., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K.: Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present, *Science (80-.)*, 292(5517), 686–693, doi:10.1126/science.1059412, 2001a.
- Zachos, J. C., Shackleton, N. J., Revenaugh, J. S., Pälike, H. and Flower, B. P.: Climate response to orbital forcing across the oligocene-miocene boundary, *Science (80-.)*, 292(5515), 274–278, doi:10.1126/science.1058288, 2001b.
- Zaun, P. E. and Wagner, G. A.: Fission-track stability in zircons under geological conditions, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 10(3), 303–307, 1985.
- Zeitler, P. K., Herczeg, A. L., McDougall, I. and Honda, M.: U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51(10), 2865–2868, 1987.
- Zeitler, P. K., Koons, P. O., Bishop, M. P., Chamberlain, C. P., Craw, D., Edwards, M. A., Hamidullah, S., Jan, M. Q., Khan, M. A. and Khattak, M. U. K.: Crustal reworking at Nanga Parbat, Pakistan: Metamorphic consequences of thermal-mechanical coupling facilitated by erosion, *Tectonics*, 20(5), 712–728, 2001.
- 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(6831), 891–897, doi:10.1038/35073504, 2001.
- Zimmer, P. D. and Gabet, E. J.: Assessing glacial modification of bedrock valleys using a novel approach, *Geomorphology*, 318, 336–347, doi:10.1016/j.geomorph.2018.06.021, 2018.
- Zoet, L. K., Alley, R. B., Anandakrishnan, S. and Christianson, K.: Accelerated subglacial erosion in response to stick-slip motion, *Geology*, 41(2), 159–162, doi:10.1130/G33624.1, 2013.

ANNEXES

Annexes

L'indexation des annexes ci-dessous est représentée par le numéro des chapitres suivi du numéro de l'annexe dans ce dernier.

Annexe 2.1 : Dérivation des coefficients polynomiaux pour l'obtention des composantes de la vitesse moyennée en profondeur dans iSOSIA

Dans la version 3 d'iSOSIA, les composantes de la contrainte cisillante sont définies par un développement en série du rapport d'aspect où les termes de second-ordre sont considérés (équations 2.11-2.12, section 2.1.2). Cela revient à résoudre une fonction polynomiale de premier ordre de la profondeur d'enfouissement dans la colonne de glace, \tilde{z} (Brædstrup et al., 2014):

$$s_{xz}(\tilde{z}) = \sum_{p=0}^1 c_{xp} \tilde{z}^p, \quad (A.1)$$

$$s_{yz}(\tilde{z}) = \sum_{p=0}^1 c_{yp} \tilde{z}^p, \quad (A.2)$$

avec

$$c_{x0} \equiv (2\bar{s}_{xx} + \bar{s}_{yy}) \frac{\partial h}{\partial x} + \bar{s}_{xy} \frac{\partial h}{\partial y}, \quad (A.3)$$

$$c_{x1} \equiv -(1 + |\nabla h|^2) \frac{\partial h}{\partial x} + 2 \frac{\partial \bar{s}_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{s}_{yy}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{s}_{xy}}{\partial y}, \quad (A.4)$$

et

$$c_{y0} \equiv (\bar{s}_{xx} + 2\bar{s}_{yy}) \frac{\partial h}{\partial y} + \bar{s}_{xy} \frac{\partial h}{\partial x}, \quad (A.5)$$

$$c_{y1} \equiv -(1 + |\nabla h|^2) \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial \bar{s}_{xx}}{\partial y} + 2 \frac{\partial \bar{s}_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{s}_{xy}}{\partial x}, \quad (A.6)$$

Le carré de la contrainte effective moyennée sur l'épaisseur de glace (H) peut être calculé suivant:

$$\bar{\tau}_e^2 = k_0 + \frac{1}{2} k_1 H + \frac{1}{3} k_2 H^2, \quad (A.7)$$

où

$$k_0 \equiv c_{x0}^2 + c_{y0}^2 + \tau_d^2, \quad (A.8)$$

$$k_1 \equiv 2(c_{x0}c_{x1} + c_{y0}c_{y1}), \quad (A.9)$$

$$k_2 \equiv c_{x1}^2 + c_{y1}^2, \quad (A.10)$$

$$\tau_d^2 \equiv \bar{s}_{xx}^2 + \bar{s}_{yy}^2 + \bar{s}_{xx}\bar{s}_{yy} + \bar{s}_{xy}^2. \quad (A.11)$$

Les composantes de la vitesse horizontale moyennée en profondeur sont des polynômes d'ordre 4 de l'épaisseur de glace H :

$$\begin{aligned}\bar{u}_x &= \int_0^H 2A\tau_e^{n-1}s_{xz}\tilde{z}d\tilde{z} - \frac{1}{H}\int_0^H \frac{\delta u_z}{\delta x}\tilde{z}d\tilde{z} + u_x^b, \\ &= \sum_{p=1}^{N=4} w_{xp}H^p + u_x^b,\end{aligned}\quad (\text{A.12})$$

avec

$$w_{x1} \equiv \frac{c_{x0}k_0}{2} - \frac{1}{4A}\left(\frac{\partial u_z^b}{\partial x} - \frac{\partial b}{\partial x}\dot{\tilde{\epsilon}}_{zz}\right), \quad (\text{A.13})$$

$$w_{x2} \equiv \frac{c_{x0}k_1 + c_{x1}k_0}{3} - \frac{1}{12A}\partial\frac{\dot{\tilde{\epsilon}}_{zz}}{\partial x}, \quad (\text{A.14})$$

$$w_{x3} \equiv \frac{c_{x0}k_2 + c_{x1}k_0}{4}, \quad (\text{A.15})$$

$$w_{x4} \equiv \frac{c_{x1}k_2}{5}, \quad (\text{A.16})$$

et

$$\begin{aligned}\bar{u}_y &= \int_0^H 2A\tau_e^{n-1}s_{yz}\tilde{z}d\tilde{z} - \frac{1}{H}\int_0^H \frac{\delta u_z}{\delta y}\tilde{z}d\tilde{z} + u_y^b, \\ &= \sum_{p=1}^{N=4} w_{yp}H^p + u_y^b,\end{aligned}\quad (\text{A.17})$$

avec

$$w_{y1} \equiv \frac{c_{y0}k_0}{2} - \frac{1}{4A}\left(\frac{\partial u_z^b}{\partial y} - \frac{\partial b}{\partial y}\dot{\tilde{\epsilon}}_{zz}\right), \quad (\text{A.18})$$

$$w_{y2} \equiv \frac{c_{y0}k_1 + c_{y2}k_0}{3} - \frac{1}{12A}\partial\frac{\dot{\tilde{\epsilon}}_{zz}}{\partial y}, \quad (\text{A.19})$$

$$w_{y3} \equiv \frac{c_{y0}k_2 + c_{y2}k_0}{4}, \quad (\text{A.20})$$

$$w_{y4} \equiv \frac{c_{y1}k_2}{5}. \quad (\text{A.21})$$

Annexe 2.2 : Résolution des équations d'iSOSIA par différences finies

Dans sa troisième version, iSOSIA utilise une grille régulière où les équations précédentes sont résolues par la méthode des différences finies (Brædstrup et al., 2014). Ainsi, les variables sont réparties à des positions différentes dans chaque cellule (coin supérieur gauche, centre de la cellule, et au centre des segments supérieurs et gauche ; voir section 2.1.2), et l'indexation des cellules est faite sur le nœud au coin gauche supérieur de ces dernières. Les variables comme les composantes du taux de déformation ($\dot{\tilde{\epsilon}}_{xx}$, $\dot{\tilde{\epsilon}}_{yy}$, $\dot{\tilde{\epsilon}}_{xy}$, $\dot{\tilde{\epsilon}}_{zz}$), la contrainte effective ($\bar{\tau}_e^2$), les composantes des contraintes horizontales (\bar{s}_{xx} , \bar{s}_{yy} , \bar{s}_{xy}), ainsi que l'altitude de la surface de la glace (h) et du substrat (b), sont situés aux centres des cellules. Les vitesses moyennes sont ainsi localisées sur les segments supérieurs (\bar{u}_y , \bar{u}_y^s , \bar{u}_y^b) et gauches (\bar{u}_x , \bar{u}_x^s , \bar{u}_x^b) des cellules, et les coins supérieurs gauches contiennent les gradients de vitesse transversaux

des composantes du taux de déformation ($\hat{\varepsilon}_{xy}$). Ainsi, les équations 2.8 à 2.10 (section 2.1.2), sont approximées sur les nœuds des cellules où i et j sont les indices pour les lignes et colonnes de la grille (Figure 2.3), suivant :

$$\hat{\varepsilon}_{xx}^{i,j} = \frac{\bar{u}_x^{i+1,j} - \bar{u}_x^{i,j}}{\Delta x} - \frac{1}{h^{i,j} - b^{i,j}} \left[\frac{h^{i+1,j} - h^{i-1,j}}{2\Delta x} (\hat{u}_x^s - \hat{u}_x) + \frac{b^{i+1,j} - b^{i-1,j}}{2\Delta x} (\hat{u}_x - \hat{u}_x^b) \right], \quad (\text{A.22})$$

$$\hat{\varepsilon}_{yy}^{i,j} = \frac{\bar{u}_y^{i,j+1} - \bar{u}_y^{i,j}}{\Delta y} - \frac{1}{h^{i,j} - b^{i,j}} \left[\frac{h^{i,j+1} - h^{i,j-1}}{2\Delta y} (\hat{u}_y^s - \hat{u}_y) + \frac{b^{i,j+1} - b^{i,j-1}}{2\Delta y} (\hat{u}_y - \hat{u}_y^b) \right], \quad (\text{A.23})$$

$$\hat{\varepsilon}_{xy}^{i,j} = \frac{1}{2} \left(\frac{\bar{u}_x^{i,j} - \bar{u}_x^{i,j-1}}{\Delta y} + \frac{\bar{u}_y^{i,j} - \bar{u}_y^{i-1,j}}{\Delta x} \right), \quad (\text{A.24})$$

$$\begin{aligned} \hat{\varepsilon}_{xy}^{i,j} = & \frac{\hat{\varepsilon}_{xy}^{i,j} + \hat{\varepsilon}_{xy}^{i+1,j} + \hat{\varepsilon}_{xy}^{i,j+1} + \hat{\varepsilon}_{xy}^{i+1,j+1}}{4} \\ & - \frac{1}{2(h^{i,j} - b^{i,j})} \left(\frac{h^{i,j+1} - b^{i,j-1}}{2\Delta y} (\hat{u}_x^s - \hat{u}_x) + \frac{h^{i+1,j} - h^{i-1,j}}{2\Delta x} (\hat{u}_y^s - \hat{u}_y) \right. \\ & \left. + \frac{b^{i,j+1} - b^{i,j-1}}{2\Delta y} (\hat{u}_x - \hat{u}_x^b) + \frac{b^{i+1,j} - b^{i-1,j}}{2\Delta x} (\hat{u}_y - \hat{u}_y^b) \right), \end{aligned} \quad (\text{A.25})$$

$$\hat{\varepsilon}_{zz}^{i,j} = -(\hat{\varepsilon}_{xx}^{i,j} + \hat{\varepsilon}_{yy}^{i,j}). \quad (\text{A.26})$$

Durant la résolution du système pour les vitesses et les contraintes (Figure 2.2), $\hat{\varepsilon}_{xy}^{i,j}$ est interpolé au centre des cellules, et chaque composante de vitesse est donc stockée sur les segments correspondant des cellules comme mentionné plus tôt. Ces dernières sont à leur tour interpolées au centre des cellules pour le calcul des vitesses moyennes. Enfin, les composantes du taux de déformation et de la contrainte, moyennées en profondeur sont :

$$\bar{s}_{xx}^{i,j} = \frac{\hat{\varepsilon}_{xx}^{i,j}}{A\bar{\tau}_e^{2i,j} + \Gamma_0}, \quad (\text{A.27})$$

$$\bar{s}_{yy}^{i,j} = \frac{\hat{\varepsilon}_{yy}^{i,j}}{A\bar{\tau}_e^{2i,j} + \Gamma_0}, \quad (\text{A.28})$$

$$\bar{s}_{xy}^{i,j} = \frac{\hat{\varepsilon}_{xy}^{i,j}}{A\bar{\tau}_e^{2i,j} + \Gamma_0}, \quad (\text{A.29})$$

Où Γ_0 est une constante $\ll 1$ qui empêche une valeur nulle sur les composantes de la contrainte lorsque les taux de déformation horizontaux sont nuls, par exemple au point de divergence des flux de glace. Les coefficients approximatés des équations A.3 à A.6 sont, sous forme discrète :

$$c_{x0}^{i,j} = (2\bar{s}_{xx}^{i,j} + \bar{s}_{yy}^{i,j}) \frac{h^{i+1,j} - h^{i-1,j}}{2\Delta x} + \bar{s}_{xy}^{i,j} \frac{h^{i,j+1} - h^{i,j-1}}{2\Delta y}, \quad (\text{A.30})$$

$$c_{x1}^{i,j} = - \left(1 + \left(\frac{h^{i+1,j} - h^{i-1,j}}{2\Delta x} + \frac{h^{i,j+1} - h^{i,j-1}}{2\Delta y} \right)^2 \right) \frac{h^{i+1,j} - h^{i-1,j}}{2\Delta x} + 2 \frac{\bar{s}_{xx}^{i+1,j} - \bar{s}_{xx}^{i-1,j}}{2\Delta x} + \frac{\bar{s}_{yy}^{i+1,j} - \bar{s}_{yy}^{i-1,j}}{2\Delta x} + \frac{\bar{s}_{xy}^{i,j+1} - \bar{s}_{xy}^{i,j-1}}{2\Delta y}, \quad (\text{A.31})$$

$$c_{y0}^{i,j} = (\bar{s}_{xx}^{i,j} + 2\bar{s}_{yy}^{i,j}) \frac{h^{i,j+1} - h^{i,j-1}}{2\Delta y} + \bar{s}_{xy}^{i,j} \frac{h^{i+1,j} - h^{i-1,j}}{2\Delta x}, \quad (\text{A.32})$$

$$c_{y1}^{i,j} = - \left(1 + \left(\frac{h^{i+1,j} - h^{i-1,j}}{2\Delta x} + \frac{h^{i,j+1} - h^{i,j-1}}{2\Delta y} \right)^2 \right) \frac{h^{i,j+1} - h^{i,j-1}}{2\Delta y} + \frac{\bar{s}_{xx}^{i,j+1} - \bar{s}_{xx}^{i,j-1}}{2\Delta x} + 2 \frac{\bar{s}_{yy}^{i,j+1} - \bar{s}_{yy}^{i,j-1}}{2\Delta y} + \frac{\bar{s}_{xy}^{i+1,j} - \bar{s}_{xy}^{i-1,j}}{2\Delta x}, \quad (\text{A.33})$$

Et les coefficients pour la contrainte effective, sont ensuite calculés au centre des cellules :

$$k_0^{i,j} = (c_{x0}^{i,j})^2 + (c_{y0}^{i,j})^2 + (\tau_d^{i,j})^2, \quad (\text{A.34})$$

$$k_1^{i,j} = 2(c_{x0}^{i,j}c_{x1}^{i,j} + c_{y0}^{i,j}c_{y1}^{i,j}), \quad (\text{A.35})$$

$$k_2^{i,j} = (c_{x1}^{i,j})^2 + (c_{y1}^{i,j})^2, \quad (\text{A.36})$$

$$\tau_d^{2,i,j} = (\bar{s}_{xx}^{i,j})^2 + (\bar{s}_{yy}^{i,j})^2 + \bar{s}_{xx}^{i,j}\bar{s}_{yy}^{i,j} + (\bar{s}_{xy}^{i,j})^2. \quad (\text{A.37})$$

Pour résumer, les composantes de vitesse et de contrainte sont calculées à partir des taux de déformation, avec A.24 calculé aux coins supérieurs gauche des cellules, puis interpolé à leur centre. Les taux de déformation en A.22-A.26, sont ensuite calculés au centre des cellules, puis le système des contraintes est résolu (A.27-A.29). A partir des estimations des taux de déformation et des contraintes, la contrainte effective est calculée au centre des cellules suivant A.34 à A.37, et A.30 à A.33. Si le résidu sur la contrainte effective est en-dessous du seuil, l'algorithme passe à l'étape suivante, sinon la procédure ci-dessus est recommencé jusqu'à ce que le seuil soit franchi. L'étape suivante, consiste à calculer les composantes de vitesse A.12 à A.21, qui sont retrouvées sur les segments des cellules. Comme pour le système des contraintes, le résidu sur les composantes de vitesse doit converger en-dessous du seuil défini pour finir la procédure et passer à l'incrément de temps suivant (Figure 2.2).

Annexe 5.1 : Collection des échantillons détritiques à travers la région de Marlborough

Ci-dessous, la localisation de l'ensemble des échantillons de sable collectés lors de la campagne de terrain en 2018.

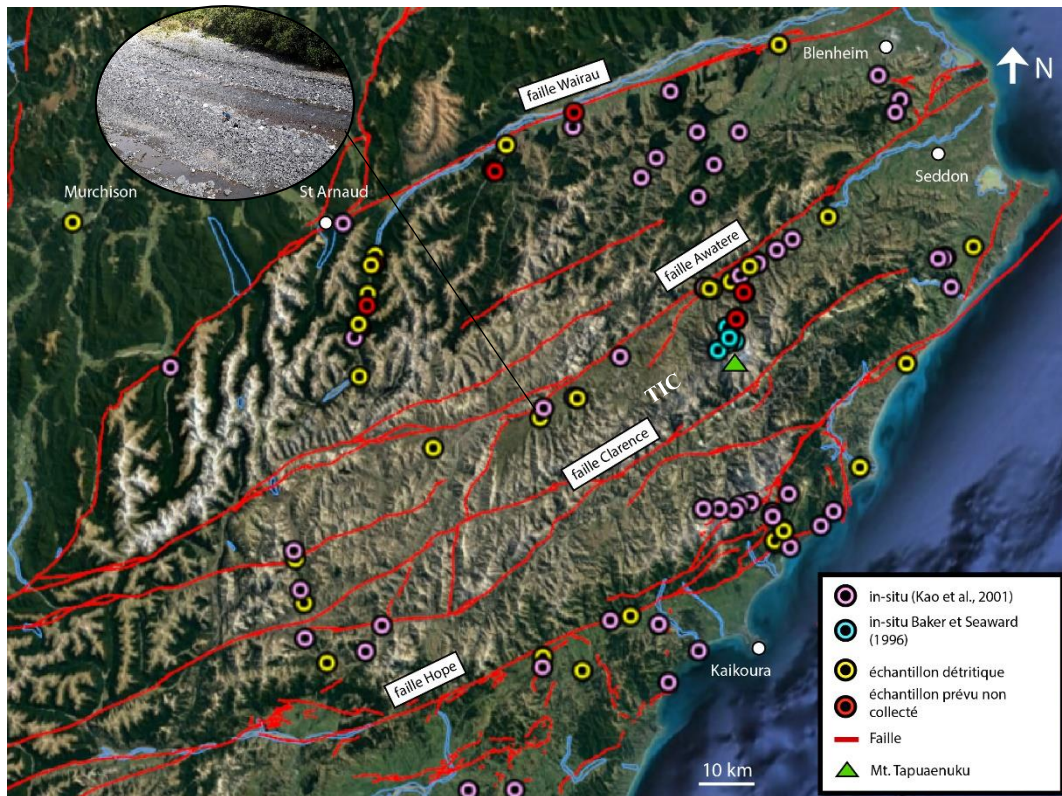


Figure A5-1. Échantillonnage de sables de rivières pour les analyses AFT, à travers la région de Marlborough. Au total, 31 échantillons de sable (environ 3kg/échantillon) ont été collectés. Chaque bloc tectonique, délimité par le système de failles de Marlborough (failles Wairau, Awatere, Clarence, Hope), a été échantillonné. L'objectif de cet échantillonnage régional est double. D'une part, cela permet de tester une nouvelle méthode d'inversion des données de thermochronologie détritique (Gallagher et Parra, 2020), et d'autre part, de contraindre l'histoire tectonique de la région de Marlborough, fortement disséquée par les failles et à l'interface entre deux plaques lithosphériques (i.e. la plaque pacifique et la plaque australienne). La localisation des échantillons détritiques suit globalement celle d'échantillons in-situ publiés (Kao et al., 2001 ; Baker et Seaward, 1996). Des localités initialement prévues pour un échantillonnage (rond rouges), n'ont finalement pu être collectées pour cause de conditions environnementales inadéquates (débit d'eau trop important). Les premières analyses ont été réalisées sur les échantillons de la vallée de l'Awatere et de Puhi-Puhi. La bulle capture un échantillonnage de rivière.

Annexe 5.2 : Résultats des analyses FT par LA-ICP-MS

Les résultats des analyses trace de fission réalisées par LA-ICP-MS sont contenus dans le fichier Excel « NZ_AFT_Chapitre5.xlsx » fourni avec le manuscrit. Les grains écartés pour l'inversion des données

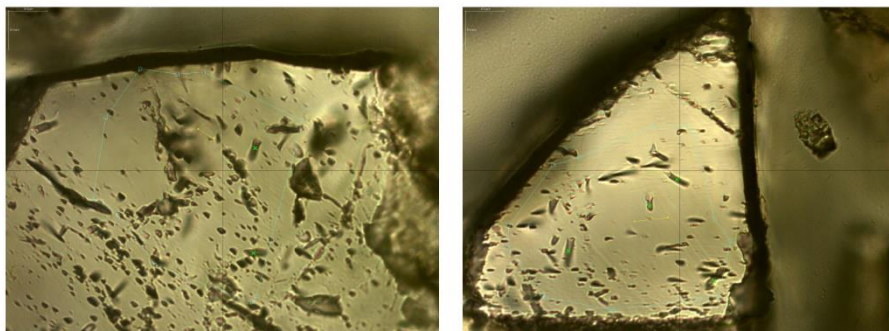


Figure A5-2. Deux photos d'apatites observées au microscope optique lors du processus de comptage des traces de fission. Ces dernières représentent la qualité pauvre de l'ensemble des grains qui ont été comptés. La majeure partie ont présenté une densité de défauts importante, pouvant être confondus avec une trace de fission, rendant ainsi le processus de comptage difficile.

sont surlignés. Ci-dessous, deux grains d'apatite représentatifs de la faible qualité d'ensemble des grains, qui ont rendu le comptage des traces de fission difficile, et explique en grande partie les incertitudes sur les âges.

Les âges U-Pb de l'échantillon du mont Tapuenuku (NZ03) sont contenus dans le fichier Excel (« NZ_UPb_Chapitre5.xlsx »), fournit avec le manuscrit.

Annexe 5.3 : Histoires thermiques long-terme à travers la vallée de l'Awatere

Ici, je présente l'ensemble des modèles d'histoire thermique inférées, lorsque l'ensemble des âges détritiques dans chacun des échantillons est rassemblé en un profile vertical. Ainsi, je pars de l'hypothèse simple que ces derniers partagent la même histoire thermique. La modélisation a été réalisée avec le logiciel QTQt version 5.7 (Gallagher, 2012).

J'ai divisé la stratégie de modélisation en deux tests. Le premier (Test 1) considère une paramétrisation simple, avec une seule composition en chlore (i.e. composition moyenne observée dans les données pour chaque échantillon) pour la modélisation des histoires thermiques. Les histoires thermiques sont extraites après 120 000 itérations, dont les 20 000 premières sont ignorées et servent à l'exploration de l'espace des paramètres (temps, température). Pour le second test (Test 2), je considère une gamme de valeur de composition en chlore des apatites synthétiques pour la modélisation des histoires thermiques. Les limites inférieures et supérieures sont déterminées à partir des valeurs de composition des échantillons (Figure 5.4), et les gammes sont divisées en 6 ou 7 intervalles suivant les échantillons. Ainsi, cela me permet d'explorer l'effet de la composition en chlore connue sur les âges AFT (cf. voir texte principal ; Gleadow et al., 2002; Gleadow and Duddy, 1981; Green et al., 1985), sur la modélisation des histoires thermiques synthétiques. Le nombre d'itération totale est diminué à 70 000, dont les 20 000 premières sont ignorées pour le calcul des statistiques des distributions d'âges prédites par les modèles thermiques. Ce choix est dicté par le temps rallongé de calcul lorsque des gammes de valeur de composition sont considérées.

Dans la figure ci-dessous (Figure A5-3), les échantillons sont montrés dans l'ordre, de l'amont vers l'aval pour chacun des tests. Dans les histoires thermiques, les courbes bleues montrent l'histoire thermique de l'âge le plus vieux (i.e. le plus froid) et les courbes rouges, celle de l'âge le plus jeune (i.e. le plus chaud). Les courbes grises représentant les histoires thermiques des échantillons intermédiaires, définies par interpolation linéaire et suivant le gradient géothermique (autorisé à varier avec le temps). Les courbes en bleu clair et rouge clair sont les intervalles de crédibilité à 95%. Pour les distributions d'âges détritiques, l'histogramme grisé est la distribution des âges observés et la courbe bleu clair la fonction de densité de probabilité associée. Les étoiles noires sont les modèles sélectionnés, pour la discussion dans le texte principal (Figure 5.5 et Figure 5.6).

Pour sélectionner les modèles qui prédisent au mieux les données observées, j'utilise le critère d'information bayésien (BIC) qui intègre les valeurs de vraisemblance mais également la complexité du modèle prédit, contrairement à la seule valeur de vraisemblance (Schwarz, 1978). Cela permet de pénaliser les modèles présentant une complexité trop importante (i.e. nombre de paramètres), parfois non justifiée par rapport aux données observées. Ce critère est calculé comme suit :

$$BIC = -2L(m_i) + v_{mi} \ln(N); \quad (A.1)$$

Où $L(m_i)$ est le logarithme de la vraisemblance pour le modèle i , N le nombre d'âges de l'échantillon, et v_{mi} le nombre de paramètres du modèle. Ici, ce sont le nombre de points de temps, température, d'écart de température, le gradient géothermique actuel, la gamme de température de surface actuelle, et les valeurs de composition en chlore lorsqu'elles varient (Test 2). Le modèle qui présente le plus faible BIC est le plus préférable au regard de la complexité du modèle ainsi que de la prédiction aux données observées. Toutefois, le BIC est valide uniquement si $N \gg v_{mi}$.

Je décris ici les différences de prédictions des modèles d'histoires thermiques entre les deux tests pour chaque échantillon dans la vallée de l'Awatere, afin de sélectionner ceux dont la distribution d'âges détritiques prédite, se rapproche au plus de celle observée. Je m'intéresse aux prédictions moyennes des histoires thermiques (Estimation moyenne, EM), à celles montrant le plus faible écart avec les données (Maximum de vraisemblance, MV), et celles dont la probabilité a posteriori est maximale (Maximum a posteriori, MP). Les résultats sont présentés par échantillon :

- Echantillon 1 (NZ02s) : Entre les deux tests (Test1A et Test2A), les histoires thermiques moyennes inférées montrent un refroidissement des échantillons à travers la zone de cicatrisation partielle (ZCP) entre 50 et 10 Ma dans le premier cas, et entre 30 et 20 Ma dans le second. En comparant les valeurs du BIC des modèles MV et MP dans chacun des deux tests, celles-ci montrent un minimum pour le modèle MP du test 1A (i.e. BIC = 1063.3), qui semble donc être préféré. Toutefois, je note que le modèle MP pour le test considérant une gamme de valeur pour la composition en chlore montrent un BIC proche (BIC = 1093.4). Les deux modèles montrent un échantillonnage faible de l'espace de paramètres par la procédure MCMC, avec des taux d'acceptance très bas sur les perturbations possibles des paramètres (voir chapitre 2, section 2.3.1 ; et Tableau A5-1). Toutefois les taux d'acceptance sont plus élevés pour le modèle du test 2A (i.e. avec une gamme de composition en chlore), je choisis donc ce modèle pour discussion dans le texte principal.

- Echantillon 2 (NZ02) : la distribution des âges dans cet échantillon montre une gamme s'étalant de 7.6 à 431 Ma, avec un pic d'âge autour de 25 Ma. Entre les deux tests, les valeurs du BIC montrent une préférence pour le modèle MP du test 1B (i.e. BIC = 438.32). Ce modèle montrant un refroidissement autour de 25-19 Ma, après un séjour prolongé dans la ZCP (350-100 Ma), semble suffisant pour expliquer les données observées par rapport au modèle plus complexe, avec de multiples épisodes de réchauffement, définie par le modèle MV (test 1B). Le modèle moyen (EM) du test 2B, avec une gamme de valeurs pour la composition en chlore, montrent une histoire thermique similaire à celle du modèle MP du test 1B, avec un séjour prolongé dans la ZCP, bien que le refroidissement final ait lieu plus tôt, autour de 65-43 Ma. Ici, je retiens donc le modèle MP du test 1B.

- Echantillon 4 (NZ02-3b) : cet échantillon contient peu d'apatites ($n=13$), et semble montrer plusieurs composantes d'âges à ~ 27 Ma, ~ 58 Ma et entre 200-300 Ma mais cette dernière est très diffuse car les erreurs sur les âges sont grandes ($> 30\%$). Les histoires thermiques moyennes modélisées pour les deux tests (test 1C et test 2C) sont relativement similaires, et sont en faveur d'un long séjour des apatites dans la ZCP au cours du Mésozoïque, mais différent par le timing du dernier refroidissement. Le premier est autour de 35-30 Ma (test 1C) et le second autour de 100-90 Ma (test 2). Les valeurs du BIC pour chacun des modèles MV et MP montrent que le modèle MV du test 1C est préféré pour expliquer les données (BIC = 150.75). Ce modèle montre un séjour prolongé des apatites dans la ZCP et un refroidissement brutal depuis le dernier million d'années. Ce dernier est le résultat de la contrainte définie dans QTQt à ce que les échantillons aient une température actuelle de 7 ± 7 °C. Ainsi, les résultats de modélisation du test 1C nous informent que, si l'on suppose que les échantillons partagent la même histoire thermique, il est nécessaire de considérer un long séjour dans la ZCP pour pouvoir expliquer la dispersion des âges observées. Des précautions sont également prises quant au nombre limité d'apatites pour cet échantillon ($n=13$) qui est très insatisfaisant pour avoir une signification statistique (Vermeesch, 2004).

- Echantillon 5 (NZ02-3c) : le nombre d'apatites dans cet échantillon est également faible ($n=25$). L'ensemble des âges est compris entre 9 et 140 Ma, et une apatite montre un âge à 231 ± 95 Ma. Les histoires thermiques moyennes modélisées dans les deux tests (test 1D et test 2D) sont relativement similaires, avec un refroidissement lent à travers la ZCP (~ 200 Ma), suivi par un réchauffement autour de 100-50 Ma puis un refroidissement jusqu'aux températures de surface actuelles (i.e. 7 ± 7 °C). L'échantillon le plus froid (cf. courbe bleue) reste cependant sous la ZCP (< 50 °C) depuis 200 Ma, afin de prédire l'âge vieux observé (~ 231 Ma). Cependant les deux modèles reproduisent mal la distribution d'âge observée. Les valeurs du BIC semblent montrer une préférence pour le modèle MP du test 1D (BIC = 248.21). Toutefois, je reste prudent ici car ce modèle est défini par seulement deux points temps-

température pour chaque échantillon. Le BIC pénalise les modèles complexes qui présentent plus de paramètres, comme c'est le cas pour le modèle MV du test 1D. Une inspection visuelle montre cependant que ce dernier modèle représente mieux la distribution d'âge observée, mais pour cela l'histoire thermique se doit d'être complexe. Je retiens donc ce modèle malgré sa valeur de BIC supérieure (BIC = 324.93), pour discussion dans le texte principal.

- Echantillon 6 (NZ03) : la distribution d'âges détritiques observée dans cet échantillon montre des âges s'échelonnant de ~4.5 à ~689 Ma, avec deux pics d'âges majoritaires à ~10 Ma et ~90 Ma. Les histoires thermiques modélisées pour les deux tests sont relativement similaires et suggèrent un long séjour dans la ZCP (~200 Ma), avec un refroidissement récent autour de ~10 Ma (test 1E) et ~20 Ma (test 2E). Comme pour l'échantillon 4, ce refroidissement est forcé par la contrainte imposée à ce que l'histoire thermique se termine à une température de $7\pm 7^\circ\text{C}$. Le modèle MP du test 1E montre le BIC le plus bas (BIC = 1680.9), et est donc plus favorable pour une exhumation à ~10 Ma. Toutefois, les modèles du test 2 ont montré des taux d'acceptances pour la modification des paramètres d'échantillonnage MCMC très faibles (voir tableau A5-1), signifiant que le processus d'échantillonnage a très peu exploré l'espace des paramètres. Les modèles MV et MP du test 1E montrent très peu de différences et suggèrent tous les deux un long séjour dans la ZCP afin d'expliquer la distribution d'âges détritiques observée. Le modèle MP du test 1E est donc sélectionné pour la discussion dans le texte principal.

- Echantillon 7 (NZ03-4) : 31 apatites ont été analysées pour cet échantillon. La distribution des âges montre un pic à ~10 Ma, avec des âges majoritairement compris entre ~6 Ma et ~120 Ma, avec deux âges à ~238 Ma et ~272 Ma. Les modèles d'histoires thermiques pour les deux tests, montrent une préférence pour une histoire simple d'un réchauffement progressif des échantillons à travers la ZCP suivi d'un refroidissement brutal à ~10 Ma. De façon similaire aux échantillons précédent, un séjour prolongé dans la ZCP, combiné à un réchauffement partiel des échantillons les plus froids sont requis pour obtenir la distribution des âges observée. Bien que le modèle MP du test 1F ait le BIC le plus bas (BIC = 295.59), je considère le modèle MP et l'histoire thermique moyenne du test 2F pour la discussion dans le texte principal, car les histoires thermiques sont similaires et que le modèle moyen prédits mieux les données observées que celui du test 1F.

- Echantillon 8 (NZ04) : cet échantillon contient 166 apatites et se situe à l'aval des échantillons précédents. La distribution des âges montre un pic à ~10 Ma et décroît lentement jusqu'à ~300 Ma. Les histoires thermiques modélisées, sont très similaires entre elles, pour les deux tests. Elles montrent un réchauffement lent entre 200 et 100 Ma suivi d'un refroidissement des échantillons depuis 120-110 Ma. Les valeurs du BIC pour chacune des histoires thermiques sont relativement élevées et sont égales entre les modèles MV et MP dans chacun des tests (BICs = 1883.3 pour le test 1G, et BICs = 1936.0, pour les test 2G). Les taux d'acceptance pour la perturbation des paramètres dans la procédure d'échantillonnage MCMC sont extrêmement bas voire nuls (Tableau A5-1). Ainsi, l'échantillonnage de l'espace des paramètres n'a pratiquement pas eu lieu, ce qui explique les valeurs similaires du BIC dans chacun des tests. Peu de modèles d'histoire thermique différents résultent de l'inversion des données, et l'écart entre la distribution des âges prédite et observée reste significative pour l'ensemble des modèles des deux tests (test 1G et 2G).

Test 1

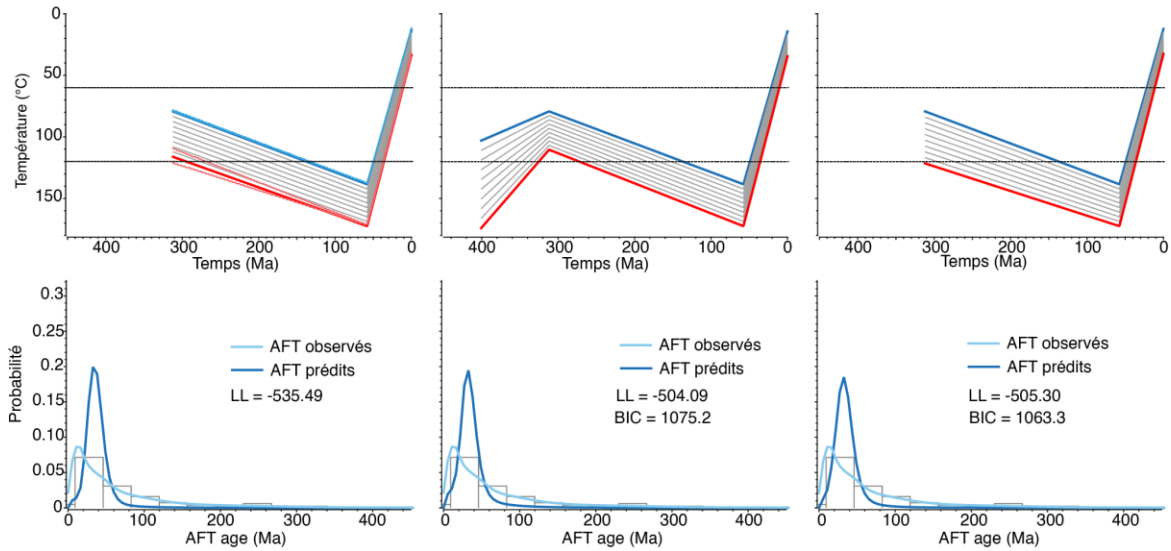
120 000 itérations, valeur moyenne de composition en chlore.

Estimation Moyenne
(EM)

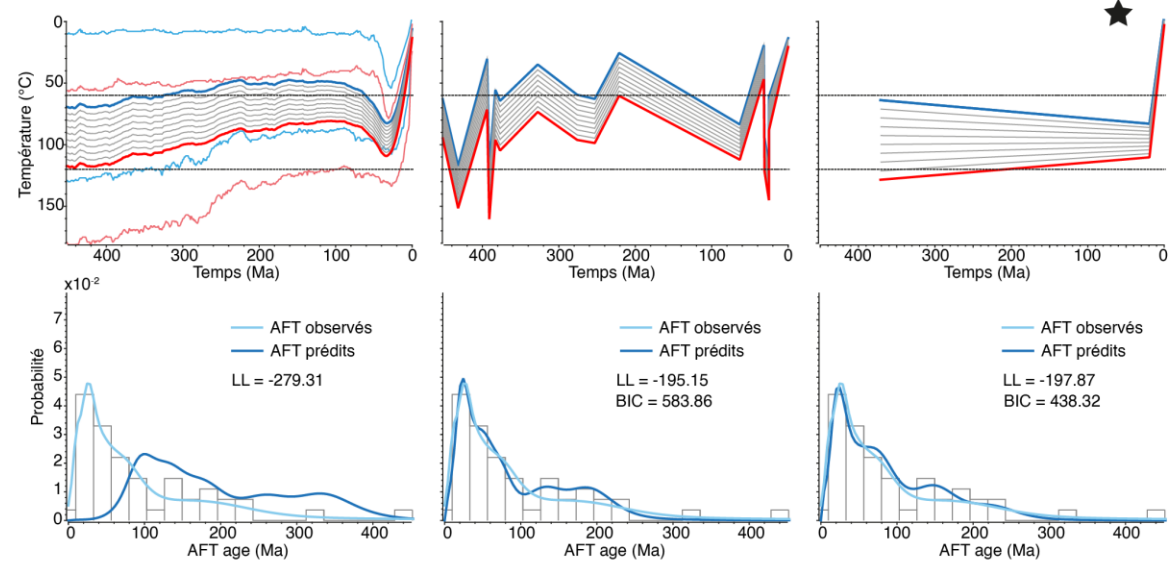
Maximum de vraisemblance
(MV)

Maximum a Posteriori
(MP)

A) 1 : NZ02s

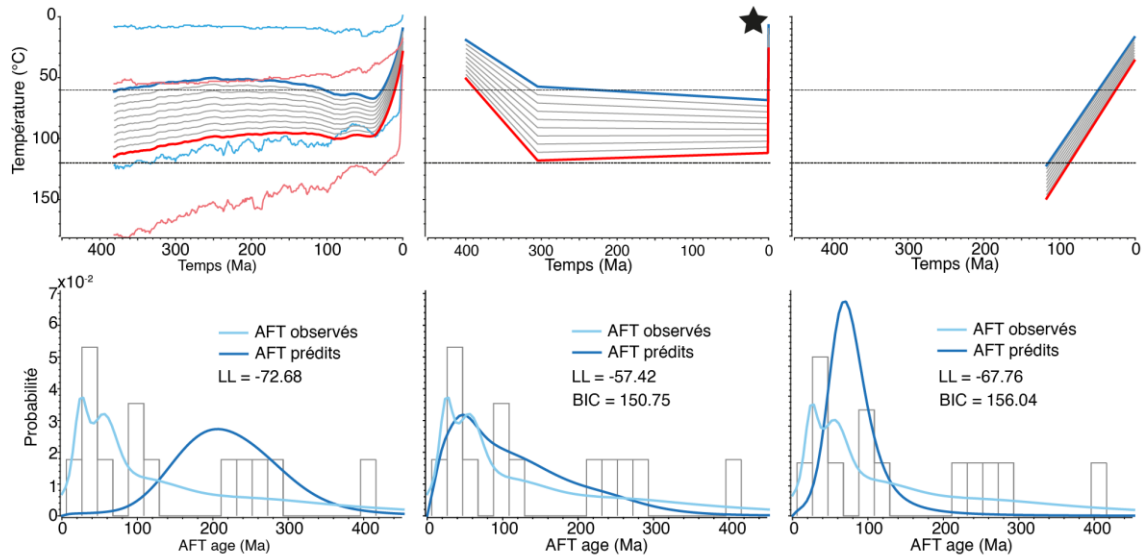


B) 2 : NZ02

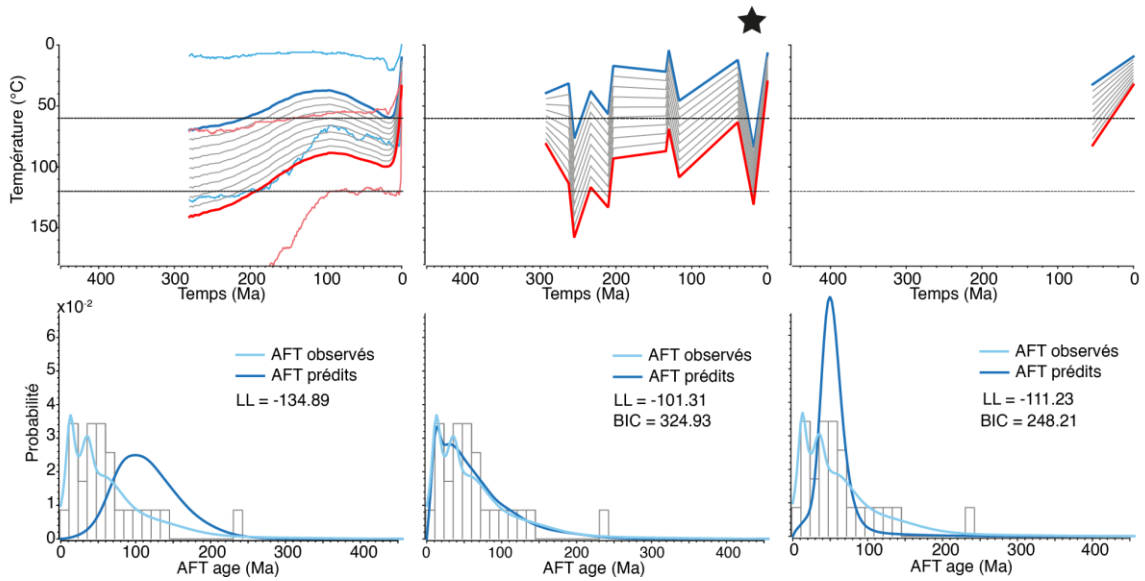


cont.

C) 4 : NZ02-3b

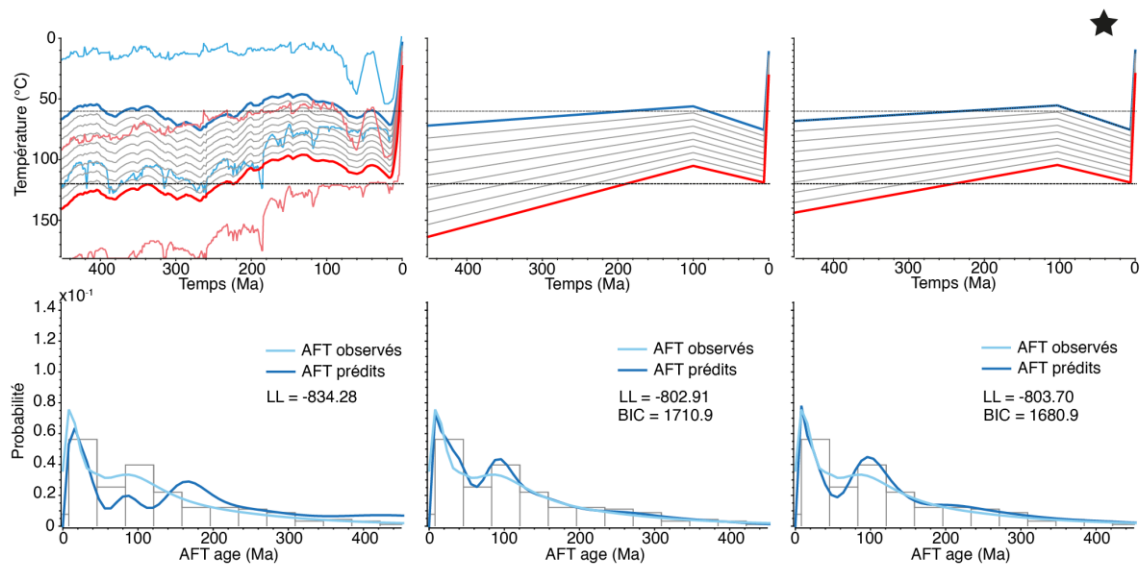


D) 5 : NZ02-3c

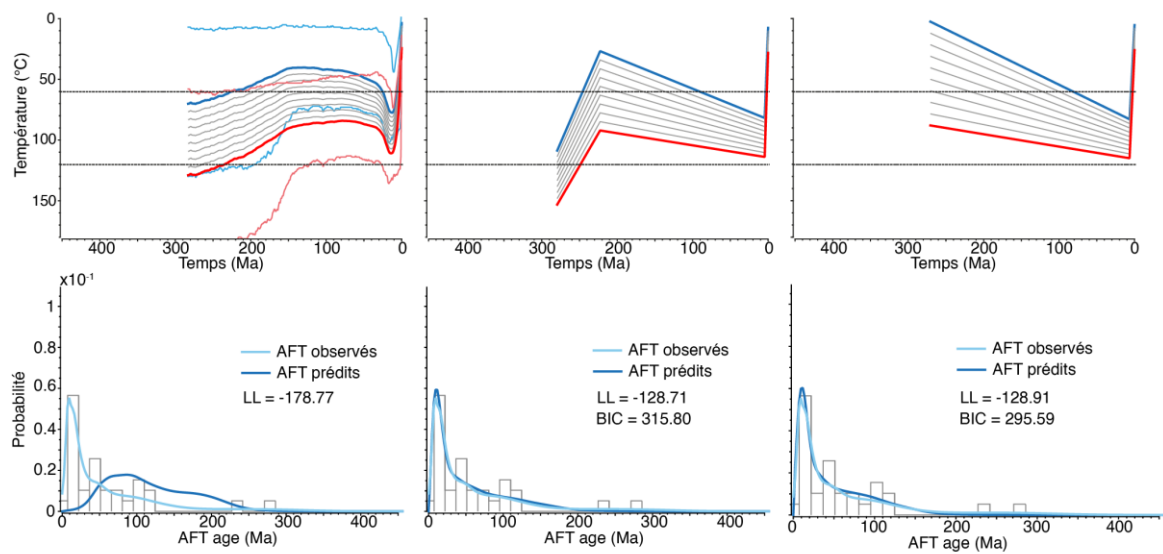


cont.

E) 6 : NZ03

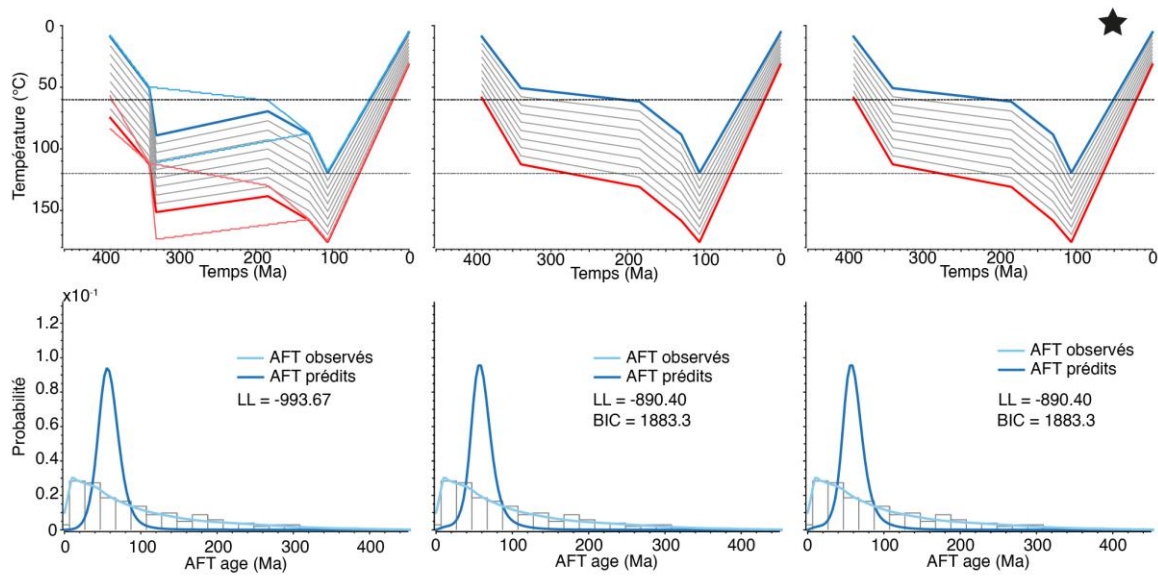


F) 7 : NZ03-4



cont.

G) 8 : NZ04



Test 2

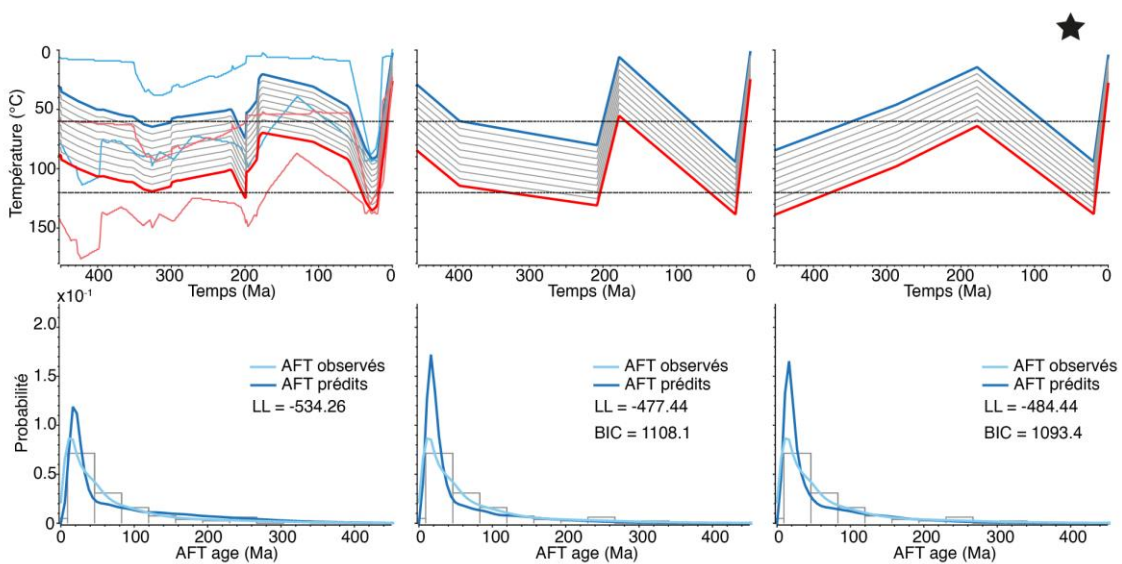
70 000 itération, composition en chlore variable

Estimation Moyenne (EM)

Maximum de vraisemblance (MV)

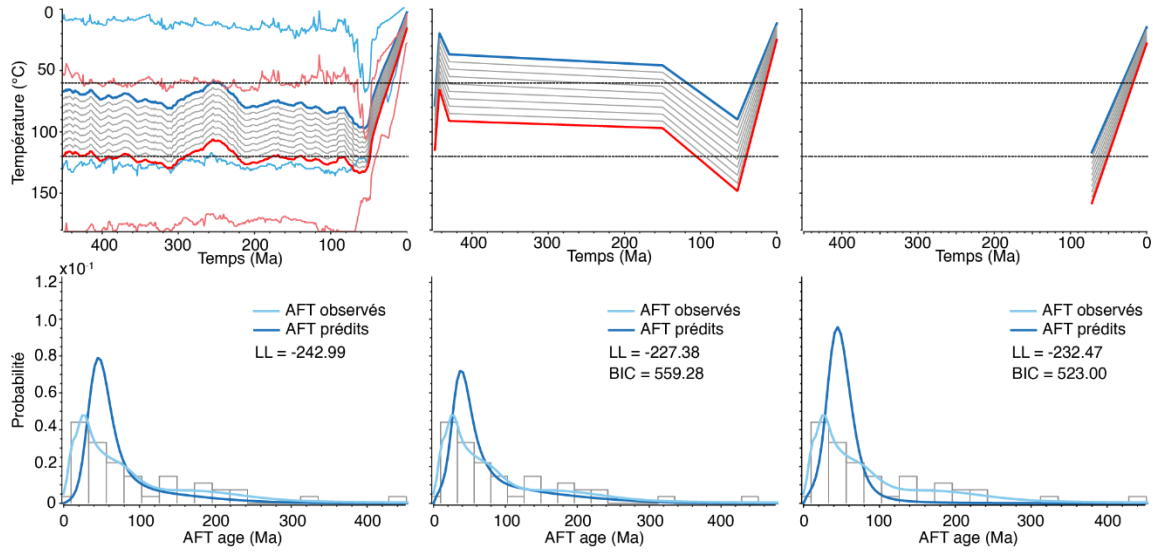
Maximum a Posteriori (MP)

A) 1 : NZ02s

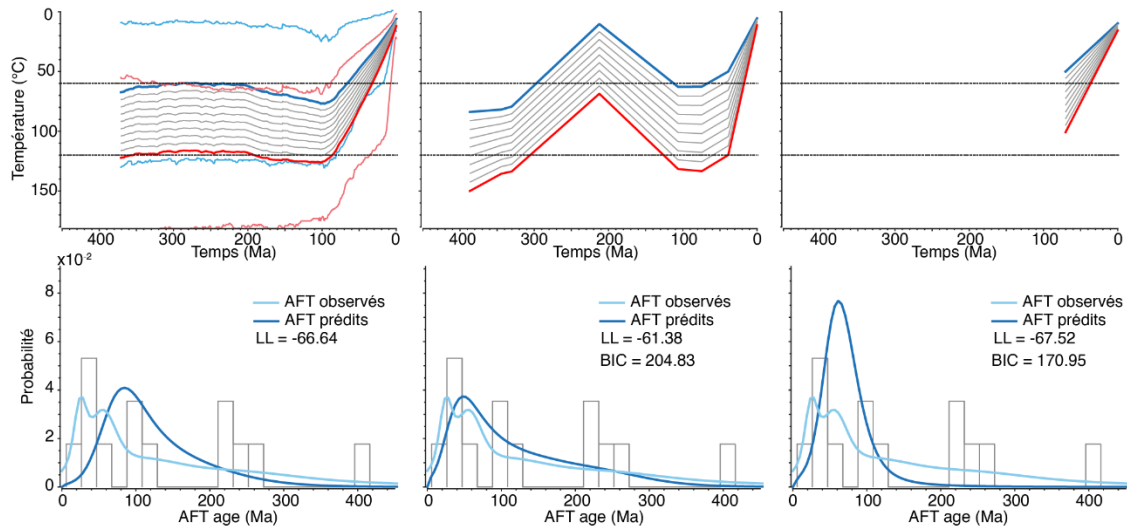


cont.

B) 2 : NZ02

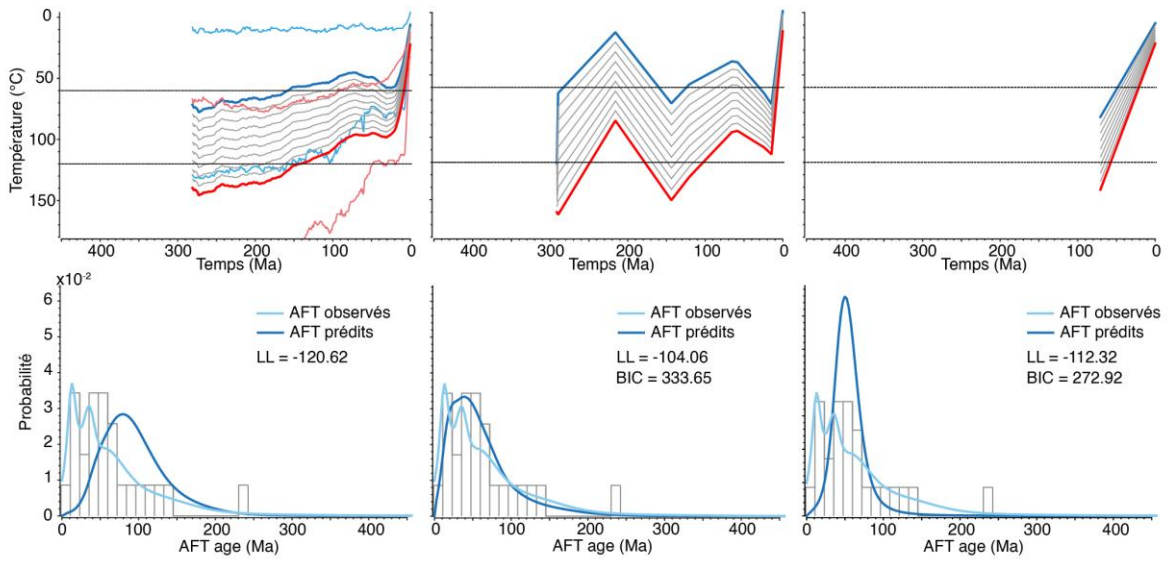


C) 4 : NZ02-3b

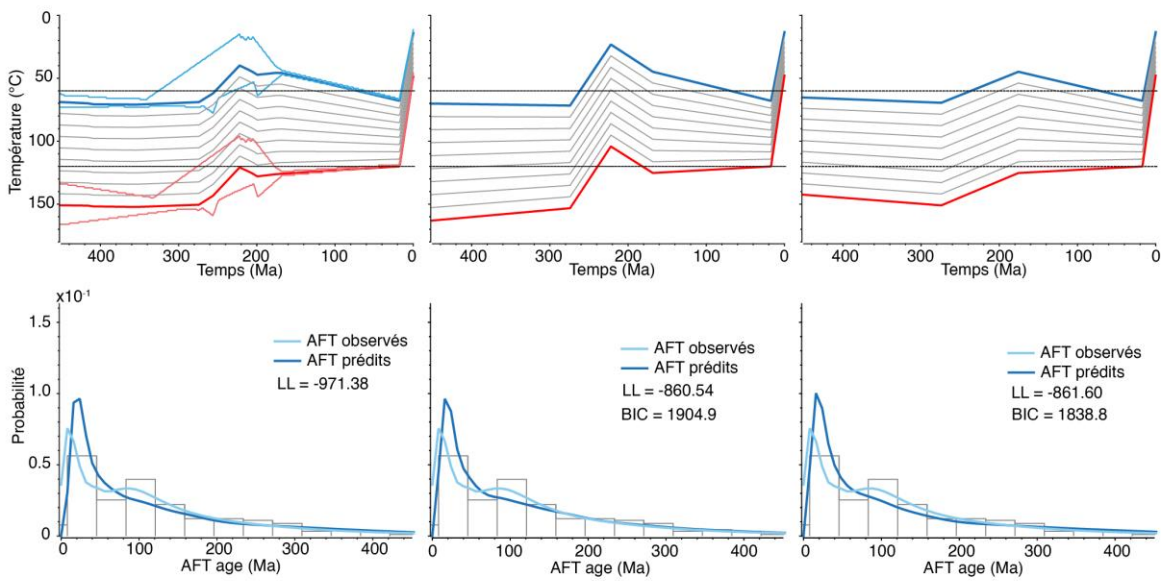


cont.

D) 5 : NZ02-3c



E) 6 : NZ03



cont.

Figure A5-3. Résultats de la modélisation des histoires thermiques détritiques dans la vallée de l'Awatere (Nouvelle-Zélande). Les histoires thermiques détritiques modélisées et les distributions d'âges AFT ont été prédites via le logiciel QTQt (Gallagher, 2012), pour chaque échantillon collecté dans la vallée de l'Awatere. Les échantillons sont montrés dans l'ordre, de l'amont vers l'aval. Dans les histoires thermiques, les courbes bleues montrent l'histoire thermique de l'âge le plus vieux (i.e. le plus froid) et les courbes rouges, celle de l'âge le plus jeune (i.e. le plus chaud). Les courbes grises représentant les histoires thermiques des échantillons intermédiaires, définies par interpolation linéaire et suivant le gradient géothermique (autorisé à varier avec le temps). Les courbes en bleu clair et rouge clair sont les intervalles de crédibilité à 95%. Pour les distributions d'âges détritiques, l'histogramme grisé est la distribution des âges observés et la courbe bleu clair la fonction de densité de probabilité associée. LL : Log likelihood (vraisemblance). Les histoires thermiques ont été modélisée via deux tests. Le premier considère une seule valeur de composition en chlore pour chaque échantillon correspondant à la valeur moyenne observée (test 1). Pour le second test, une gamme de composition en chlore correspondant à celle observée dans chaque échantillon est définie (test 2). Ainsi, la composition en chlore devient un paramètre d'exploration pour la modélisation des histoires thermiques. Enfin, dans chacun des échantillons, les histoires thermiques moyennes (EM), de maximum de vraisemblance (MV), et de maximum de probabilité a posteriori (MP) sont montrées et comparées. Les étoiles noires correspondent aux modèles montrés aux figures 5.5 et 5.6 du texte principal.

Tableau A5-1. Paramètres utilisés pour l'échantillonnage de Monte Carlo par Chaîne de Markov (MCMC) pour la modélisation d'histoires thermiques détritiques, et résultats de procédure, pour chacun des deux tests. Les itérations « burn-in » sont ignorées pour le calcul des statistiques des prédictions, qui considère uniquement les itérations « post-burn-in ». Les taux d'acceptance à la fin de chaque simulation d'échantillon sont montrés. Ils correspondent aux taux d'acceptance des perturbations des modèles d'histoire thermique proposée à chaque itération (voir chapitre 2, section 2.3). Des taux d'acceptance compris entre 10 et 70% pour les points de temps, température et écart de température sont généralement considérés comme une exploration acceptable de l'espace des paramètres. Les taux d'acceptance pour l'ajout et les suppressions de points temps-température sont doivent relativement être similaires.

	Paramètres MCMC		Taux d'acceptance (%)				
	burn-in	post-burn-in	Temps	Temperature	Ecart de T°	Ajout	Suppression
1: NZ02s test 1	20000	100000	5×10^{-3}	$1,5 \times 10^{-2}$	1×10^{-2}	5×10^{-3}	0
1: NZ02s test 2	20000	50000	1.0	0,9	0,011	0,897	0,963
2: NZ02 test 1	20000	100000	67,6	60,8	68	49	49,5
2: NZ02 test 2	20000	50000	20,7	20,1	21,9	18,8	18,7
4: NZ02-3b test 1	20000	100000	73,3	66,4	73,8	44,5	44,4
4: NZ02-3b test 2	20000	50000	75,9	73,6	75,9	50,5	57,2
5: NZ02-3c test 1	20000	100000	78,5	68,3	79	49,3	49,5
5: NZ02-3C test 2	20000	50000	64,7	59,6	65,4	46,7	47,2
6: NZ03 test 1	20000	100000	15,5	14,5	16,3	11,6	11,4
6: NZ03 test 2	20000	50000	0,27	0,35	0,32	0,12	0,2
7: NZ03-4 test 1	20000	100000	69,4	62,2	72,5	47,1	47,1
7: NZ03-4 test2	20000	50000	76,5	72,6	62,8	56,5	55,3
8: NZ04 test 1	20000	100000	0	0,01	0,005	0	0
8: NZ04 test 2	20000	50000	0,02	0	0,04	0,02	0,02

Annexe 5.4 : Résultats de modélisation pour l'inférence des composantes d'âges avec BayesMixQt et résultats d'inversion dans QTQt pour les modèles thermiques de l'échantillon n°6.

Tableau A5-2. Evaluation de la procédure d'échantillonnage MCMC quant à la perturbation des paramètres, dans BayesMixQt pour l'échantillon n°6. Des taux d'acceptance entre 30% et 60% pour la perturbation des paramètres montre une efficacité d'échantillonnage acceptable.

	Paramètres MCMC		Moyenne	Taux d'acceptance (%)	
	burn-in	post-burn-in		inverse variance	proportion
6: NZ03	50000	100000	48	49	32

Tableau A5-3. Evaluation de la procédure d'échantillonnage MCMC quant à la perturbation des paramètres, dans QTQt pour l'échantillon n°6, considérant la modélisation d'histoires thermiques à partir de données détritiques seules, avec des données in-situ, et avec variation de la fonction d'échantillonnage topographique.

	Paramètres MCMC		Taux d'acceptance (%)				
	burn-in	post-burn-in	Temps	Temperature	Ecart de T°	Ajout	Suppression
détritique	20000	100000	73.4	67.9	75.0	51.2	50.8
détritique + in-situ	20000	50000	74.2	68.7	75.8	53.0	52.7
détritique + in-situ + FET	20000	100000	63.9	60.8	64.8	50.6	50.4

Tableau A5-4. Ages AFT détritiques extraits de la composante à 35.3 ± 9.5 Ma identifiée par BayesMixQt (Figure 5.7), et utilisée pour l'inférence d'histoires thermique pour l'échantillon n°6. Les incertitudes relatives sur les âges sont grandes, avec une moyenne à 119%.

N° grain	Ns	Age AFT		Cl (wt%)	Age U-Pb	
		(Ma)	2 σ (Ma)		(Ma)	2 σ (Ma)
0	4.000000	4.512600	6.391600	0.999260	109.790001	6.585900
1	1.000000	4.800000	9.550000	0.870000	155.059998	12.749000
2	4.000000	4.923800	9.854400	2.055000	199.550003	32.408001
3	2.000000	5.400000	6.240000	0.710000	113.470001	5.590100
4	2.000000	5.469800	7.745100	0.539940	121.360001	6.959600
5	3.000000	5.572800	11.153000	0.507960	76.707001	4.882000
6	3.000000	6.600000	13.160000	-0.010000	150.889999	5.453000
7	1.000000	7.388200	8.562000	0.640300	98.753998	7.310600
8	1.000000	7.681500	8.887000	1.722900	87.697998	4.488700
9	5.000000	8.900000	12.570000	1.060000	108.500000	4.626700
10	1.000000	9.876200	13.986000	0.921600	149.250000	8.920700
11	3.000000	10.348000	20.708000	1.141500	115.080002	6.421900
12	1.000000	10.428000	14.768000	1.994500	109.650002	5.817800
13	2.000000	11.310000	16.025000	2.005400	103.849998	13.012000
14	1.000000	12.000000	9.800000	0.430000	100.709999	4.702900
15	2.000000	12.673000	17.952000	0.294120	100.690002	4.851000
16	5.000000	13.604000	12.240000	0.528570	151.990005	7.808500
17	1.000000	15.000000	17.364000	0.606790	56.631001	3.452500
18	3.000000	15.260000	30.542000	0.317720	77.578003	5.562800
19	1.000000	15.300000	21.610000	0.410000	101.980003	4.188400
20	6.000000	16.877000	16.926000	1.044000	135.229996	6.517600
21	2.000000	17.273000	34.570000	1.665200	116.680000	11.919000
22	1.000000	18.222000	14.930000	0.405520	277.709991	26.648001
23	1.000000	18.790000	21.743000	1.198900	113.610001	6.569300
24	2.000000	19.400000	27.660000	1.020000	135.690002	4.942000
25	1.000000	20.300000	20.330000	0.580000	112.080002	8.261200
26	2.000000	20.805000	24.070000	0.820590	122.470001	5.159300
27	2.000000	21.200000	21.250000	0.750000	134.970001	3.630200
28	3.000000	21.600000	24.990000	1.160000	163.929993	8.227400
29	4.000000	21.820000	25.257000	0.967660	111.820000	4.456900
30	2.000000	21.822000	43.711000	0.919820	446.380005	40.325001
31	2.000000	23.100000	26.740000	0.980000	127.839996	6.219100
32	6.000000	23.125000	26.754000	0.489290	119.790001	4.353800
33	3.000000	23.300000	20.910000	0.530000	98.457001	4.266600
34	1.000000	25.800000	25.900000	0.190000	183.789993	9.179500
35	1.000000	26.800000	24.010000	1.620000	80.768997	6.315200
36	2.000000	27.900000	32.260000	0.890000	109.000000	4.866300
37	3.000000	28.200000	21.390000	0.910000	107.430000	4.906200
38	2.000000	28.400000	40.230000	2.910000	79.549004	4.887500
39	4.000000	28.840000	40.844000	0.116560	108.550003	5.175600
40	1.000000	29.500000	22.420000	2.600000	117.830002	6.326100
41	3.000000	29.900000	22.730000	1.000000	109.699997	10.336000
42	11.000000	29.907000	9.085500	0.934650	96.699997	13.300000

43	5.000000	30.164000	60.416000	1.635400	118.570000	12.197000
44	4.000000	30.400000	23.120000	0.860000	77.596001	4.056000
45	1.000000	31.000000	31.090000	1.290000	94.180000	5.950300
46	2.000000	32.500000	24.720000	0.440000	147.119995	10.539000
47	2.000000	33.000000	38.200000	1.030000	108.980003	6.867800
48	3.000000	33.355000	47.251000	0.593670	103.150002	5.224500
49	3.000000	33.700000	25.670000	1.620000	107.699997	5.109600
50	4.000000	37.104000	18.634000	0.908750	119.699997	17.200001
51	1.000000	38.449000	44.475000	1.160300	107.349998	7.647700
52	2.000000	38.800000	31.800000	1.050000	97.455002	4.403500
53	1.000000	43.192000	86.457000	1.143000	61.429001	4.107900
54	54.000000	43.464000	6.116500	0.548670	102.099998	5.100000
55	4.000000	43.690000	61.861000	1.267600	94.572998	10.284000
56	8.000000	44.412000	15.791000	0.871920	113.800003	8.500000
57	2.000000	45.500000	52.690000	2.010000	160.369995	6.783700
58	30.000000	46.968000	8.902500	0.817480	104.000000	6.500000
59	13.000000	47.245000	13.214000	1.030000	113.699997	7.400000
60	1.000000	48.160000	68.207000	0.904600	160.800003	8.373900
61	4.000000	50.319000	71.249000	0.765910	114.940002	5.144500
62	1.000000	51.300000	51.470000	1.960000	111.230003	5.616000

Annexe 5.5 : Distribution spatiale des âges AFT in-situ des études précédentes

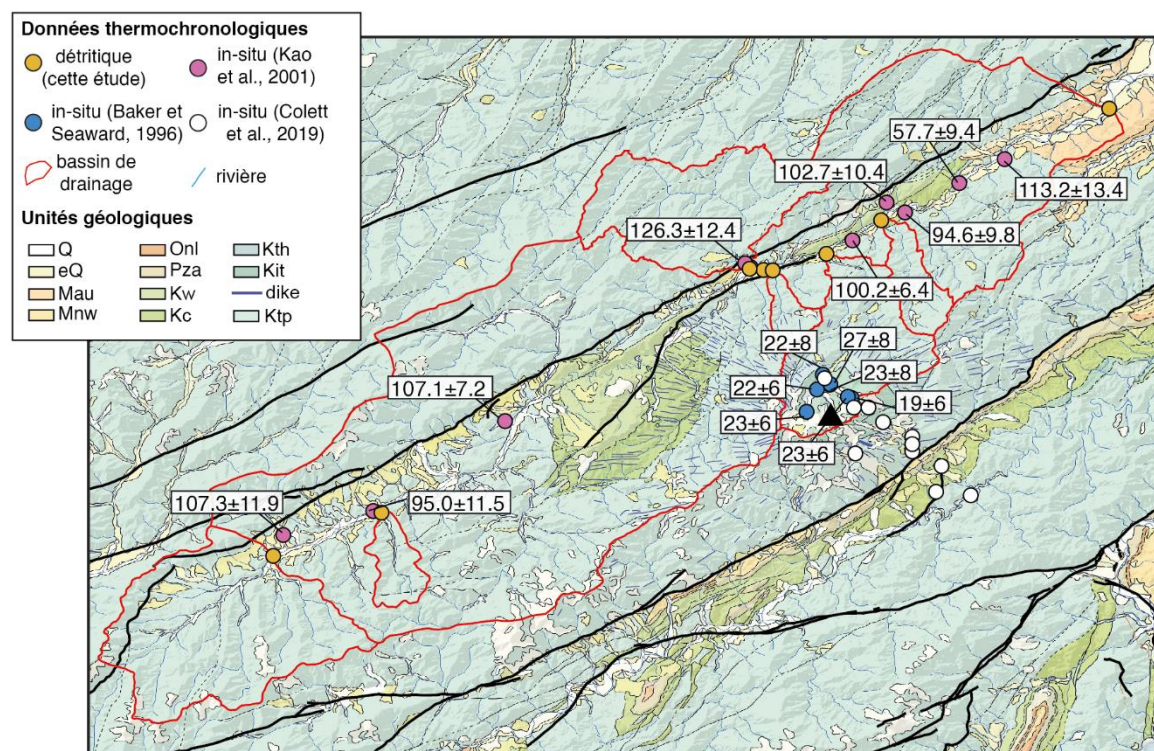


Figure A5-4. Distribution spatiale des âges AFT in-situ collectés par Baker et Seaward (1996) et Kao et al. (2001), dans la vallée de l'Awatere. La distribution spatiale des échantillons in-situ de Collett et al. (2019) sont montrés pour discussion.

Titre : Modélisation et enregistrement morphologique, détritique et thermochronologique de l'érosion glaciaire

Mots clés : érosion glaciaire, modélisation numérique, thermochronologie détritique, transport glaciaire

Résumé : Le Cénozoïque est marqué par un refroidissement du climat et des périodes glaciaires/interglaciaires qui se sont intensifiées au milieu du Pléistocène passant de cycles de retour de 40 ka à 100 ka. Des observations montrent une augmentation des taux d'érosion globaux à la même période. L'érosion impacte la dynamique des chaînes de montagnes en focalisant la déformation. Ainsi, un débat existe depuis 30 ans à savoir quel est l'impact du climat sur l'évolution des chaînes de montagnes, contrôlée au premier ordre par la tectonique. Bien que notre compréhension de l'érosion glaciaire et de son impact sur le relief ait significativement augmentée depuis, des ambiguïtés demeurent quant à son rôle dans l'augmentation récente des taux d'érosion. Dans ces travaux de thèse, j'adopte une approche de modélisation numérique pour contraindre d'une part, le rôle de la lithologie sur la distribution spa-

tiale de l'érosion glaciaire, et d'autre part, l'impact du transport glaciaire sur les enregistrements de thermochronologie détritique caractérisant la distribution spatiale de l'érosion. Les résultats montrent que la lithologie contrôle la distribution spatiale de l'érosion, en déterminant la résistance des substrats rocheux à l'érosion, impactant ainsi la morphologie des vallées glaciaires. Le transport glaciaire en limitant le mélange latéral des sédiments et en favorisant leur stockage en amont, impactent les distributions d'âges détritiques thermochronologiques collectées au front des glaciers, pouvant ainsi mener à des interprétations erronées de la distribution spatiale de l'érosion glaciaire. Ainsi, ces travaux apportent de nouvelles connaissances au débat actuel, ainsi que des perspectives quant à l'apport de la modélisation numérique dans l'évaluation des outils de diagnostic.

Title: Modelling and morphological, detrital and thermochronological records of glacial erosion

Keywords: glacial erosion, numerical modelling, detrital thermochronology, glacial transport

Abstract: The Cenozoic is marked by a climatic cooling and glacial/interglacial periods which intensified in the mid-Pleistocene passing from return cycles of 40 ka to 100 ka. Observations show an increase in overall erosion rates during the same period. Erosion impacts the dynamics of mountain ranges by focusing deformation. Thus, there is a debate for 30 years about the impact of climate on the evolution of mountain ranges, controlled at first order by tectonics. Although our understanding of glacial erosion and its impact on the relief has increased significantly since then, ambiguities remain as to its role in the recent increase in erosion rates. In this thesis work, I adopt a numerical modelling approach to constrain, firstly, the role of lithology on the spatial distribution of glacial

erosion and, secondly, the impact of glacial transport on detrital thermochronology records characterising the spatial distribution of erosion. The results show that lithology controls the spatial distribution of erosion by setting the resistance of bedrock to erosion, impacting the morphology of glacial valleys. Glacial transport, by limiting the lateral mixing of sediments and promoting their storage upstream, impacts the distribution of thermochronological detrital ages sampling at the glacier front, thus leading to erroneous interpretations of the spatial distribution of glacial erosion. Thus, this work brings new knowledge to the current debate, as well as perspectives on the contribution of numerical modelling in the evaluation of diagnostic tools.