



HAL
open science

Evolution thermo-cinématique et géodynamique du Brooks Range et du North Slope (Alaska-Canada)

Maelianna Bigot-Buschendorf

► **To cite this version:**

Maelianna Bigot-Buschendorf. Evolution thermo-cinématique et géodynamique du Brooks Range et du North Slope (Alaska-Canada). Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2015. Français. NNT : 2015PA066688 . tel-01408454

HAL Id: tel-01408454

<https://theses.hal.science/tel-01408454v1>

Submitted on 5 Dec 2016

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

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

Université Pierre et Marie Curie

Ecole doctorale : Geosciences, Ressources Naturelles et Environnement

Institut des Sciences de la Terre / Equipes DéSIR-LSD

Evolution thermo-cinématique et géodynamique du Brooks Range et du North Slope (Alaska-Canada)

Par Maélianna BIGOT-BUSCHENDORF

Thèse de doctorat de Sciences de la Terre

Dirigée par Frédéric MOUTHEREAU et Loïc LABROUSSE

Présentée et soutenue publiquement le 03/12/2015

Devant un jury composé de :

Cécile GAUTHERON	Maître de Conférence	Rapportrice
François ROURE	Directeur Expert	Rapporteur
Sylvie LEROY	Directrice de Recherche CNRS	Examinatrice
Frédéric HERMAN	Professeur	Examineur
Charlotte FILLON	Post-Doc	Invitée
Philippe WERNER	Géophysicien Sénior	Invité
Frédéric MOUTHEREAU	Professeur	Directeur
Loïc LABROUSSE	Professeur	Co-directeur

*Ah, for just one time I would take the Northwest Passage
To find the hand of Franklin reaching for the Beaufort Sea;
Tracing one warm line through a land so wide and savage
And make a Northwest Passage to the sea.*

*Westward from the Davis Strait 'tis there 'twas said to lie
The sea route to the Orient for which so many died;
Seeking gold and glory, leaving weathered, broken bones
And a long-forgotten lonely cairn of stones.*

*Three centuries thereafter, I take passage overland
In the footsteps of brave Kelso, where his "sea of flowers" began
Watching cities rise before me, then behind me sink again
This tardiest explorer, driving hard across the plain.*

*And through the night, behind the wheel, the mileage clicking west
I think upon Mackenzie, David Thompson and the rest
Who cracked the mountain ramparts and did show a path for me
To race the roaring Fraser to the sea.*

*How then am I so different from the first men through this way?
Like them, I left a settled life, I threw it all away.
To seek a Northwest Passage at the call of many men
To find there but the road back home again.*

**"Northwest Passage"
Stan ROGERS
1981**

Evolution thermo-cinématique et géodynamique de la chaîne de Brooks et du North Slope (Alaska-Canada)

Maélianna BIGOT-BUSCHENDORF

La zone de déformation compressive des Brooks Range et des British-Barn située entre l'Alaska (Etats-Unis) et la région du Nord Yukon (Canada), en position arrière-arc, se développe dans un contexte cinématique et géodynamique depuis longtemps débattu. L'histoire tectonique du bloc continental Arctique d'Alaska, situé dans l'avant-pays de Brooks Range, est diversement interprétée dans les reconstructions de l'ouverture du bassin canadien.

La chaîne de Brooks se développe à partir du Crétacé inférieur et sa mise en place se poursuit au Cénozoïque. Mieux contraindre son histoire d'exhumation, en relation avec le raccourcissement est essentiel dans cette région arctique où la cinématique des plaques, associée à l'ouverture du bassin canadien au Nord, fait l'objet de nombreux modèles géodynamiques controversés. La relation avec la subduction active Pacifique au Sud et les grands décrochements en arrière de la subduction fait de cette chaîne, en position arrière arc, une zone-clef pour affiner les reconstructions géodynamiques régionales et notre compréhension des processus orogéniques. Si le lien n'est pas établi entre la déformation mise en jeu dans cette subduction au Mésozoïque et la déformation dans la chaîne de Books, ce lien est en revanche assez bien documenté à l'heure actuelle. Il est donc légitime d'appréhender les événements sud-alaskans dans l'étude de cette chaîne de Brooks. La croissance de la chaîne au Cénozoïque est également mal comprise. Or, il s'agit d'un exemple quasi-unique de chaîne en milieu arctique active durant le Cénozoïque et qui a donc potentiellement enregistré des bouleversements climatiques majeurs, en l'occurrence depuis l'optimum climatique à la transition Paléocène-Eocène, le refroidissement Oligocène jusqu'à la mise en place de glaciers et de la calotte nord-américaine au Quaternaire. Cet orogène est donc clef pour étudier voire quantifier l'impact du climat sur la construction topographique nord-alaskane.

Ce travail a combiné une étude thermochronométrique basse-température multidatation (FT, (U-Th)/He) dans les massifs granitiques et dans les sédiments, qui ont fait l'objet de modélisation thermo-cinématiques via Pecube, dans le but de contraindre la construction orogénique depuis 100 Ma jusqu'à l'actuel. En parallèle, une approche structurale de terrain (Nord Yukon et Brooks Range) et l'analyse de données de subsurface ont été menées. Les données thermochronologiques, couplées à des analyses thermométriques RSCM et de la modélisation thermique soulignent la mise en place de reliefs au Crétacé supérieur avec une exhumation modérée (0.2 km/Ma) qui se poursuit jusqu'à la fin de l'Eocène, où les taux d'exhumation dans les chaînes de Brooks et British-Barn sont clairement orogéniques (1.25-1.29km/Ma), et associés à la migration de la déformation vers les bassins adjacents. Ce travail souligne une migration de la déformation du SO vers le NE. Dans les deux segments de la chaîne un événement d'exhumation distinct est identifié à l'Oligocène : celui-ci est clairement associé dans la partie interne de la chaîne de Brooks à la mise en place hors-séquence d'un duplex crustal ; et associé à la migration de la déformation compressive en mer au large de la chaîne de British-Barn. Si le calendrier tectonique est semblable dans ces deux zones d'étude, il existe une différence majeure dans le style de déformation entre ces deux régions. Le front de déformation semble beaucoup plus éloigné de la chaîne et les failles beaucoup plus espacées dans la partie canadienne, éloignement et espacement probablement liés à l'épaisseur de sédiments syn-sédimentaires présents dans le bassin. De plus, la déformation hors-séquence Oligocène se marque par la présence de duplex dans la partie alaskane, alors que celle-ci se manifeste par une contraction de la partie interne de la chaîne dans la partie canadienne. Ces deux segments n'accommodent donc pas le raccourcissement de la même manière et il est proposé que la déformation soit contrôlée par l'existence d'une marge segmentée, dont la structure profonde varie latéralement en raison d'un héritage structural important. C'est à cette même époque (dès 35 Ma) que survient une réorganisation cinématique majeure, avec la subduction du bloc Yakutat sous l'Alaska. Dans la partie externe du bassin (en mer de Beaufort), la déformation tend à se concentrer au niveau de la marge hyper-amincie suivant une configuration semblable à une subduction continentale avortée. Les systèmes progadants identifiés à l'Oligocène et au Miocène indiquent une réduction de l'espace disponible, et peuvent être liés à la surrection de la marge à cette période, ce qui est confirmé par les analyses thermochronologiques.

Thermo-kinematic and geodynamical evolution of the Brooks Range and North Slope (Alaska-Canada)

Maélianna BIGOT-BUSCHENDORF

The kinematics and geodynamics associated with the compressional deformation in the Brooks Range and British-Barn Mountains, respectively in Alaska (USA) and North Yukon (Canada), in a back-arc setting has long been debated. In particular, the tectonic history of the Arctic Alaska continental block located in the foreland of the Brooks Range has been diversely interpreted in the plate reconstructions proposed for the Canadian basin.

The Brooks Range mountain chain develops from the Lower Cretaceous to the Cenozoic. Constraining its exhumational history and its link with shortening evolution is essential in this arctic area where plate tectonics, associated to the Canadian basin opening in the North, has led to controversial geodynamic models. Tectonic coupling with the active Pacific subduction in the south as well as major seismogenic strike-slip faulting make this orogen a key area where to refine the regional plate reconstructions and understanding of orogenic processes. The Cenozoic evolution of the Brooks Mountains is poorly understood although it is a nearly unique example of arctic orogen, which have potentially recorded major climate changes like Paleocene-Eocene Thermal Maximum, the Oligocene cooling and Quaternary glaciations. This orogen is a key to study and quantify the climate impact on the north-alaskan topographic growth.

This study combined low-temperature thermochronometry (FT, U-Th/He) on granitic and sedimentary rocks, which were thermo-kinematically modeled using Pecube in order to define the orogenic evolution of this arctic region since 100 Ma. In parallel, a field-based structural study (North Yukon and Brooks Range) was combined with the analysis of subsurface data. Thermochronological data, coupled to thermometric RSCM analyses and thermal modeling first define a slow exhumation period (0.2 km/Ma) from Upper Cretaceous up to the Eocene. With the Eocene, exhumation rates drastically increased to reach 1.25-1.29km/Ma as the deformation also migrates from SW toward NE. In both alaskan and canadian parts of mountains ranges a clear Oligocene exhumational event is identified. This event is linked to out-of-sequence crustal duplexing in the internal part of the range in the Brooks Range, contemporaneous with the propagation of deformation offshore, along British and Barn Mountains. Although the temporal tectonic evolution is rather similar in these two areas, main structural differences are observed between them. The width of the belt is significantly larger in the canadian part and thrust fault spacing appears also larger. This could be partly explained by the large thickness of the syn-rift sediments in the basin. Furthermore, while the out-of-sequence Oligocene deformation is marked by the onset of crustal duplexing in the alaskan part of the range this is stage in the canadian range is reflected by internal contraction. We propose that such along-strike change in the compressional structures reflects rift-related inheritance from the segmented arctic margin. In the same time occurred a major plate reorganization with Yakutat block subduction below Alaska which could potentially impact the tectonic evolution in the Brooks Range. We further infer that compressive deformation observed in the Beaufort Sea may result from localization of deformation in the hyper-extended margin. The regressive depositional systems identified in the Oligocene to Miocene time indicate a decrease of accommodation space, which could be linked to margin uplift, as indicated by thermochronological analyses.

Remerciements

Comme à la fin de toute thèse vient l'heure des remerciements. Et comme dans toute thèse, la liste est longue...

Tous d'abord je tiens à remercier mes directeurs de thèse, de ne pas m'avoir laissée tomber, même aux pire moment où j'ai tout voulu plaquer (et ça s'est produit plus d'une fois).

Merci Loïc de m'avoir remonté le moral dans les grands moment de doutes, toutes les fois où j'ai vraiment cru laisser tomber. Merci aussi de nous avoir trimballé (moi et mes collègues de la Labrousse team) dans tous plein de congrès et de m'avoir fait découvrir plein d'endroits et de gens passionnants.

Merci Fred pour avoir été là dans tous les instants et surtout à la fin, pour les discussions passionnées sur l'Arctique et le bazar que ça peut être, de m'avoir toujours expliqué les choses patiemment, même les plus simples. Merci d'avoir d'avoir été là dans le rush final, d'avoir passé du temps à corriger mes chapitres, parfois à des heures indues...

Merci Charlotte de m'avoir éclairé sur la thermochronologie basse-température et surtout sur l'Hélium, vaste sujet encore passablement méconnu. Et merci pour QTQt, sans toi, je crois que mes modèles seraient encore en train de tourner...

Merci au laboratoire de Tübingen et notamment Todd Ehlers et Konstanze Stübner de m'avoir mis à disposition la ligne Hélium et d'avoir traité mes échantillons à l'ICP-MS (merci merci Konstanze, sans toi on y serait encore je crois...).

Merci au laboratoire de Grenoble et plus particulièrement à Matthias Bernet (qui lui-même n'en revenait pas de voir des données aussi nazes), à Mélanie Balvay de m'avoir aidé à traité mes apatites et mes zircons pour les traces de fission. Merci aussi aux doctorants de l'Isterre pour les longues discussion et remontées mutuelles de moral : Margaux, Mélanie, Audrey et Gwladys.

Merci aux gens de Total de m'avoir accueillie et aidée dans cette grande structure. Merci notamment à Philippe Werner pour m'avoir pilotée sur Sismage et aidée dans l'interprétation sismique (et pour avoir envoyé la documentaliste au fin fond des archives avec la corde et la lampe torche pour chercher des données, merci aussi)..

Merci au laboratoire, et à ses permanents... Nicolas L. pour m'avoir aidée en géomorphologie sur ArcGis (je suis sûre que ça va bien finir par fonctionner). Alain je ne te remercierai jamais assez pour m'avoir éclairée sur ArcGis et GMT (bien que je sois sûre d'avoir oublié près de la moitié de ce que tu m'as expliqué). Merci aux gens de l'IMPIC, et notamment à Alberto pour son aide au Raman.

Merci à tous les doctorants, ceux qui sont en train de finir et qui connaissent la galère du rendu de manuscrit, ceux qui vont bientôt finir (moins d'1 an, tic-tac tic-tac...) et ceux auxquels on réussit à faire peur et qui doivent encore tenir (héhé, chacun son tour).

Merci à Nicolas et Mathieu pour m'avoir aidé à transporter mes tonnes de cailloux à la cave (et non je n'ai pas oublié ! j'avais dit que le ferai, c'est chose faite !).

Merci aux doctorants qui ont été là du début à la fin, merci Marianne (l'autre thermochro-girl de la team!), Chloé (déstresse un peu t'as encore un an ma poulette), Pauline (pour les débats enflammés sur l'éducation, la pédagogie, les comédies musicales... je maintiens d'ailleurs au passage que c'est "Chantons sous la pluie" la meilleure...), Julien (notamment pour les discussions autour de sites débiles à partager des nouilles instantanées ou de parler gros et petit bricolage, et merci aussi pour le déménagement), Erwann, Jordane, Alex, Emanuel, et aux petits "nouveaux" Guillaume, Ella... Merci Lorella pour les corrections de chapitres. Et merci également aux anciens, je cite Mathieu R., Thomas F., Nico B., Félicie et Arnaud (mon soutien, mon mentor, mon modèle !). Merci Marie pour toutes les pauses clopes, café, thé ou autres (vraiment besoin d'un prétexte pour faire une pause ?) à blablater sur tout et rien (souvent rien d'ailleurs) ; merci Anne-Céline, pour les heures à discuter et passées à me remonter le moral (oui ça a été assez récurrent pendant 3 ans), si tu ne trouve pas de boulot deviens psy je crois que tu y as un grand avenir ! (Et merci aussi pour les pauses bricolage et les cartons à finir d'emballer le dimanche matin). Merci Mathieu d'avoir été tout le temps présent, et d'un grand soutien : bizarrement, entendre quelqu'un d'autre que soi se plaindre à longueur de journée, pour tout et rien, bah on se dit que finalement notre situation pourrait être pire (ou pas, ça dépend), mais que si on râle bah au moins on a des vraies raisons de le faire ;-). Merci d'avoir partagé les très très nombreuses pauses de la fin (plus on avance, plus il faut en faire). Un grand merci à toi Nicolas pour les week-ends à passer à bosser ensemble ou juste à se tenir compagnie, pour ne pas m'avoir abandonnée sur le terrain quand les autres gugusses étaient à 3 bornes devant, de m'avoir ramassée quand je me suis écroulée sous mes 30 kilos de cailloux (faites de la thermochro qu'ils disaient...), merci aussi d'avoir porté mon sac pour traverser la rivière quand je pouvais plus (après ce que tu en as bavé fallait te dire merci pour ça quelque part), bref, merci d'avoir partagé cette expérience unique avec moi ; Merci à mes co-bureaux pour leur soutien indéfectible, merci Ramadan (j'ai essayé de finir aussi zen que toi mais j'ai pas réussi), Marine (de m'avoir écoutée chanter toute la journée pour me donner du courage, et me plaindre à longueur de temps), à la IFP-team Vassilis (ευχαριστώ), Richard et Camille P., et enfin Johan (Palassou powa).

Merci à ma famille, mes parents et mes grands-mères, qui m'ont toujours soutenue. La thèse est une expérience très fatigante, tous ceux qui l'ont vécue s'en sont rendu compte, mais c'est une expérience aussi difficile pour l'entourage. Merci d'avoir compris.

Merci à mes amis et mon entourage proche, de ne pas m'en vouloir si je n'ai pas donné beaucoup de nouvelles ces derniers temps, ou de les avoir soulés avec mes phrases en

boucle sur mon boulot quand j'arrivais pas à décrocher, ou juste d'avoir été à la masse pendant quasi 3 ans...

Merci à Raphaël... Je ne suis pas sûre que j'arriverai à te remercier un jour de tout ce que tu auras fait pour moi, surtout à la fin, et je vais sûrement oublier plein de choses. Merci pour t'être occupé de tous les à côtés, d'avoir tout géré quand je pouvais pas, merci pour les petits plats (parce que bizarrement, les nouilles à force, bah ça lasse...), bref la liste serait trop longue, donc juste merci du plus profond de mon cœur.

En aparté, un grand merci à Nadine M....o et Hélène Ch.....ski qui sans le vouloir ont grandement contribué à des discussions enflammées sur le monde de la recherche (désolée, je peux pas rester, j'ai un cours de ski) et juste sur la débilité de l'espèce humaine en général et de certains individus en particulier.

Table des matières	13
Introduction	17

Chapitre I :

Couplages processus de surface et tectonique

1. Interactions entre processus profonds et processus de surface dans les chaînes de montagnes	20
2. Impact de l'érosion sur la topographie	28
2.1 Impact de l'érosion fluviale, en domaine tropical à sub-tropical	28
2.2 Impact de l'érosion glaciaire	30
3. Une chaîne à haute latitude en climat glaciaire : le Brooks Range	34
3.1. Quels processus à l'origine de la chaîne de Brooks ?	34
3.2. Problématiques abordées au cours de cette thèse	35

Chapitre II :

Du bassin arctique à la cordillère américaine - Etat des données géophysiques et géologiques

1. Localisation et caractérisation du bassin canadien en domaine Arctique	38
1.1 Morphologie du bassin	38
1.2 Données géophysiques	42
1.3 Modèles d'ouverture du bassin canadien et signification géodynamique de la mer de Beaufort	43
2. Terminaison septentrionale de la Cordillère Américaine	50
2.1 Evolution actuelle de la Cordillère	51
2.2 Construction de la Cordillère Américaine	53
3. Liens géodynamiques entre la mer de Beaufort et les chaînes de Brooks Range et des British Mountains	59
3.1 Calendrier tectonique à terre	60
3.2 Données géologiques	61
3.3 Phases d'exhumation dans les orogènes	69
3.4 Structures des marges adjacentes au bassin canadien	70
4. Evolution climatique au cours du Cénozoïque	74

Chapitre III :

Outils méthodologiques

1. Datations basse-température	82
	13

1.1 Généralités	82
1.2 Datation (U-Th-Sm)/He	87
1.3. Datation par traces de fission	94
2. Modélisation des données de la thermochronologie basse-température	102
2.1 Principe	103
2.2 Approche directe	105
2.3 Approche Inverse	105
2.4 Setup du modèle	107
3. Thermométrie Raman	108
3.1 Principe	108
3.2 Acquisition des données	109
3.3 Lecture des résultats	110
4. Interprétation sismique	110

Chapitre IV :

Réorganisation tectonique au Nord de l'Alaska au Cénozoïque, apports de la modélisation thermo-cinématique

Résumé	112
Abstract	113
1. Introduction	114
2. Geodynamic and geologic Setting	116
2.1 Geodynamic setting of the Brooks Range	116
2.2 Geology and tectono-thermal evolution of the Brooks Range	118
3. Methodology	124
3.1 Low-temperature thermochronological analyses	124
3.2 RSCM Thermometry	126
3.3 Numerical modeling	127
4. Thermochronology and thermometry results	128
4.1 Thermochronological data	128
4.2 Raman spectrometry results	133
5. Pecube modeling	134
5.1 Model set-up and parameter space	134
5.2 Pecube modeling results	136
6. Discussion	137
6.1. Thermochronology method limitations	137

6.2 Interpretation of thermochemical results	138
6.3 Amount of erosion/exhumation-data and model estimates	140
6.4 Cenozoic tectonics and geodynamics	141
6.5 Relative effects of dynamic topography, continent architecture and climate overprint on exhumational patterns	144
7. Conclusion	146
Tables captions	147
Figure captions	148
References	151
Data Repository	183

Chapitre V :

Etude thermique des British-Barn Mountains et du bassin du Yukon

1. Introduction	190
2. Contexte géologique et géodynamique	190
2.1. Evolution géodynamique et structures tectoniques	190
2.2. Données thermochronologiques basse-température existantes	195
3. Thermochronologie BT et thermométrie RSCM	197
3.1. Thermochronologie Basse-Température	197
3.2. Thermométrie RSCM	200
4. Résultats	203
4.1. Analyses thermochronologiques basse-température	203
4.2. Bilan des données thermochronologie basse-températures	237
4.3. Modèles thermiques	244
4.4. Thermométrie RSCM	251
5. Discussion : implications tectonique et géodynamique	252
5.1 Distribution spatiale des températures	252
5.2 Température maximale et enfouissement : quels événements tectoniques ?	253
5.3 Relation avec les Brooks Range : calendrier et taux d'exhumation	254

Chapitre VI :

Etude du bassin de Beaufort-MacKenzie

1. Introduction	258
2. Contexte géologique et géodynamique du bassin Canadien : nouvelles données et questions	258

3. Analyse des profils de sismiques réflexion	261
3.1 Puits de calage	262
3.2 Profils sismiques	266
4. Coupes crustales à l'Est de Brooks Range	272
5. Synthèse structurale régionale	277
5.1 Style structural et calendrier de migration de la chaîne et du bassin	277
5.2 Relation avec la géométrie du bassin canadien	278

Chapitre VII :

Discussion des résultats-Conclusion

1. De la chaîne au bassin : Eléments de chronologie, séquence de déformation et contrôle sur la construction orogénique	282
2. A l'échelle de l'Arctique	285
3. Interactions processus de surface-processus profonds	288

Références bibliographiques	291
------------------------------------	-----

Annexe 1	309
-----------------	-----

Annexe 2	319
-----------------	-----

Annexe 3	321
-----------------	-----

Annexe 4	323
-----------------	-----

Liste des figures	327
--------------------------	-----

Liste des tableaux	333
---------------------------	-----

Liste des annexes	335
--------------------------	-----

Introduction

La chaîne de Brooks en Alaska et son pendant canadien, la chaîne de British-Barn, sont situées en bordure du bassin canadien, le plus grand bassin de l'Arctique. La péninsule alaskane se localise entre deux domaines majeurs qui sont: 1) l'Arctique, qui est une région mal connue et qui est d'un intérêt stratégique important avec l'accessibilité à un grand champ d'hydrocarbures, et, 2) la cordillère Nord Américaine qui borde la plus grande zone de subduction du globe : la ceinture Pacifique. On cherche à étudier les processus en jeu entre ces deux domaines à une échelle globale. La chaîne de Brooks se met en place et se déforme épisodiquement du Jurassique terminal jusqu'à la fin du Cénozoïque. A la même période, le bassin canadien s'ouvre (Crétacé inférieur) et le climat arctique va progressivement s'établir au cours du Cénozoïque. Etudier les marges en bordure de ce bassin peut nous permettre d'obtenir des informations sur l'évolution de ce bassin au Cénozoïque et sur cette ouverture dont les modalités sont encore mal connues et font l'objet de nombreux modèles géodynamiques. L'orogénèse Brookienne peut donc nous informer sur le rôle de la subduction Pacifique, sur le climat dans la dynamique de l'Arctique et en particulier sur l'évolution du bassin canadien.

Cette étude suivra la démarche suivante :

* La synthèse bibliographique du **Chapitre I** présente l'état des données sur les différents couplages liant processus profonds et processus de surface. Plusieurs mécanismes comme l'érosion, quand elle le fruit de facteurs climatiques, interagit avec la tectonique conduisant à la création d'une topographie. Cette synthèse s'attache à investiguer les paramètres influant sur ce relief et la manière dont cette influence prend forme.

* La synthèse bibliographique du **Chapitre II** présente un état des connaissances sur l'évolution géodynamique et la géologie des domaines Arctique, et plus particulièrement du bassin canadien, et en domaine Pacifique. Cette synthèse se centre ensuite sur la construction et l'activité récente de la Cordillère Américaine. Enfin ce chapitre se focalise sur les chaînes étudiées dans cette thèse, c'est-à-dire la chaîne de Brooks et son pendant canadien (chaînes de British-Barn) et leurs bassins adjacents à terre (bassins de Colville et du Yukon) et en mer (bassin de Beaufort-MacKenzie).

* Le **Chapitre III** présente les méthodologies principales utilisées lors de cette étude, que sont la thermochronologie basse-température sur apatites et zircons (traces de fission et analyses (U-

Th)/He) et la thermométrie RSCM. Les données de thermochronologie ont fait l'objet de modélisation thermo-cinématique 3D *via* Pecube.

* Ce travail, exposé dans le **Chapitre IV**, porte sur une première région celle de Brooks Range (partie Alaska). Des données de thermochronologie basse-température sont acquises le long d'un grand profil N-S et font l'objet de modélisation afin de détailler la séquence de déformation de cette chaîne de montagne. Les résultats majeurs de cette partie de l'étude sont exposés dans un article scientifique soumis dans la revue *JGR Solid Earth*.

* Ce travail s'intéresse ensuite à une deuxième région, les British-Barn Mountains qui forment la partie canadienne de la chaîne de Brooks Range, travail qui est au cœur du **Chapitre V**. Ce travail investigate les modalités de l'exhumation occurrente dans cette chaîne de montagne afin de préciser la séquence ainsi que les taux d'exhumation associés à sa construction.

* Après avoir étudié les orogènes alaskan et canadien et leurs bassins à terre respectifs, des informations sont à apporter en mer dans le bassin de Beaufort-MacKenzie ce qui fait l'objet du **Chapitre VI**. Dans cette partie sont reconstruites de grandes coupes faisant le lien terre-mer, reliant la chaîne au bassin. Ce travail s'attache à caractériser le style structural de la déformation affectant toute cette région et d'identifier une potentielle évolution de celui-ci d'Ouest en Est, c'est-à-dire de la partie alaskane à la partie canadienne.

* Enfin le **Chapitre VII** compare les données acquises dans les deux parties de l'orogène pour en déduire une séquence d'exhumation et les taux qui lui sont associés. Ces résultats sont ensuite mis en relation avec les informations apportées par la structurale en terme de séquence de déformation. Cet ensemble nous permet de construire un calendrier tectonique assez exhaustif, mis en perspective par le contexte géologique et géodynamique global. Les données nouvellement acquises fournissent des contraintes supplémentaires sur l'évolution de l'Alaska en lien avec l'ouverture du bassin canadien, permettant de contraindre un modèle exposé dans ce chapitre et étayé par les études bibliographiques précédentes. Ces données permettent également de préciser les relations tectonique/érosion/climat qui modèlent cette région du globe.

Chapitre I

Couplages entre processus de surface et tectonique

Ce Chapitre présente l'état de l'art des connaissances actuelles sur les problèmes d'interactions et rétro-actions tectonique/climat/érosion. Ces interactions sont abordées dans un premier temps d'un point de vue purement théorique et expérimental. Dans un second temps des exemples sont présentés. L'influences des différents paramètres, notamment de l'érosion sur le relief, sont discutés 1) d'un point de vue de l'érosion fluviatile à travers l'exemple de Taïwan, 2) d'un point de vue de l'érosion glaciaire à travers les exemple de l'orogène de Patagonie (Andes), de la chaîne des St-Elias (Alaska Sud) et du craton Norvégien (pour lequel ont simplement été investiguées les relations érosion/relief). La chaîne de Brooks est située dans un endroit intéressant pour étudier ces interactions puisqu'elle se place dans une zone qu'on sait avoir été tectoniquement active et dans un climat particulier puisque située en zone Arctique. Ces relations ont donc été investiguées en utilisant notamment la thermochronologie basse-température et font l'objet des Chapitre IV et V.

Les chaînes de Brooks (Alaska), de British et de Barn Mountains (Canada) sont un lieu d'étude idéal pour observer et décrire les interactions entre processus profonds et impact climatique sur la construction orogénique. En effet, ces domaines orogéniques aujourd'hui positionnés en contexte arctique, se sont développés depuis le Mésozoïque et au cours du Cénozoïque, période de grands bouleversements climatiques.

1. Interactions entre processus profonds et processus de surface dans les chaînes de montagnes

Dans le cas des prismes orogéniques de collision qui résultent de l'épaississement de marges continentales, la construction de la topographie est principalement contrôlée par les interactions entre déformation crustale et lithosphérique, et l'érosion (e.g. Willett, 1999 ; Avouac and Burov, 1996 ; cf Figure I.1).

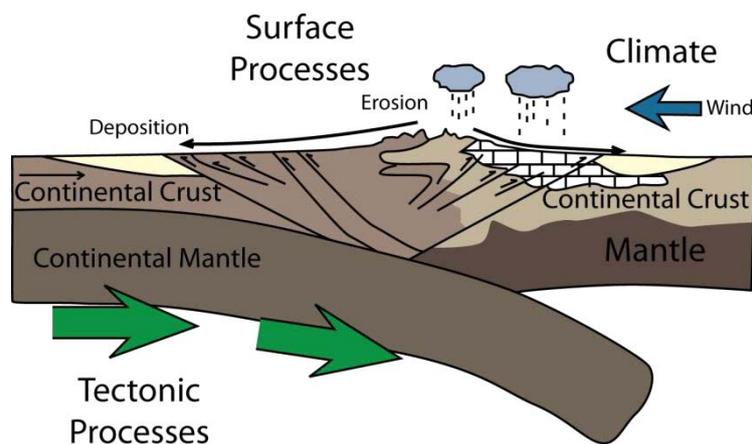


Figure I.1 : Vue schématique des interactions entre processus de surface et processus profonds (redessiné d'après Willett, 1999). La convergence continentale conduit à un épaississement crustal, qui via l'isostasie produit la topographie. Le climat via les précipitations produit une rétroaction positive sur la tectonique par augmentation de l'érosion via les rivières.

Dans le cas des chaînes de cordillères, d'autres facteurs tels que le changement d'inclinaison du panneau plongeant océanique, et la vitesse de subduction, ainsi que l'accrétion de blocs continentaux ou océaniques exotiques peuvent contrôler l'histoire de la déformation et de la topographie de la plaque supérieure sur des milliers de kilomètres (e.g. Espurt et al., 2008, Luth et al., 2010). La structure mécanique et thermique initiale de la plaque accrétée (plaque supérieure dans le cas des cordillères) va également contrôler la manière dont la convergence est accommodée au travers de l'orogène et donc influencer sur la construction de la topographie. Par exemple les lithosphères jeunes thermiquement au moment de

l'initiation du raccourcissement auront tendance à distribuer la déformation sur la totalité de la croûte voire une partie du manteau lithosphérique (Mouthereau et al., 2013). D'un autre côté, les processus de surface tels que l'érosion fluviale ou glaciaire sont contrôlés par des processus externes climatiques modulés par l'altitude et la latitude (Berger and Spotila, 2008 ; Spotila et al., 2004 ; Whipple, 2009).

L'identification des facteurs contributeurs majoritaires de cette construction orogénique nécessite de connaître les modalités de l'exhumation au cours de la construction orogénique. Pour cela il est nécessaire de dater l'exhumation et d'estimer les taux d'exhumation, en parallèle de contraintes sur l'évolution géométrique du prisme (e.g. Willett et al., 2006 ; Whipple, 2009). En parallèle, le contrôle relatif du climat ou de la tectonique peut être évalué par l'analyse des bassins d'avant-pays adjacents dont le remplissage stratigraphique témoigne des facteurs de forçages (e.g. Armitage et al., 2011).

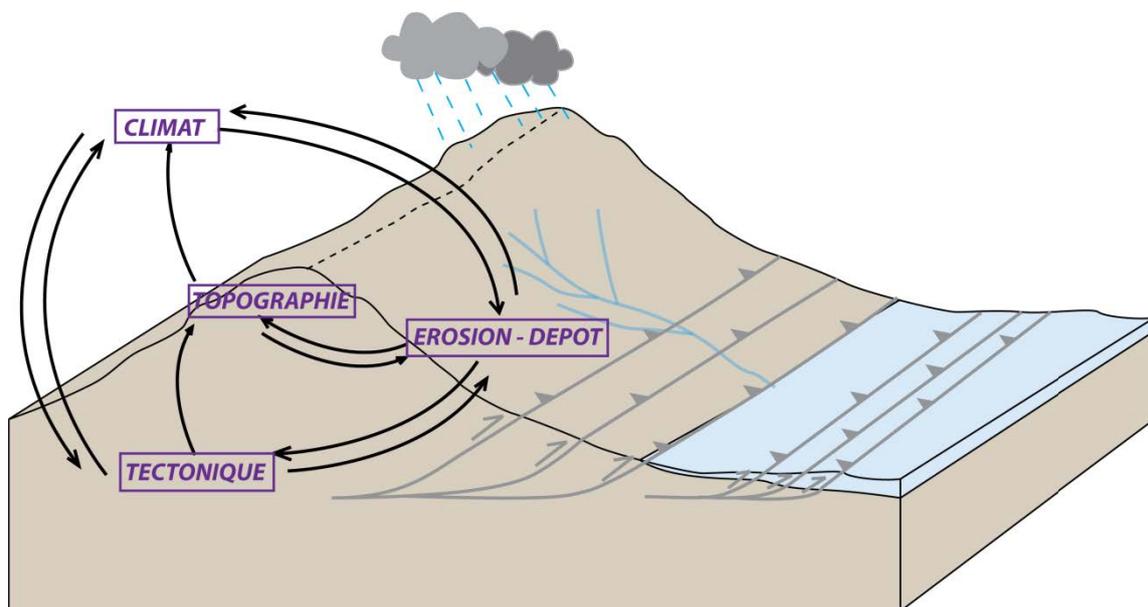


Figure I.2 : Vue schématique des principales interactions entre processus de surface (climat et érosion) et processus profonds (tectonique) conduisant à la mise en place d'un relief (topographie). Quelques une de ces interactions sont discutées dans le texte.

L'interaction des processus profonds et de surface sont complexes et font l'objet de nombreuses interactions et rétro-actions représentées par les flèches noires sur la Figure I.2. Seules quelques unes de ces rétro-actions sont détaillées dans la suite.

Le climat, par l'intermédiaire de l'érosion, est un agent particulièrement efficace pour la mise d'un relief important sans impliquer d'épaississement crustal. Ce type de forçage climatique est illustré sur la Figure I.3. L'érosion rapide (fluviale ou glaciaire) de matériel relief entraîne un déficit de masse qui est compensé par un soulèvement général causé par un rééquilibrage isostatique (Molnar and England, 1990 ; Champagnac et al., 2007, 2012). Les rivières vont avoir tendance à augmenter leur capacité d'incision, et donc éroder plus, afin d'atteindre leur niveau de base. Le relief devient plus escarpé et l'altitude moyenne diminue.

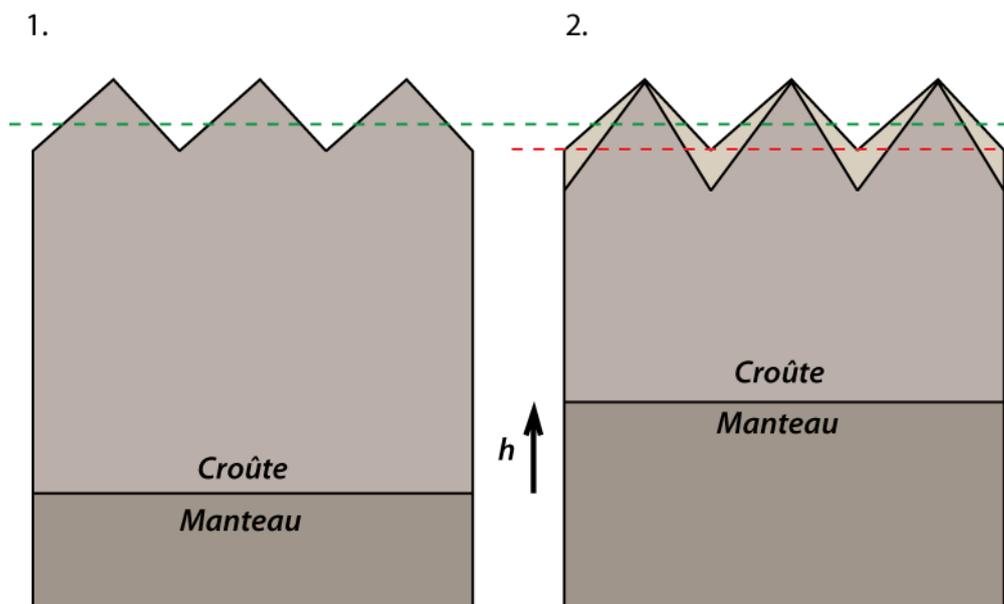


Figure I.3 : Illustration du phénomène de compensation isostatique lors de suppression de matériel via l'érosion. Les pointillés verts illustrent l'altitude moyenne du relief dans les deux cas: 1) avant surrection, et 2) après surrection. La surrection h est dans ce cas provoquée par la compensation isostatique. Dans le cas 2) l'érosion engendrée par l'incision fluviale accrue pour atteindre le niveau de base va modifier le relief et abaisser l'altitude moyenne des reliefs.

A taux de soulèvement constant, la dénudation d va être maximale sur les zones de haute altitude (les sommets) comme cela est représenté sur la Figure I.4.A, et l'érosion s'effectue également dans les rivières. Si ce taux de surrection augmente, d'une valeur u , la topographie s'en trouve modifiée. Dans ce cas, la dénudation s'effectue toujours au niveau des sommets, mais l'érosion est accrue dans les zones de plus basses altitude (les vallées) puisque les rivières tendent à éroder plus jusqu'à rattraper leur niveau de base.

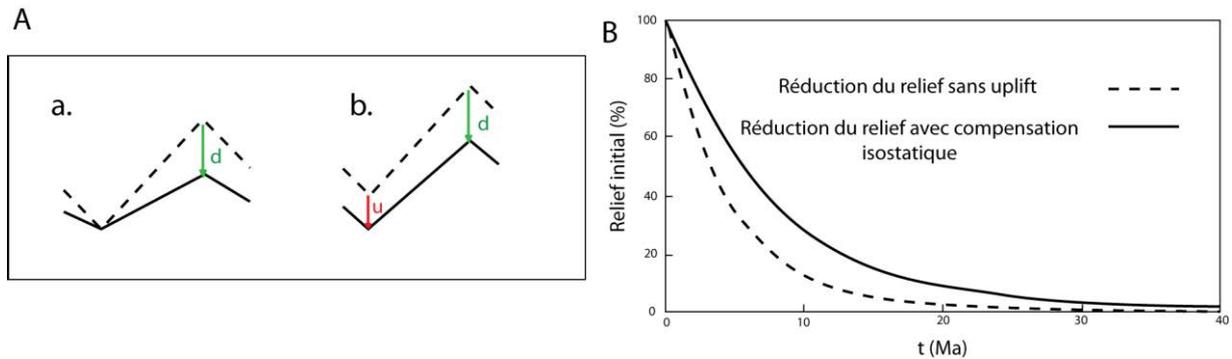


Figure I.4 : A. Evolution du relief en considérant la dénudation moyenne d a) sans incision fluviale et b) avec une incision valant u . En pointillé figure la topographie avant dénudation, et en trait plein la topographie après érosion B. Illustration de l'évolution du relief au cours du temps en considérant un taux de surrection fixé. La courbe en pointillé représente cette évolution sans compensation isostatique alors que la courbe pleine considère cette compensation. L'influence de la compensation isostatique est discutée dans le texte. Figures redessinées de Ahnert (1970).

L'influence du soulèvement sur la construction orogénique est représentée sur la Figure I.4.B dans laquelle sont représentées l'évolution du relief au cours du temps sans tenir compte de la compensation isostatique dans un premier cas et en la prenant en compte dans un second cas. En considérant uniquement un taux de soulèvement u donné à un instant t , le relief tend à décroître au cours du temps par l'action de l'érosion. Si la suppression de matériel est suffisante pour entraîner une réponse isostatique du relief, l'érosion va s'en trouver amoindrie.

Les effets du climat sur la construction du paysage ont également été étudiés. Bonnet and Crave (2003) ont mis en place des modèles analogiques afin de déterminer l'impact des forçages climatiques et tectoniques sur la topographie. La Figure I.5 montre notamment deux modèles, qui testent l'influence des précipitations à taux de surrection constant sur le taux de dénudation et la topographie pour le modèle TC18, et l'influence du taux de surrection à taux de précipitations constants sur le taux de dénudation et la topographie. Les résultats issus de cette étude (Figure I.5) montrent une topographie dont l'altitude est semblable mais construite dans le premier cas par forçage climatique, et dans le second cas par forçage tectonique.

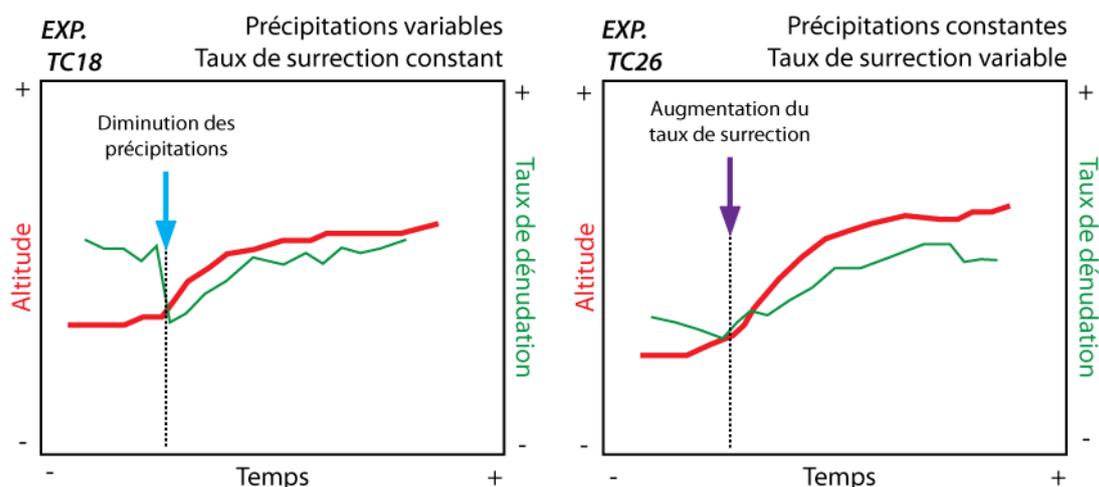


Figure I.5 : Illustration des expériences d'interactions tectonique/climat/érosion sur la construction d'une topographie menée par Bonnet and Crave (2003). L'expérience TC18 a été menée pour un taux de surrection constant et un taux de précipitation variable au cours du temps alors que l'expérience TC26 a été conduite pour un taux de surrection variable et un taux de précipitations fixé. Les changements de taux de précipitations et de taux de surrection sont marqués respectivement par des flèches bleue et violette. Les courbes vertes représentent les taux de dénudation et les courbes rouges représentent l'altitude moyenne. Dans un souci de simplification les valeurs de ces variables n'ont pas été représentées (cf. Bonnet and Crave, 2003).

Au vu des expériences de Bonnet and Crave (2003), il apparaît clairement que la diminution du taux de précipitation contrôle le relief. La baisse des précipitations a fait diminuer le taux d'érosion et a permis à la tectonique (via la surrection) de soulever la chaîne et les rivières ont alors augmenté leur pouvoir d'incision ce qui induit une augmentation du relief (vallées plus marquées et escarpées sur la Figure I.6 B).

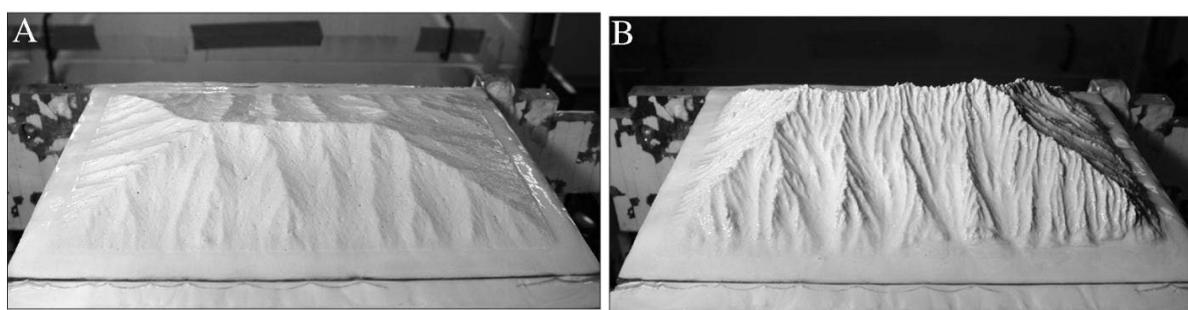


Figure I.6 : Illustration de l'expérience TC18 de Bonnet and Crave (2003). En A. construction du relief avant diminution des précipitations et en B. construction du relief après diminution du taux de précipitations. Voir discussion dans le texte.

Les processus profonds ont également un impact sur l'érosion. Le style structural a une grande influence sur la construction de la chaîne et sur la localisation de l'exhumation, c'est-à-dire de la localisation du couplage majeur entre l'érosion et la tectonique dans la chaîne.

La friction à la base du prisme orogénique, ou plus généralement le degré de couplage entre les plaques, aura une grande influence sur l'exhumation. Pour une même quantité de convergence, une forte friction basale conduit à construire une chaîne plus étroite et plus haute; une faible friction basale tend à allonger la chaîne tout en diminuant son altitude maximale. La présence de niveaux de décollements superposés tend à complexifier la construction orogénique notamment en permettant la formation de duplex (cf Figure I.7).

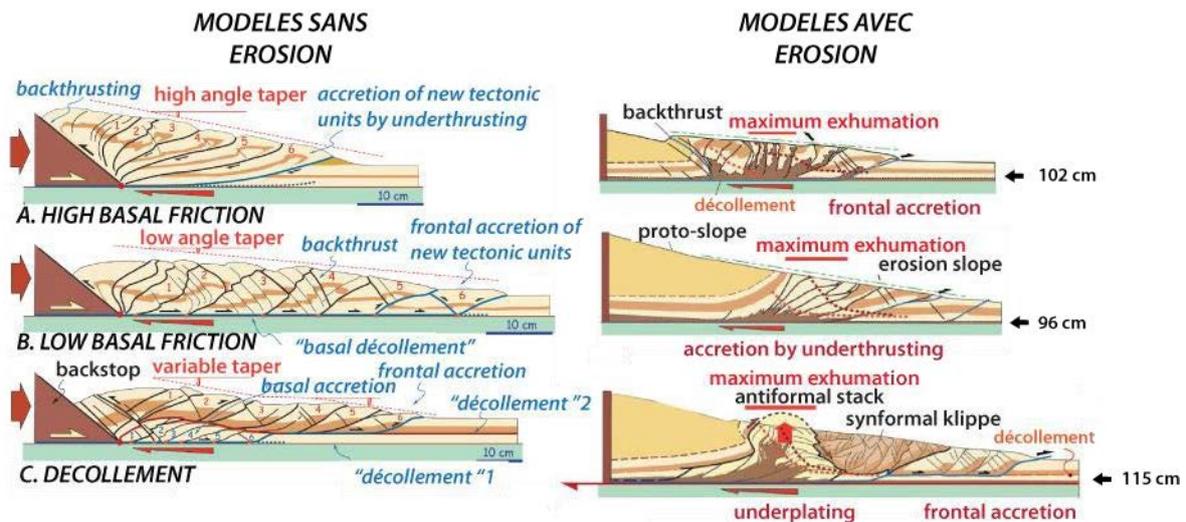


Figure I.7 : Modèles d'exhumation fonction du style structural. A. modèle avec forte friction basale. B. modèle avec faible friction basale. C. Modèle impliquant deux niveaux de décollement (Malavieille, 2010).

Lorsque que ces modèles sont couplés aux processus d'érosion il est possible de mettre en lumière une déformation localisée à l'aplomb du domaine érodé. Le modèle C (Figure I.7) montre le cas où l'érosion se concentre sur les zones hautes du prisme. Dans ce domaine, des duplex se forment entre les niveaux de décollement permettant au prisme de croître verticalement. Le modèle qui considère plusieurs niveaux de décollement tend à impliquer l'accrétion par sous-placage des niveaux profonds (Malavieille, 2010). Ce type de processus a été proposé dans de nombreux orogènes tels que les Alpes ou Taiwan par exemple.

Des études montrent également que la quantité de sédiments syn-orogéniques et la rigidité flexurale de la croûte vont influencer sur le style structural (Fillon et al., 2013) : une grande épaisseur de sédiments déposés au cours de l'orogénèse, ou une rigidité flexurale importante tendent à espacer les chevauchements et à augmenter leur surface de rupture et donc à construire de longues chaînes plissées. Au contraire une faible épaisseur de

sédiments syn-orogéniques ou une rigidité flexurale faible tendent à construire des chaînes plissées de taille beaucoup plus réduite (cf Figure I.8).

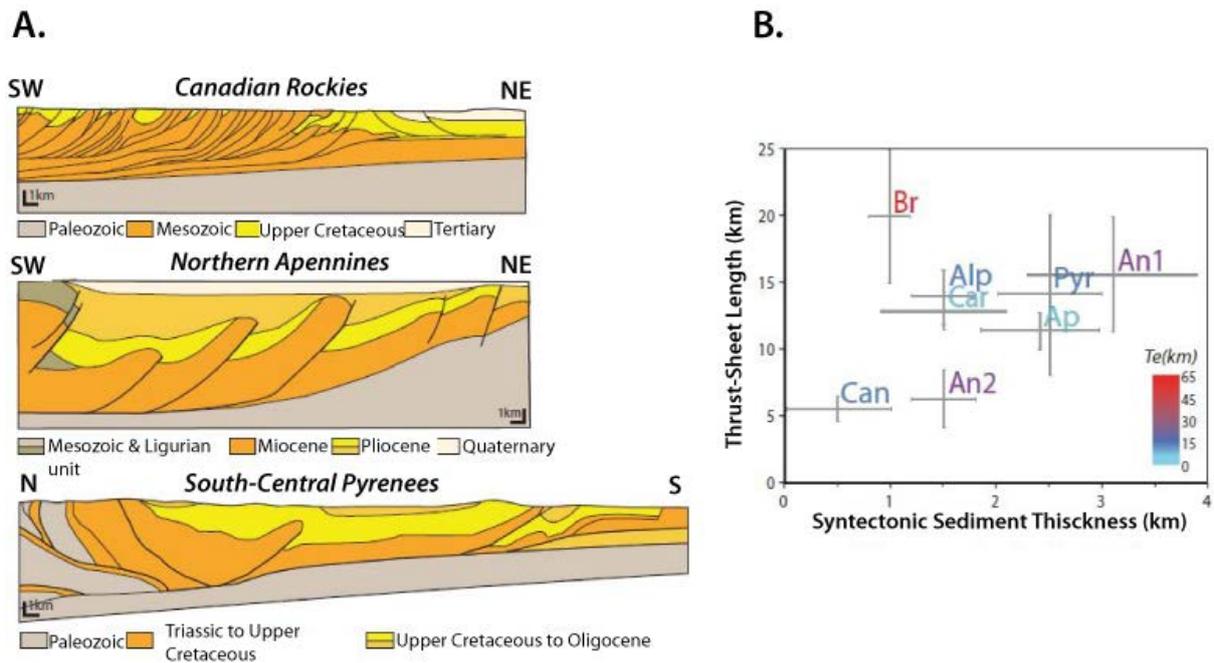


Figure I.8 : A. Exemples naturel de l'influence de l'épaisseur de sédiments syn-orogéniques sur le style structural. B. Influences de l'épaisseur de sédiments syn-orogéniques sur la longueur de rupture des chevauchements. L'épaisseur élastique T_e a également été reportée pour chaque exemple (Fillon et al., 2013).

La réponse de l'orogène aux forçages traduit finalement la tendance du système à se réajuster dynamiquement aux nouvelles conditions limites afin d'atteindre de nouvelles conditions d'équilibre. Une chaîne de montagnes peut être caractérisée par plusieurs états d'équilibre successifs (Willet and Brandon, 2002 ; résumés par la Figure I.9). Le premier de ces états d'équilibre est l'équilibre des flux.

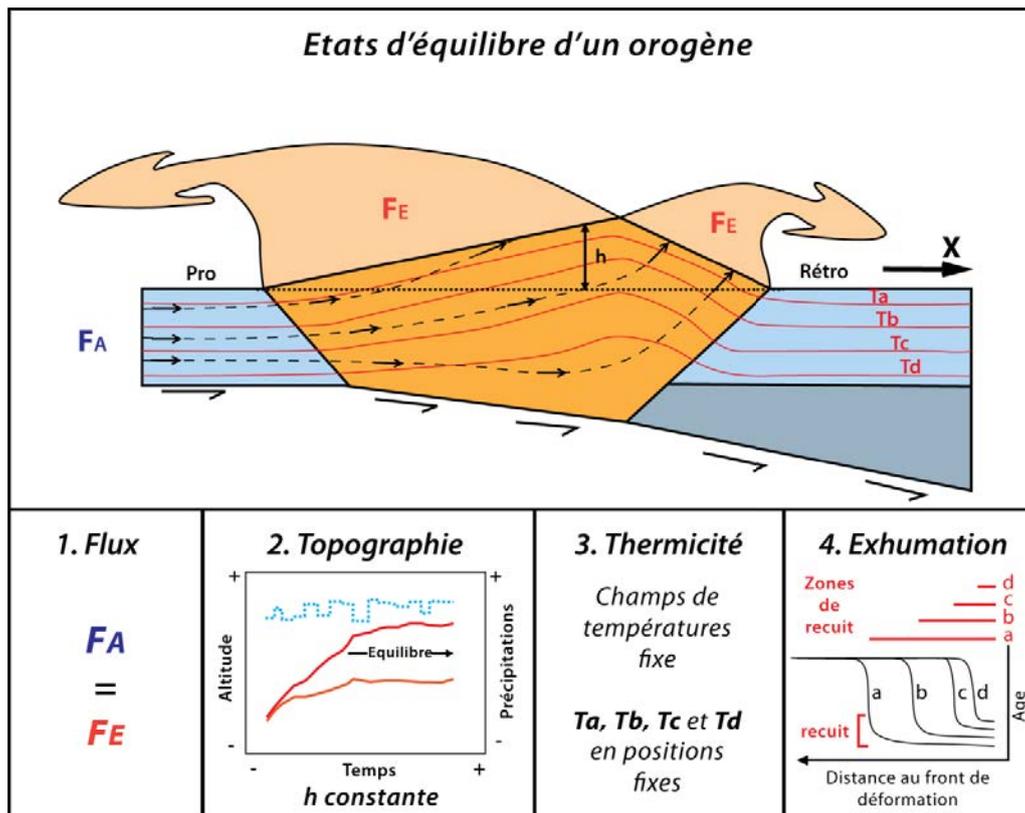


Figure I.9 : Modèle cinématique d'un orogène en convergence, conduit par une subduction et une accretion de matériel (Figure redessiné de Willett and Brandon 2002 ; **1. Equilibre de flux**. **Equilibre topographique** (redessiné à partir de Bonnet and Crave, 2003). **3. Equilibre thermique**. **4. Equilibre de l'exhumation** : les différents thermochronomètres pouvant être utilisés (ici T_a, T_b, T_c et T_d) montrent des zones de recuit imbriquées ; celle correspondant au thermochronomètre le plus vieux (et donc à la température de fermeture la plus élevée) est à l'intérieur. Tous les âges correspondant aux différents thermochronomètres sont recuits et selon une vitesse constante. Ces états d'équilibre successifs sont discutés dans le texte.

Il implique que le volume (surface) de matériel entrant par unité de temps dans le système par accretion (F_A) soit égale au flux de matériel sortant du système par érosion (F_E). La chaîne atteint un état d'équilibre topographique où l'influence climatique, par le biais de l'érosion, et la tectonique interagissent selon des processus détaillés dans la partie A.2, et s'équilibrent afin de construire un relief dont l'altitude moyenne va être constante. Bonnet and Crave (2003) dans leur expériences mettent en évidence l'interaction entre climat (via des taux de précipitations) et tectonique (via des taux de surrection) dans la construction d'un relief et soulignent que la chaîne va atteindre, au bout d'un certain temps, un état d'équilibre.

Une fois cet équilibre topographique atteint, la thermicité de la chaîne ne change plus, les isothermes restent à une profondeur constante et la chaîne va alors atteindre un état

d'équilibre thermique. Cet équilibre thermique atteint, l'orogène s'exhume à l'équilibre. Une chaîne est dite "à l'équilibre" lorsqu'elle a atteint ce dernier stade.

Le système orogénique est en perpétuelle construction, évolution, et tend vers un état d'équilibre qui donne des indications sur la maturité de la chaîne de montagnes.

2. Impact de l'érosion sur la topographie

L'érosion, ou plus largement le transfert de matériel dans une chaîne de montagnes depuis les zones sources aux bassins, est principalement dominée par l'incision fluviale ou l'érosion glaciaire. L'influence d'un mode d'érosion dépend évidemment du climat (e.g. précipitations, température moyenne annuelle) mais aussi de l'altitude.

2.1 Impact de l'érosion fluviale, en domaine tropical à sub-tropical

2.1.1 Principe

L'érosion fluviale affecte toutes les chaînes de montagnes mais est surtout très importante en domaine tropical et sub-tropical car directement liée aux précipitations, abondantes à ces latitudes. La Figure 1.10 illustre l'impact de l'érosion fluviale sur un prisme orogénique à l'équilibre (flux sortant par érosion=flux entrant par accrétion) d'une chaîne théorique. Un simple équilibre de flux permet d'estimer que plus le taux d'érosion est significatif, plus le prisme à l'équilibre devrait avoir tendance à diminuer en largeur, c'est-à-dire que les chevauchements frontaux sont désactivés, et à diminuer son altitude (Whipple and Meade, 2006 ; Whipple, 2009). L'impact climatique sur une chaîne à l'équilibre est donc en théorie diagnostiqué par la diminution de la taille du prisme et de l'altitude. Ce mécanisme a été proposé pour les Pyrénées à la transition Eocène-Oligocène (Huyghe et al., 2009), les Andes (McQuarrie et al., 2008) et les Alpes (Willett et al., 2006).

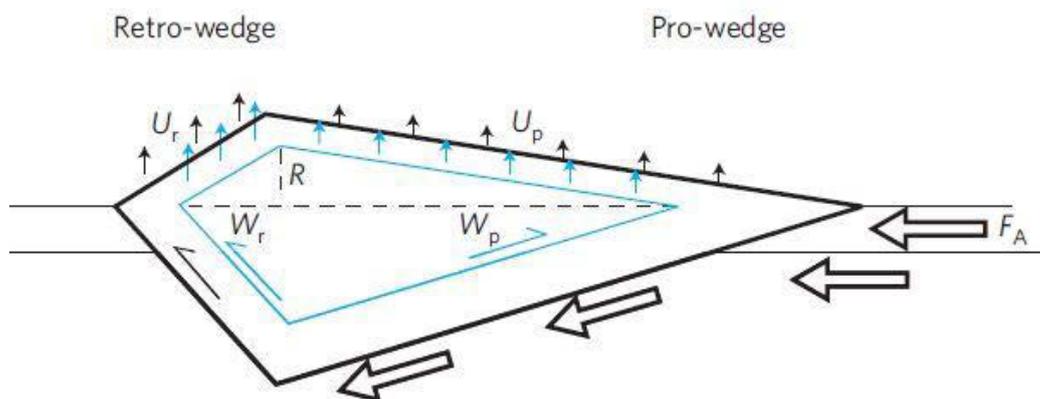


Figure I.10 : Illustration du prisme critique (la convergence est modélisée par des flèches et l'accrétion de matériel vaut F_A) soumis à des taux d'érosion différents : taux faible en noir, et taux élevé en bleu. U_r et U_p représentent les taux de surrection sur le prisme (respectivement rétro-prisme et pro-prisme). La longueur des flèches est proportionnelle au taux de surrection. Figure issue de Whipple (2009).

2.1.2 Exemples

Un exemple type de chaîne en domaine tropical à sub-tropical est la chaîne de Taïwan, qui est un orogène actif, fruit de l'accrétion d'un arc volcanique avec la marge Eurasienne. Cette chaîne de montagnes est caractérisée par une intense déformation active dans une zone climatique contrôlée par les fortes précipitations saisonnières. La chaîne enregistre des précipitations annuelles moyennes de 2.5 m/an (Willett et al., 2003) ponctuées chaque année par de nombreux typhons. Cet orogène à l'un des taux d'érosion les plus élevés au monde avec entre 3 et 6 mm d'érosion par an (Willett et al., 2003 ; Dadson et al., 2003). Ces forts taux d'érosion contrebalancent la surrection des terrains afin de maintenir la topographie et de garder la hauteur et la largeur de la chaîne constantes. La chaîne est considérée comme étant à l'équilibre topographique (Willett et al., 2003).

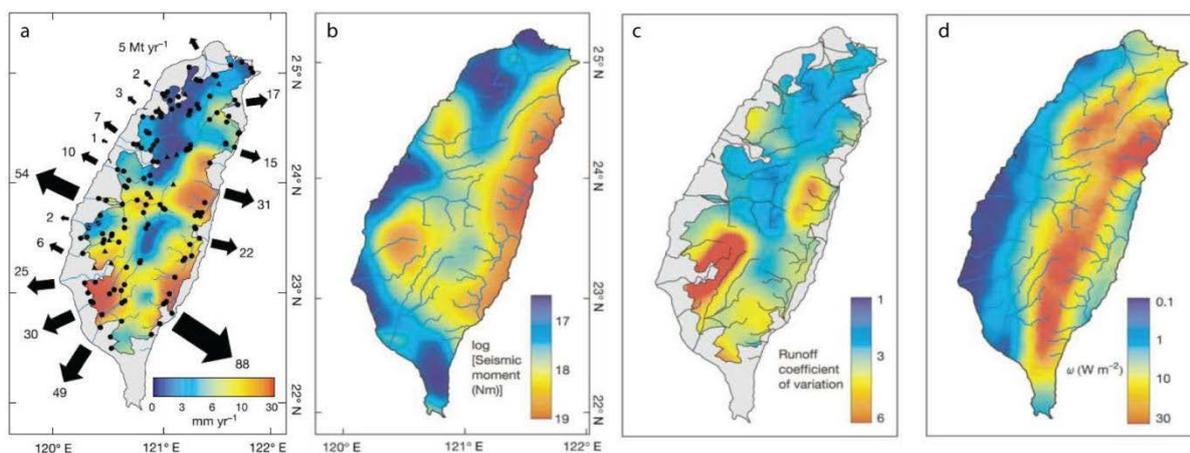


Figure I.11 : Représentations de la répartition a) des taux d'érosion sur l'île de Taïwan, les flèches

noires indiquant les flux de sédiments en suspension transportés et rejetés sur les côtes (indiqués en Mt/an), b) du moment sismique M_0 calculé à partir d'une base de séismes d'une magnitude supérieure à 5 enregistrés entre 1900 et 1998, c) du coefficient de variation des taux de précipitations (calculé comme étant l'écart-type du rapport précipitations/précipitation moyenne), et d) de la capacité d'incision des rivières (en $W.m^{-2}$). Figures issues de Dadson et al. (2003).

Dans le cas de Taiwan, il semble que des corrélations soient mises en évidence entre la répartition du moment sismique, les taux de précipitations et la force du courant des cours d'eau de Taïwan avec les taux d'érosion et les flux de sédiments transportés et déposés à l'embouchure des fleuves (Figure I.11). Les séismes ont tendance à produire des sédiments qui sont ensuite transportés par les rivières. Si les taux d'érosion sont classiquement liés au relief et aux précipitations à long-terme, il se trouve que dans le cas de Taïwan, plus que les précipitations et la force d'incision des rivières, ce sont les événements sismiques et surtout les événements saisonniers, ponctuels, comme les tempêtes, les typhons ou les moussons, qui vont avoir une influence majeure sur l'érosion telle qu'elle est observée à court terme, pluri-annuelle. L'orogène de Taïwan est donc distincte des orogènes dominés par l'érosion fluviale où la dénudation est principalement modulée par les précipitations et la force du courant.

2.2 Impact de l'érosion glaciaire

Contrairement à l'érosion fluviale, l'érosion glaciaire n'est effective qu'à partir d'une certaine altitude et dans des chaînes aux moyennes et hautes latitudes où le climat permet l'accumulation et le mouvement de la glace. La baisse drastique des températures à la fin du Cénozoïque et en particulier au Quaternaire a permis la mise en place de glaciers dans de nombreuses chaînes de montagnes de moyennes et hautes latitudes, fournissant de nombreux laboratoires à ciel ouvert pour étudier les processus d'érosion glaciaire de manière détaillée. La mise en place de glaciers a conduit à l'incision des roches, de soulèvement de la topographie et la formation des reliefs et l'accélération de l'exhumation et l'apport de sédiments dans les bassins au cours des derniers 5-3 Ma (Molnar and England, 1990).

Selon l'hypothèse du "buzzsaw" l'altitude d'une chaîne de montagnes est limitée par l'effet de l'érosion glaciaire au dessus de la ligne d'équilibre des glaciers (ELA en anglais pour Equilibrium Line Altitude). Cette limite se définit comme étant le front où s'établit un équilibre à long-terme entre la quantité de glace apportée et enlevée au système (Tomkin, 2007). Cette frontière se déplace selon que le système glaciaire évolue au cours du stade glaciaire ou interglaciaire (cf Figure I.12). Lors d'une baisse des températures, cette ligne d'équilibre s'abaisse et intersecte la topographie et détermine les zones où la glace va pouvoir se mettre en place de manière pérenne (Tomkin and Roe, 2007).

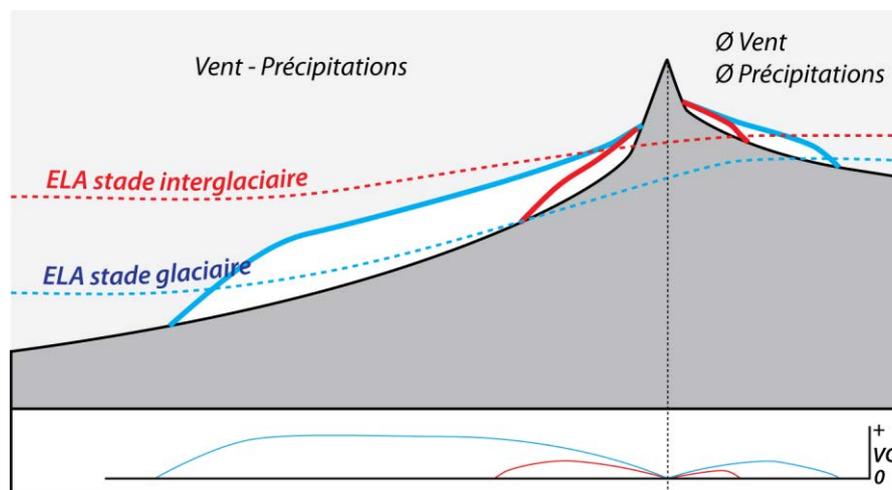


Figure I.12 : Position de la ligne d'équilibre des glaciers (ELA en anglais ; Tomkin, 2007) en stade glaciaire (en bleu) et interglaciaire (en rouge). L'extension des glaciers est représentée en bleu en stade glaciaire et en rouge en stade interglaciaire est fonction des aléas climatiques (vents, précipitations). Sur le bas de la figure est représentée la relation entre l'extension et l'épaisseur de la glace et la vitesse de glissement (VG) de celle-ci (en bleu en pour le glacier en stade glaciaire et en rouge pour le glacier en stade interglaciaire). Voir le texte pour la discussion. Figure redessinée à partir de Meigs and Sauber (2000).

La quantité d'érosion étant directement liée à la vitesse de glissement des glaciers, qui est elle-même fonction de la quantité de glace présente dans la chaîne (Figure I.12). Cette quantité est maximale au niveau de la ligne d'équilibre des glaciers, et l'érosion résultante aura donc tendance à aplanir la topographie au niveau de cette limite (Burbank and Anderson, 2012). Selon cette théorie, la topographie va donc être fortement influencée par la position de cette ligne d'équilibre ; au-dessus de celle-ci, l'érosion diminue avec l'épaisseur de glace, au-dessous de celle-ci la dénudation est le fruit de l'érosion glaciaire et péri-glaciaire (érosion en marge du glacier). L'érosion tend à se concentrer au niveau de cette ligne d'équilibre. Par conséquent, abaisser le niveau de cette ligne d'équilibre revient à

augmenter la surface affectée par l'érosion glaciaire et à créer de plus grandes surfaces dont la topographie est aplanie (Tomkin, 2007).

Plusieurs autres études sont arrivées à des conclusions significativement différentes, comme par exemple le sud de l'Alaska au niveau de la chaîne des montagnes de Chugach St-Elias. Le sud de l'Alaska est une région de déformation crustale active où l'érosion glaciaire a façonné le paysage et contrôlé l'exhumation depuis 6 Ma (Meigs and Sauber, 2000 ; Enkelmann et al., 2008, 2009 ; Spotila et al., 2004 ; Berger and Spotila, 2008).

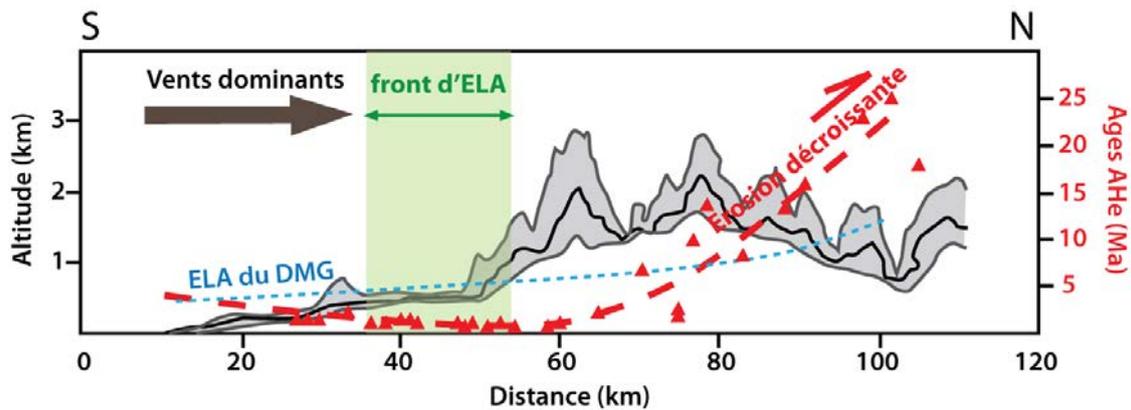


Figure I.13 : Profil topographique des St-Elias en Alaska. Le trait noir reporte la topographie, les traits gris les topographies minimales et maximales. Les triangles rouges représentent les âges AHe obtenus par Berger and Spotila (2008) et la ligne pointillée rouge symbolise la tendance des taux d'érosion le long du profil. La ligne pointillée bleue représente la ligne d'équilibre des glaciers au moment du Dernier Maximum Glaciaire (DMG) et la zone verte délimite la localisation de l'intersection de cette ligne d'équilibre avec la topographie. Figure simplifiée issue de Berger and Spotila (2008).

Les âges U-Th/He sur apatite présentés en Figure I.13 suggèrent que l'érosion est maximale au niveau de la ligne d'équilibre des glaciers. Cette limite est positionnée sur le versant ouest de la chaîne qui est influencée par l'arrivée des masses d'air chargées d'humidité et donc à l'origine des fortes précipitations (Meigs and Sauber, 2000) couplées à de forts taux de déformation liés à l'accrétion du bloc continental Yakutat (Spotila et al., 2004). Les reliefs sont aplanis sous la ELA alors qu'ils sont plutôt importants au-dessus de cette limite. Les âges (U-Th)/He sur apatites qui ont été obtenus le long d'un profil traversant la chaîne de montagnes mettent en évidence des âges très jeunes (aux alentours de 1-2 Ma) sous la ligne d'équilibre, et des âges beaucoup plus vieux au centre de la chaîne (jusqu'à 15 Ma ; Berger and Spotila, 2008). Cette chaîne étant recouverte à plus de 50 % par de la glace (Enkelmann et al., 2009), l'érosion importante a pu contrebalancer le soulèvement tectonique

permettant de maintenir une topographie moyenne (Spotila et al., 2004). L'érosion glaciaire serait donc un moteur de création de relief et de topographie dans les chaînes de montagnes, au contraire de l'hypothèse « buzzsaw » présentée plus haut.

L'étude de la chaîne des Andes et notamment sa partie sud, la Patagonie, a permis de mettre en évidence qu'à partir d'une certaine latitude, dans cet exemple à partir de 49°S, l'érosion n'a manifestement pas été d'une intensité telle qu'elle a été décrite dans les modèles de prismes orogéniques englacés (décrite dans la partie précédente). Dans ce cas précis, à des latitudes inférieures à 49°S les âges de refroidissement sont relativement jeunes (entre 7 et 5 Ma) alors qu'au-dessus de 49°S, ces âges de refroidissement sont beaucoup plus vieux (Thomson et al., 2010) indiquant un taux de dénudation beaucoup plus réduit. Comme dans l'exemple précédent, l'érosion a été maximale au niveau de la ligne d'équilibre des glaciers, et relativement minime au-delà de cette ligne.

Le même type d'observations que celles faites en Patagonie ont été faites dans l'orogène actif himalayen. Comme dans les autres exemples l'érosion glaciaire est maximale où la glace a la plus grande épaisseur. A partir d'une certaine altitude, en revanche, la couverture glaciaire n'est pas suffisante pour provoquer une érosion significative. A de très hautes altitudes, les reliefs peuvent donc être préservés (Harper and Humphrey, 2003).

Comme les autres reliefs affectés par l'érosion glaciaire et mentionnés précédemment, les reliefs scandinaves sont le résultat d'une érosion importante au Plio-Quaternaire et les produits issus de cette érosion se sont déposés en mer du Nord. L'étude de Steer et al. (2012) met en évidence "deux types de reliefs", comme dans le cas de la Patagonie : le premier est marqué par des surfaces de faible relief à hautes altitudes affectées par une érosion glaciaire très importante, ayant conduit à la formation des fjords. Le second type présente des reliefs beaucoup plus marqués, comme préservés de l'érosion glaciaire. Ce passage d'une zone érosive à une zone non-érosive aux hautes altitudes pourrait être expliqué par l'état de la glace en base de glacier : lorsque les températures le permettent, cette base est dite "chaude", c'est-à-dire que les glaciers peuvent fluer et l'érosion sera très efficace. En revanche, lorsque les températures sont trop basses (trop hautes altitudes ou latitudes), cette base gèle et les glaciers fluent moins voire plus du tout, inhibant toute action érosive (Steer et al., 2012).

Deux types de glaciers sont donc à distinguer quand on parle d'érosion glaciaire : 1) d'une part les glaciers de type tempérés (comme ceux de Nouvelle-Zélande ou du sud de l'Alaska) engendrent une érosion accrue associée à la quantité de glace qu'ils accumulent, et 2) d'autre part les glaciers froids (de types glaciers de très haute altitude ou latitude, comme les glaciers de Patagonie, ou bien de type calotte, comme en Scandinavie) qui tendent plutôt à inhiber l'érosion glaciaire (Figure I.14).

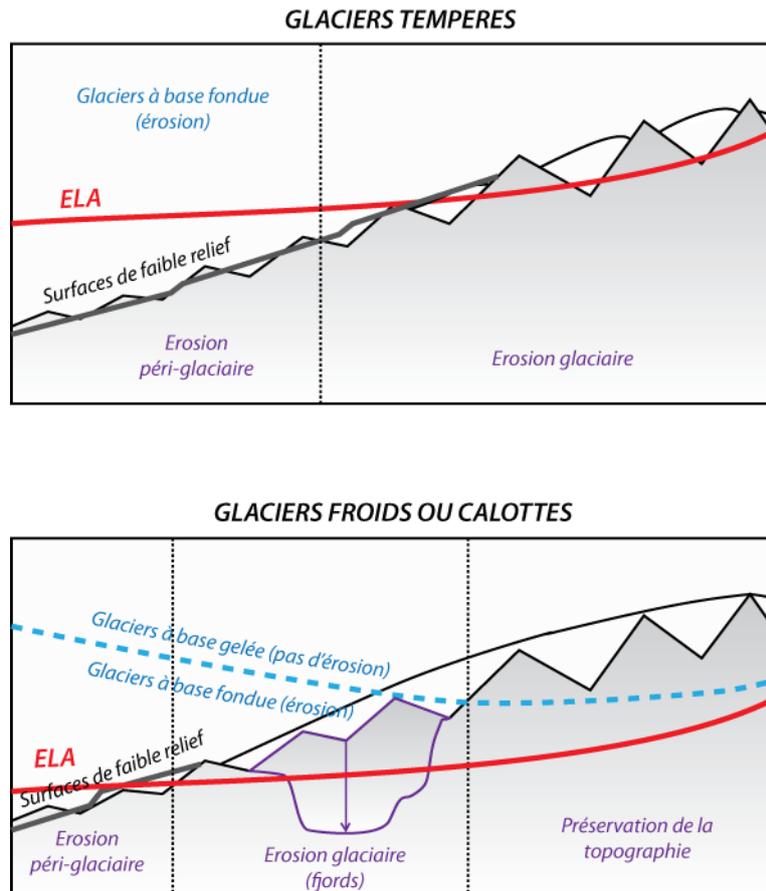


Figure I.14 : Schéma illustrant l'empreinte de l'érosion glaciaire et péri-glaciaire sur la topographie Scandinave ayant conduit à la mise en place de surfaces de faible relief entre les lignes d'équilibre en stade interglaciaire et glaciaire (ELA). Les surfaces au-dessus de la limite de glaciation du Dernier Maximum Glaciaire (en pointillés bleus) ont pu être protégées de l'érosion en conditions glaciaires grâce à la base gelée des glaciers qu'on suggère inhiber l'érosion (cold-based ice), alors qu'en-dessous cette limite, l'érosion glaciaire est maximale et va conduire à la formation de fjords en stade glaciaire. Figure réalisée d'après Steer et al. (2012).

3. Une chaîne à haute latitude en climat glaciaire : le Brooks Range

3.1 Quels processus à l'origine de la chaîne de Brooks ?

Les chaînes de Brooks, de British et de Barn Mountains sont un exemple de chaînes Arctique bien préservées qui ont été témoin de l'orogénèse brookienne au cours du Mésozoïque. La partie alaskienne est très documentée puisqu'elle a fait l'objet de très nombreuses études depuis les années 1990. On sait que ces chaînes se sont mises en place alors que le bassin canadien, dont on connaît peu de choses quant aux modalités de son ouverture, était ouvert (Embry and Dixon, 1990). Avoir une meilleure connaissance de ces chaînes peut nous conduire à améliorer, ou tout au moins enrichir nos connaissances sur le bassin canadien. De plus, la mise en place et l'évolution de ces chaînes coïncident avec des changements climatiques majeurs entre la fin du Mésozoïque et le Cénozoïque en Arctique (Pagani et al., 2006 ; Sluijs et al., 2006 ; Moran et al., 2006). Ces éléments en font une zone-clé pour étudier les interactions tectonique/climat/érosion, et plus particulièrement la surrection et les changements climatiques. On sait également que des glaciers de type alpins se sont mis en place dans les chaînes au cours du Pléistocène, au nord des glaciers de la cordillère et au sud de la limite sud de la calotte Laurentide (Hamilton and Porter, 1975). La mise en place et l'origine du paysage n'étant pas connus, une des motivations à l'origine de ce travail était de mesurer l'exhumation contrôlée par les glaciers.

3.2 Problématiques abordées au cours de cette thèse

La structure et l'évolution de la chaîne de Brooks en Alaska et les chaînes des British et Barn Mountains au Canada sont connues de manière très hétérogène. Si les événements tectoniques et les structures profondes de la chaîne de Brooks sont relativement bien décrits ou imagés grâce notamment à des travaux de géologie structurales (Tailleur and Weimer, 1987 ; Gryc, 1988 ; Mull and Adams, 1989 ; Moore and Dumoulin, 1994 ; Clough and Larson, 1997 ; Pinney and Davis, 1999), d'informations géophysiques (Tailleur and Weimer, 1987 ; Gryc, 1988 ; Mull and Adams, 1989; Fuis et al., 1995, 1997), en revanche les chaînes des British et Barn Mountains sont bien moins décrites, et ont fait l'objet uniquement de quelques travaux anciens traitant des structures tectoniques et de la stratigraphie (Norris, 1963). De même, si l'histoire d'exhumation de la chaîne de Brooks est connue dans ses grandes lignes, grâce à de très nombreux travaux de thermochronologie basse-température (Blythe et al., 1996, 1998 ; O'Sullivan and Decker, 1990 ; O'Sullivan, 1988a and 1988b, 1989, 1990, 1991, 1999 ; O'Sullivan et al., 1993, 1997, 1998), en revanche, ces données sont elles

aussi hétérogènes voire manquent totalement dans les chaînes canadiennes (O'Sullivan and Lane, 1997). De nouvelles acquisitions sont donc nécessaires afin de corrélérer la séquence de déformation et l'évolution des bassins de Colville et du Yukon, adjacents aux chaînes.

Mieux connaître l'évolution tectonique et l'évolution de l'exhumation au sein des chaînes et des bassins va permettre d'étudier plus avant les interactions entre la géodynamique à grande échelle et les processus de surface en Arctique.

Pour répondre à ces questions de nombreuses analyses thermochronologiques basse-température (U-Th)/He ainsi que traces de fission ont été réalisées afin de contraindre l'histoire thermique de la région (Chapitres IV et V), caractériser et quantifier la déformation et l'exhumation. Ce travail se donne également pour objectif d'établir un lien entre la mise en place de ces chaînes de montagnes à terre et le remplissage du bassin en mer de Beaufort dans le bassin du MacKenzie. Une étude sismique a donc été menée afin d'une part de 1) caractériser le style structural à terre et en mer afin d'identifier un éventuel changement de style structural d'Ouest en Est, des Brooks Range vers les British Mountains et de comprendre et d'affiner la construction de relief Arctique depuis le Crétacé supérieur (Chapitre VI) et de 2) quantifier les dépôts sédimentaires en mer afin de relier ceux-ci aux événements d'exhumation identifiés à terre grâce aux données thermochronologiques basse-température (Chapitre VI et VII).

Enfin dans le Chapitre Discussion, j'explore les scénarios possibles de mise en place des chaînes arctiques entre Alaska et Yukon, en lien avec la géodynamique de la frontière convergente au Sud de l'Alaska et avec la géodynamique arctique.

Chapitre II

Du bassin canadien à la chaîne alaskane

Etat des données géophysiques et géologiques

La chaîne de Brooks dans son ensemble (Alaska-Canada) se localise sur une des marges du bassin canadien dont l'ouverture est très mal contrainte. Etudier la chaîne de Brooks peut donc nous permettre d'obtenir des informations sur les modalités de l'ouverture de ce bassin. Différents modèles géodynamiques ont tenté de décrire l'ouverture du bassin canadien et sont présentés ici, le peu de contraintes disponibles laissant une grande liberté dans les modèles géodynamiques. De plus, aucun moteur n'a été impliqué pour expliquer cette ouverture. Ce Chapitre présente donc l'état de connaissances actuel disponible sur ce bassin et sur ces différentes marges, via les données géophysiques (anomalies gravimétriques, anomalies magnétiques et sismique) ainsi que géologiques (étude des chaîne de Brooks pour la partie Alaska et de British et Barn pour la partie Canada). La subduction de la plaque Pacifique sous l'Alaska au niveau de la fosse des Aléoutiennes pourrait potentiellement être un moteur de cette ouverture et son histoire est donc également décrite dans ce Chapitre.

Ce Chapitre présente dans un premier temps le bassin canadien dans son ensemble et sa position dans l'Arctique, les différents modèles d'ouverture envisagés pour expliquer sa mise en place, et dans un second temps ses relations avec la cordillère américaine. Les principales caractéristiques morphologiques, géophysiques et géologiques du bassin sont détaillées ici ainsi que l'histoire de la formation des chaînes de la cordillère à terre et l'histoire du remplissage sédimentaire dans la partie proximale du bassin.

1. Localisation et caractérisation du bassin canadien en domaine Arctique

1.1 Morphologie du bassin

1.1.1 Morpho-structure

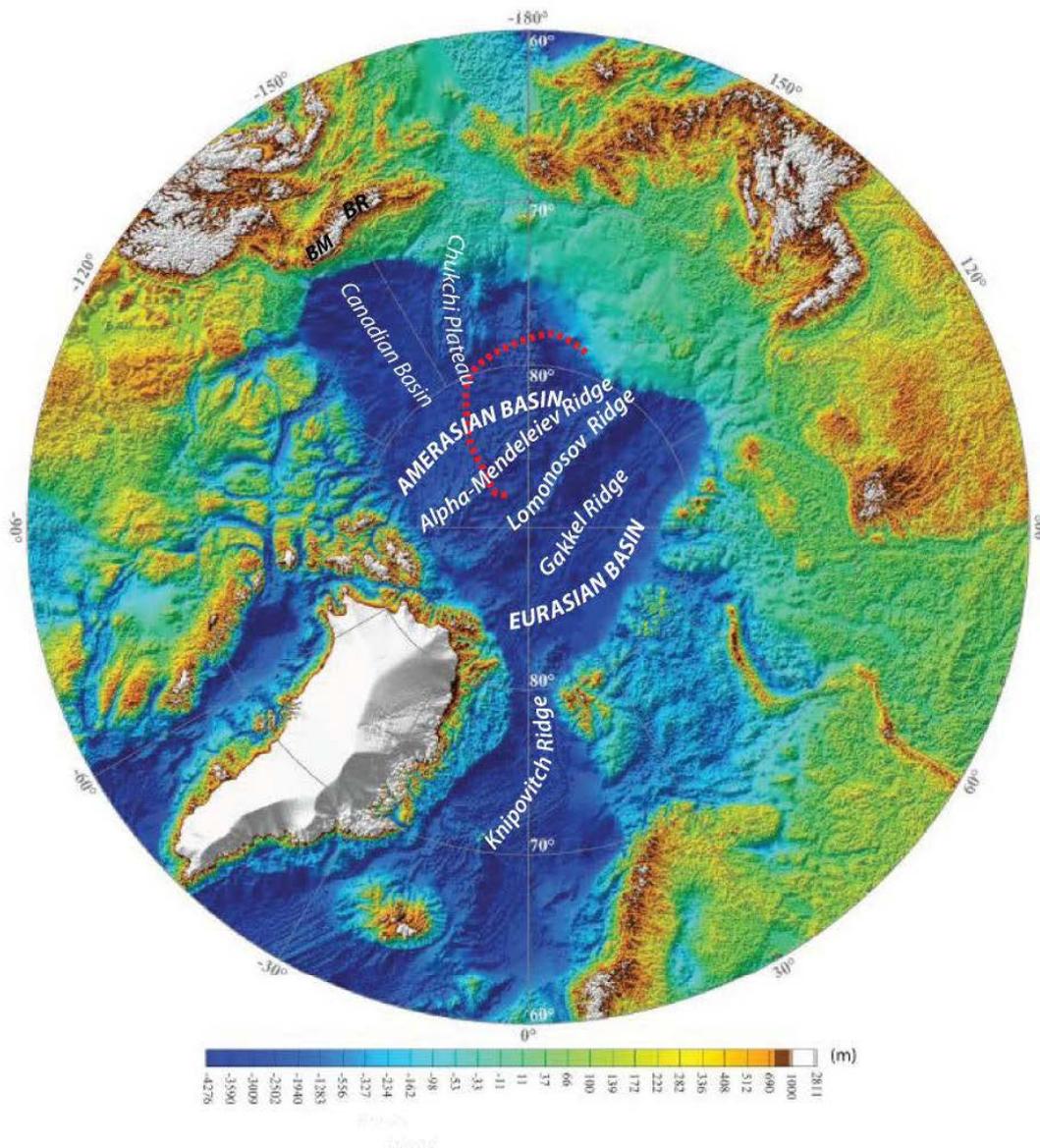


Figure II.1 : Carte présentant la topographie et la bathymétrie de l'Arctique d'après Gaina et al. (2011). Les pointillés rouges délimitent la HALIP. Voir texte pour explications.

La région Arctique se compose d'ensembles morphostructuraux (Figure II.1), dont les plus remarquables sont :

- des dorsales océaniques actives, telles la ride de Gakkel et de Knipovitch.
- la ride de Lomonosov séparée de l'Eurasie par l'ouverture du bassin Eurasien (Moore et al., 2011).
- les rides Alpha et Mendeleiev, de nature incertaine et en partie couvertes par les épanchements de la HALIP.
- le plateau de Chukchi, de nature continentale, qui se situe au nord de la Mer de Chukchi et qui aurait été isolé du continent au Jurassique (Grantz et al., 1998).
- une province magmatique, nommée HALIP (pour High Arctic Large Igneous Province), de nature tholéiitique, mise en place entre 130 et 60 Ma au centre du domaine Arctique. Cette province serait à mettre en relation avec l'action d'un panache mantellique.
- le bassin Eurasien qui est daté du Paléocène moyen à supérieur, dont le calendrier d'ouverture est connu au premier ordre (Gaina et al., 2014).
- la bassin Amérasien qui est daté du Jurassique-Crétacé inférieur. Les modalités d'ouverture de ce bassin sont très mal connues et un grand nombre de modèles géodynamiques ont été proposés depuis les années 1970, dont certains sont présentés dans la partie A.4.

1.1.2 Epaisseurs sédimentaires

Un aperçu des quantités des sédiments déposés dans l'Océan Arctique dans son ensemble est présenté en Figure II.2 d'après une compilation récente (Petrov et al., in prep.).

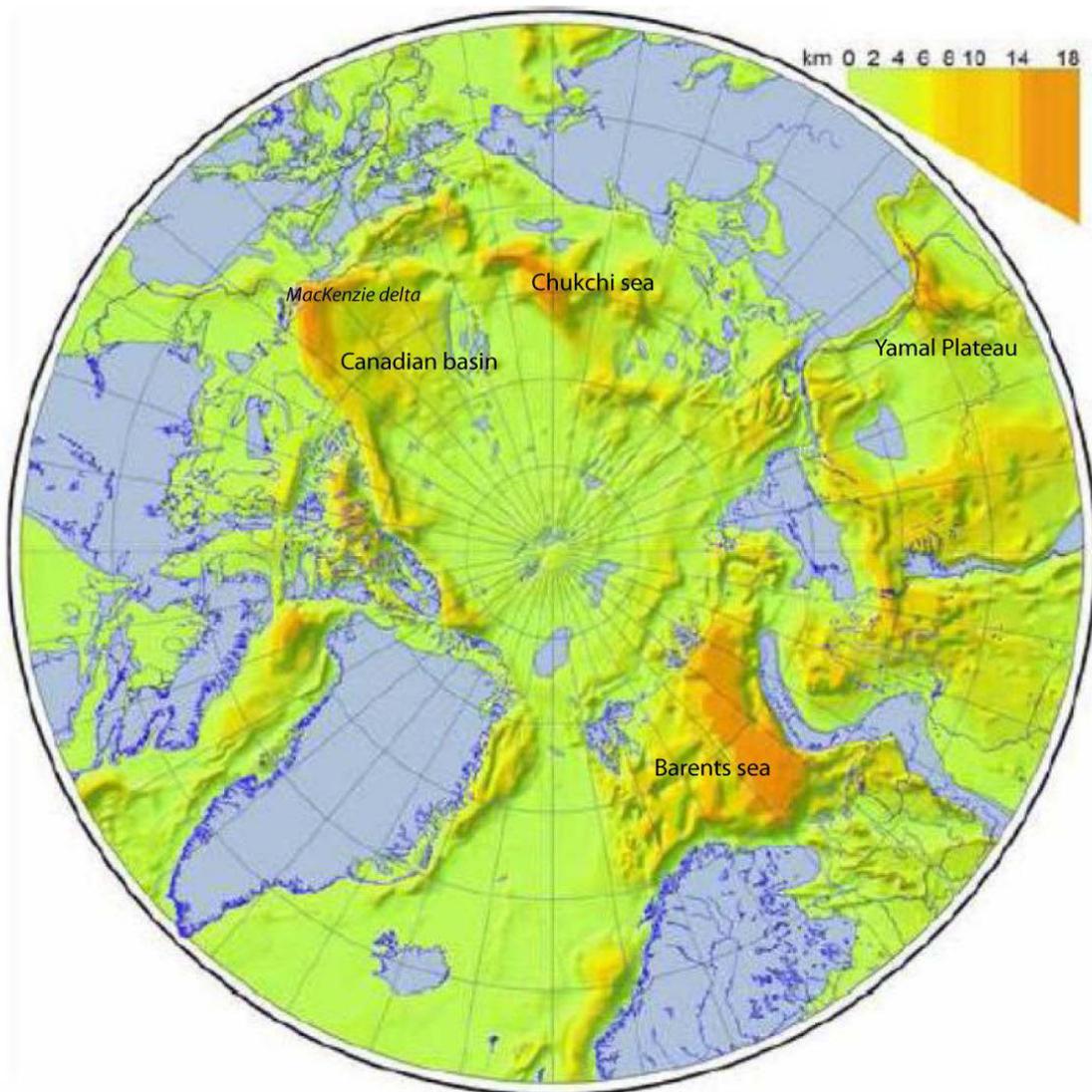


Figure II.2 : Carte des épaisseurs totales de sédiments déposés dans les bassins calculées à partir d'analyses de lignes sismiques (d'après Petrov et al., in prep.).

Cette carte montre une couverture sédimentaire allant de 0 à 18 km d'épaisseur au maximum, avec un minimum au niveau des rides de Gakkel et Alpha et un maximum de dépôts dans le centre du bassin canadien, dans la mer de Chukchi au nord de la Sibérie et sur le plateau de la Mer de Barents, au Nord de la Norvège. Il est à noter que de grandes épaisseurs sédimentaires affleurent aussi à terre : dans le bassin du Sverdrup (~10 km) et sur la plateforme de Sibérie occidentale (~ 6-8 km dans la région de Yamal ; cf Figure II.2).

En ce qui concerne le bassin canadien qui nous intéresse plus particulièrement dans cette thèse, le maximum de dépôts sédimentaires est observé dans le delta du fleuve MacKenzie.

1.1.3 Structure du bassin canadien

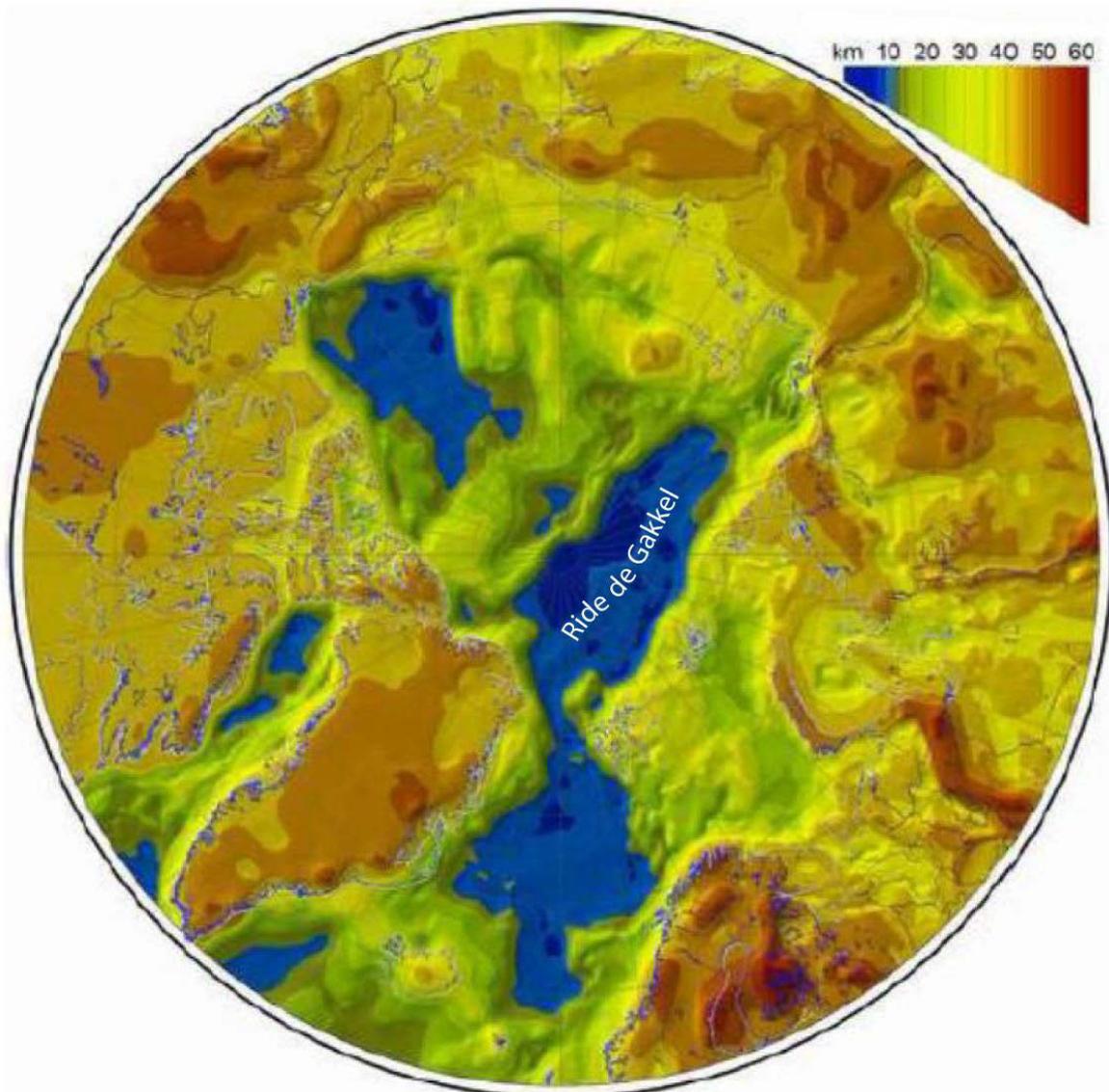


Figure II.3 : Carte présentant l'épaisseur de la croûte, continentale, transitionnelle ou océanique, en Arctique d'après Petrov et al. (in prep.).

Les lignes sismiques grand-angle (Kashubin et al., 2011) et les données d'épaisseur crustale mettent en évidence des épaisseurs crustales assez faibles (Figure II.3), comprises entre 5 et 21 km (Petrov et al., in prep.), dans les bassins où la présence de croûte océanique est avérée, comme au niveau de la ride de Gakkel. Les épaisseurs intermédiaires, entre 22 et 28 km, correspondent vraisemblablement à de la croûte continentale moyennement étirée sur les marges continentales, et les épaisseurs importantes, comprises entre 35 et 50 km, correspondent à de la croûte continentale (Petrov et al., in prep.).

1.2 Données géophysiques

Les reliefs correspondant au Brooks Range et aux British Mountains sont caractérisés par des anomalies gravimétriques fortement négatives (Figure II.4 ; Gaina et al., 2011). À l'inverse les bassins sont bordés par des anomalies positives, associées à l'accumulation sédimentaire des marges. Au sein du bassin canadien semble ressortir une structure dont l'anomalie est plus négative que le reste du bassin, parallèle aux îles canadiennes, qui peut être interprétée comme la dorsale océanique éteinte du bassin canadien.

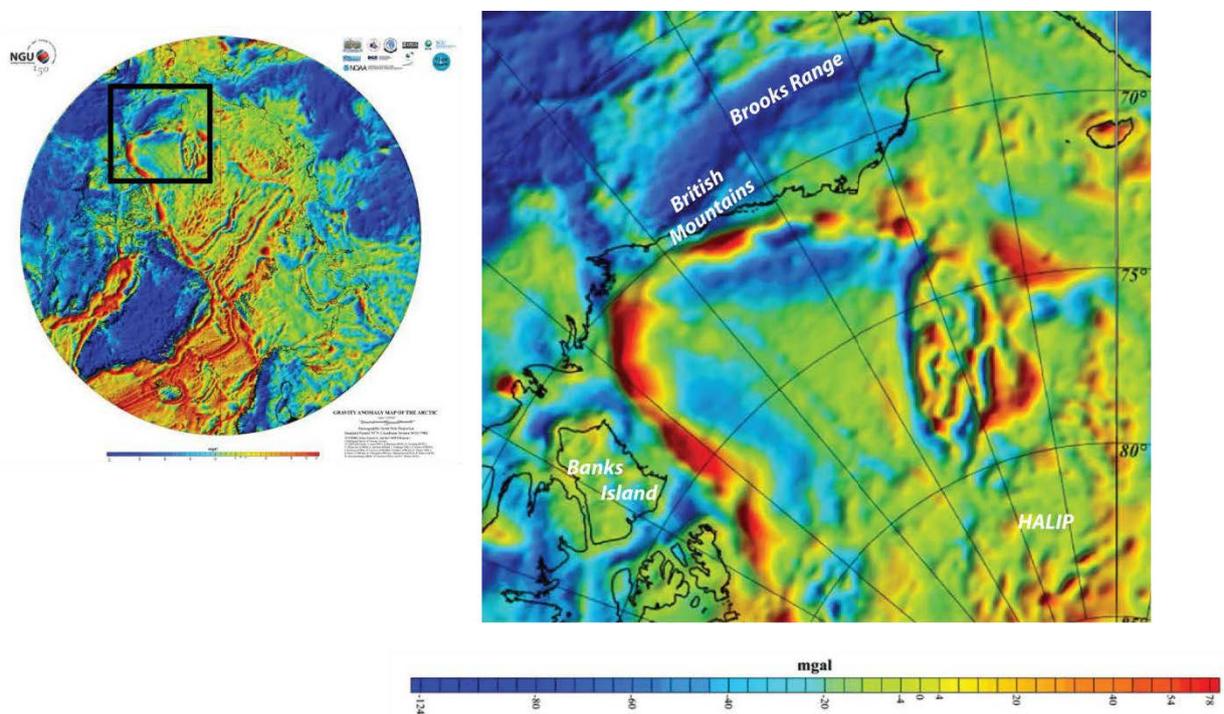


Figure II.4 : Carte des anomalies gravimétriques en Arctique (Gaina et al., 2011).

Plusieurs linéations magnétiques (Figure II.5) de directions différentes sont identifiables dans le bassin canadien. Ces linéations n'apparaissent pas organisées suivant un schéma typique d'anomalies magnétiques océaniques, comme on peut l'observer au niveau de la ride de Gakkel par exemple. L'hypothèse retenue est que le bassin canadien n'a que peu été océanisé et que la croûte qui le compose soit essentiellement 1) de la croûte continentale très amincie, ou 2) de la croûte transitionnelle (Saltus et al., 2011). La mise en place de la province de HALIP, potentiellement formée grâce à la présence d'un panache mantellique,

pourrait avoir chauffé et affaibli la lithosphère intrudée, conduisant à l'amincissement de la croûte (Saltus et al., 2011).

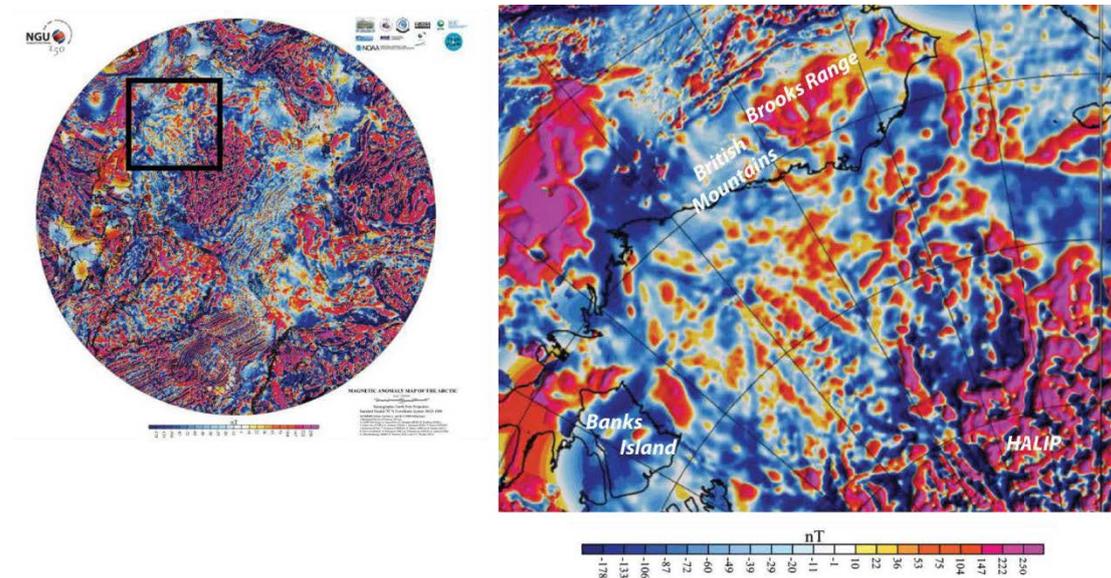


Figure II.5 : Carte issue de Gaina et al. (2011) présentant les anomalies magnétiques en Arctique.

1.3 Modèles d'ouverture du bassin canadien et signification géodynamique de la mer de Beaufort

L'ouverture du bassin canadien reste mal connue. De nombreux modèles de reconstruction ont été proposés mais au vu du peu de contraintes (géologiques, géophysiques) disponibles dans le bassin ou sur ses marges avoisinantes, les modèles proposés dans les années 1980 sont relativement simples et très différents les uns des autres, mais manquent souvent de contraintes.

Les modèles d'ouverture se divisent en plusieurs catégories : les modèles en convergence, les modèles en divergence avec un pôle de rotation, et les modèles en divergence impliquant le jeu de grandes failles décrochantes le long des blocs.

Le premier modèle, en convergence, est proposé par Churkin et Trexler (1980), représenté en Figure II.6. Ce modèle s'appuie sur les données paléomagnétiques de Cooper et al.

(1976). Ce modèle ne considère pas que le bassin canadien s'est ouvert, mais que la croûte océanique pré-existait et que la convergence des blocs Akaska, Kolyma et Verkhoyansk ont collidés et ont fermé l'espace océanique en région Arctique, créant le bassin.

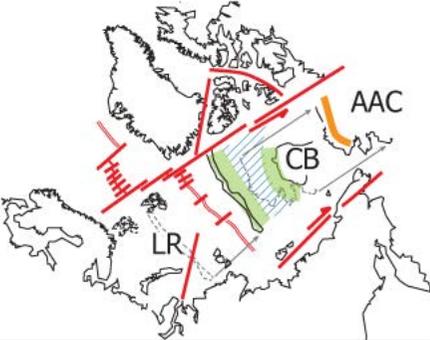
Le deuxième type de modèles, en divergence, considère le jeu de grandes failles décrochantes (Figure II.6). Ces différents modèles ont pour seul point commun de considérer une part d'océanisation dans la genèse du bassin canadien. Dutro (1980) par exemple propose de restaurer la marge nord alaskane le long de la ride de Lomonosov. Il implique l'existence d'une dorsale parallèle à la ride de Lomonosov (et donc une ouverture du bassin N-S). Ce modèle implique l'existence d'un grand décrochement sénestre le long des Iles canadiennes. Le déplacement de la marge alaskienne serait alors d'environ 2000 km (Moore et al., 1992), ce qui semble en désaccord avec les informations qu'on possède sur le jeu de ces failles décrochantes dans le delta du MacKenzie (Figure II.6). Herron et al. (1974), à l'inverse, propose l'existence d'une dorsale N-S et donc une ouverture W-E. Ce modèle nécessite le déplacement d'un grand continent, comme le terrain Kolyma, par l'intermédiaire d'une faille décrochante sénestre localisée le long de la marge alaskane.

Le troisième type de modèles considère une ouverture impliquant une rotation (Figure II.6). Le modèle de Christie implique une ouverture par l'intermédiaire d'une dorsale orientée W-E et donc d'une ouverture plus ou moins N-S accompagnée d'une rotation impliquant une décrochante sénestre disposée le long des Iles Canadiennes. Le modèle de Grantz (1979) propose l'existence d'une dorsale N-S et donc une ouverture E-W associée à une rotation anti-horaire de 66° (basé sur les données paléomagnétiques de Halgedahl and Jarrard, 1987) de la péninsule alaskane avec un pôle de rotation dans le delta de MacKenzie. Finalement, Shephard et al. (2013) proposent un modèle impliquant une rotation, dont le moteur serait la zone de subduction Pacifique. Ce modèle implique l'existence d'une faille décrochante, dont le jeu serait dextre, parallèle à la ride de Lomonosov, et continue entre la Sibérie et l'Amérique du Nord. Le retrait du slab vers le sud vers 130 Ma permettrait d'expliquer l'ouverture du Bassin Canadien à cette époque. Dans ce cas-ci l'océanisation est datée entre 142.5 et 126 Ma (Alvey et al., 2008).

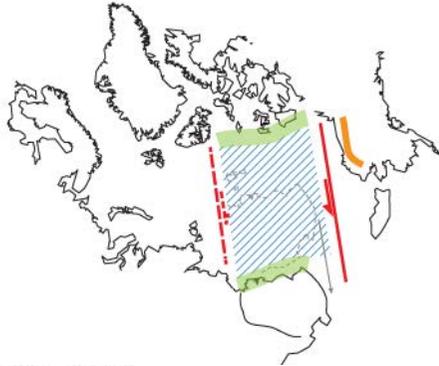
Il apparait que chaque modèle proposé a des lacunes et manque de contraintes. De nombreuses études récentes se sont donc attachées à reconstruire la paléogéographie des marges alaskane, canadienne et des Iles canadiennes avant ouverture du bassin canadien.

Embry depuis les années 1990 s'est attaché à étudier les relations entre les Iles canadiennes, et plus particulièrement le bassin du Sverdrup avec la marge alaskane, c'est-à-dire le North Slope. La restauration de bassins de même âge (Trias-Crétacé inférieur) au large de la marge alaskane, le Hanna Trough, et au niveau du Sverdrup tend à proposer un modèle de rotation, dans lequel les marges alaskane et canadienne se faisaient face (Figure II.6) et se sont écartées l'une de l'autre via une rotation dont le moteur n'est pas explicité.

Pour arriver à des modèles d'aussi grande échelle, il est nécessaire de restaurer la position de chacun des blocs avant ouverture du bassin canadien.

Modèles	M. alask.	M. can.	Lom.	Chuk.	Remarques	Limites
<p>(Churkin & Trexler, 1980)</p> 					<p>S'appuie sur données paléomagnétiques de Cooper et al. (1976)</p> <p>Pas de réelle ouverture mais enfermement d'une croûte océanique déjà existante par convergence de blocs</p>	<p>Pas de cohérences avec les données sismiques qui datent l'ouverture du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur</p>
<p>(Dutro, 1980)</p> 	P	F	P	F	<p>Modèle basé sur la reconstruction de directions de transport des roches pré-Mississippiennes</p>	<p>Nécessite 2000 km de décrochement sénestre alors que seul petit mouvement dextre identifié</p>

(Herron et al., 1974)

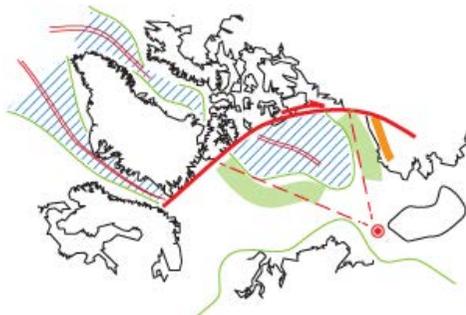


F P F P

Ne pensent pas que rotation soit possible car l'ouverture de l'Atlantique Nord impliquerait une compression dans le BC

Pas de mouvements de translation identifiés le long de la marge alaskane

(Christie, 1979)



P F P P

Rides d'Alpha-Mendeleiev auraient été à l'origine d'ouverture du BC. Modèle basé sur similitudes de géologie à terre entre Svalbard et Arctique-Canada (Iles)

Pas d'accrétion sur ces "rides" puisqu'elles ne sont à priori pas des dorsales océaniques

(Grantz et al., 1979)

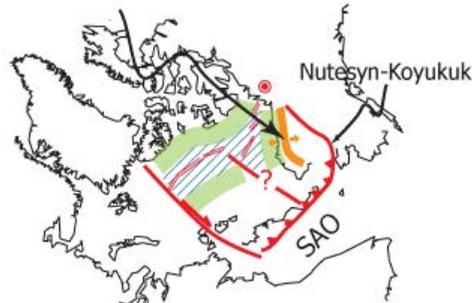


P P - -

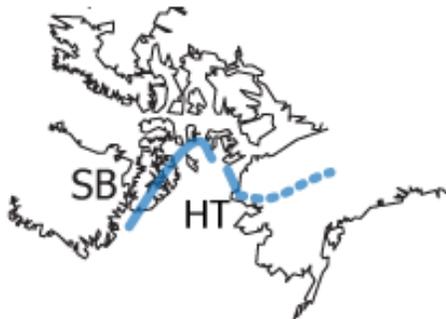
Modèle basé sur l'analyse sismique qui montre que Alaska et Canada sont des marges passives. Pôle de rotation dans le delta du MacKenzie (cohérent avec coordonnées du pôle de rotation de Halgedahl and Jarrard, 1987)

Pôle de rotation dans le delta devrait impliquer plus de déformation loin du pôle (sur la partie Ouest de la marge alaskane par exemple) et moins de déformation proche du pôle, or on observe l'inverse

(Shephard et al., 2013)



(Embry, 1990)



P P F [C]

Implémente un moteur à l'ouverture océanique

A priori pas de décrochante identifiée le long de la ride de Lomonosov

P P - -

Apporte contraintes sur la reconstruction paléogéographique avant ouverture du BC (plus d'explications dans le texte). Données de Gottlieb et al. (2014) confirment hypothèse d'Embry. Basé sur similarités de faciès entre Sverdrup et North Slope et relie le Hanna Trough et le bassin du Sverdrup

Pas réel modèle d'ouverture du BC et pas de moteur d'ouverture

Figure II.6 : Modèles d'ouverture proposés depuis les années 1970. En vert sont représentées les marges passives, en hachuré bleu l'espace océanique, en orange la chaîne de Brooks Range, en bleu foncé les bassins de Hanna et du Sverdrup. Les pôles de rotation sont indiqués par des cercles rouges. M. alask. désigne la marge alaskane, M. can. la marge canadienne, Lom. la ride de Lomonosov et Chuk. le bloc Chukotka. P désigne la marge passive, F la marge transformante et [C] la convergence. BC pour bassin canadien, HT pour Hanna Trough et SB pour Sverdrup bassin.

De nombreuses études s'attachent donc à caractériser les provenances des différents blocs que sont la marge alaskane (le North Slope) et la plaque de Chukotka (qui forment un seul bloc, le bloc AACT), les blocs Baltica et Siberia par rapport au bloc Laurentia (craton Nord Américain) (Figure II.7) afin de reconstruire l'évolution paléogéographique de cette région le plus fidèlement possible (Lane, 2007 ; Colpron and Nelson, 2011 ; Miller et al., 2011 ; Amato et al., 2009 ; Moore et al., 2015).

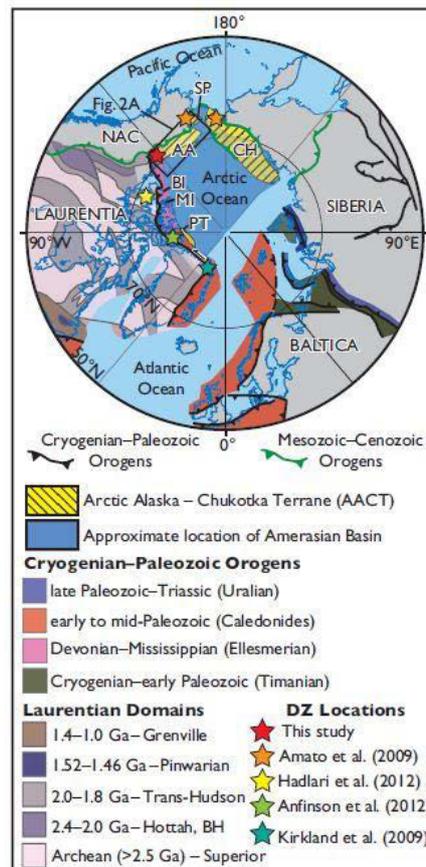


Figure II.7 : Figure issue de Strauss et al. (2013). Sont représentés les "microcontinents" Alaska Arctique (AA) et Chukotka (CH). Les étoiles représentent les lieux de prélèvement des zircons détritiques discutés en Figure II.8.

Les études entreprises se basent essentiellement sur des données paléontologiques (Blodgett et al., 2002) et analyses de zircons détritiques (Strauss et al., 2013) qui sont à même de donner une "signature" à ces blocs (exemple en Figure II.8). Ce couplage de données permet d'établir les affinités entre les différents blocs et de proposer des hypothèses quant à leur évolution géodynamique.

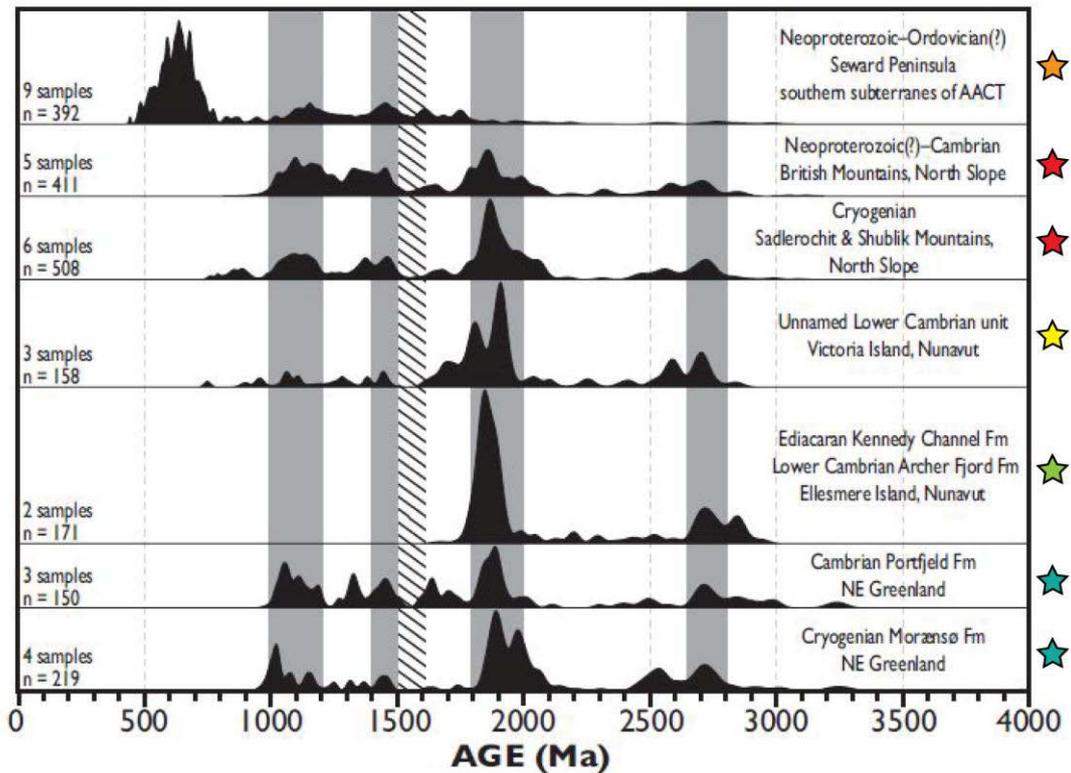


Figure II.8 : Signatures en zircons détritiques provenant de différentes localités. Figure modifiée d'après Strauss et al. (2013). Les étoiles de couleurs réfèrent aux études mentionnées dans la Figure II.7.

Les informations au sein du bassin canadien étant assez peu nombreuses pour juger de sa formation et de son évolution, les informations sont à aller chercher au niveau des marges du bassin canadien et des cordillères américaine et canadienne présentes sur le pourtour du bassin.

2. Terminaison septentrionale de la Cordillère Américaine

La péninsule alaskane est la terminaison septentrionale de la cordillère américaine, et est bordée au Nord par l'Océan Arctique, au Sud par la fosse des Aléoutiennes où la plaque Pacifique subducte sous la plaque Nord-Américaine, et à l'Ouest par le détroit de Béring. La péninsule alaskane se trouve donc à la jonction entre la région Arctique au Nord et la région Pacifique et sa zone de subduction au Sud. Si la tectonique récente à l'échelle de l'Alaska et du nord Canada est bien documentée, la formation de cet ensemble tel qu'on le connaît

actuellement et l'évolution des différentes unités qui le composent sont en revanche moins bien connues.

2.1 Evolution actuelle de la Cordillère

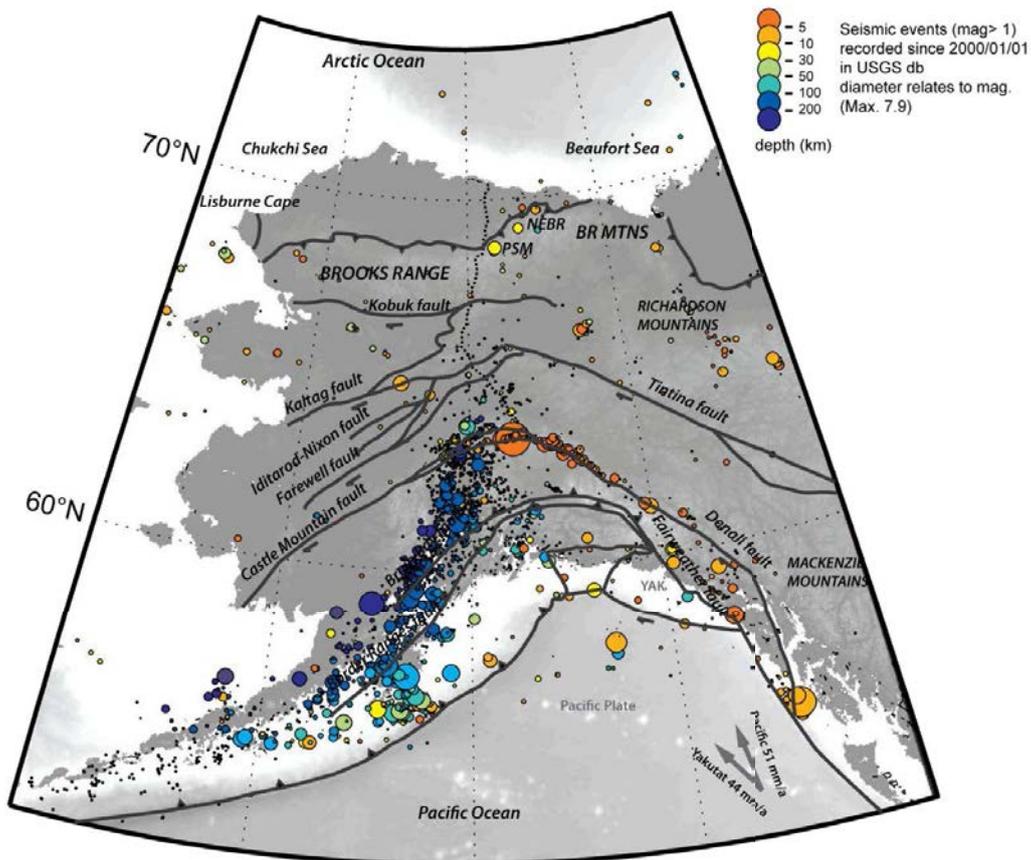


Figure II.9 : Compilation des données issues de la base de données sismologiques de l'USGS (2000-2010). La taille des cercles est proportionnelle à la magnitude des séismes.

L'activité tectonique actuelle est soulignée par la forte activité sismique (Figure II.9) répartie entre la fosse des Aléoutiennes, où les séismes atteignent des profondeurs de 200 km, et les grands décrochements incluant les failles de Dénali, Tintina ou Fairweather, où les séismes sont crustaux et atteignent des profondeurs de 5-10 km (Plafker et al., 1978; Plafker and Berg, 1994; Leonard et al., 2008). Les mesures GPS mettent en évidence l'existence de plusieurs blocs rigides se déplaçant dans des directions et à des vitesses différentes. Ruppert et al. (2008) et Freymueller et al. (2008) délimitent notamment les blocs de Béring (BER), dont le mouvement est horaire, de Yakutat (YAK) et du bloc Alaska Sud (SOAK), dont le

mouvement est anti-horaire, la plaque Pacifique (PAC) et la plaque Nord-Américaine (NAM). Tous ces blocs ont des mouvements accommodés dans une large zone où la déformation est plus ou moins intense (Figure II.10 ; Finzel et al., 2011). La mise en place de ces grands décrochements a permis d'accommoder l'accrétion oblique du terrain Yakutat, et les mesures GPS permettent de quantifier les déplacements sur ces failles actives. Des déplacements compris entre 4.5 et 10.2 mm/an ou entre 48 et 58 mm/an ont été observés respectivement sur les failles de Dénali et Fairweather (Leonard et al., 2008 ; Plafker et al., 1978 et Leonard et al., 2007). Un raccourcissement de 6 mm/an est associé aux failles du système Chugach-St-Elias (Leonard et al., 2007) et de l'ordre de 5 mm/an dans les montagnes de MacKenzie (Hyndman et al., 2005).

Ces grandes limites tectoniques accommodent la subduction de la plaque Pacifique (Figure II.10) se déplaçant à 44.1 ± 1.9 mm/an dans la direction $N037 \pm 4$ (Fletcher et al., 1999) et du terrain Yakutat (Eberhart-Phillips et al., 2006) se déplaçant à 50.9 ± 1.4 mm/an dans la direction $N14.7^\circ \pm 1.4^\circ$ W (DeMets et al., 1999) sous l'Alaska. La collision du bloc Yakutat avec le continent nord américain a été interprétée comme ayant débuté au Miocène (Plafker and Berg, 1994) d'autres études allant jusqu'à suggérer une collision débutant entre 10 et 5 Ma (Enkelmann et al., 2008 ; Finzel et al., 2011a et b). Les effets longue-distance de la collision oblique du terrain Yakutat ont conduit au transfert des contraintes de la zone de collision à la partie Est des Brooks Range, la mer de Beaufort et les montagnes de MacKenzie (Mazzotti and Hyndman, 2002). Actuellement, quelques séismes plus superficiels sont enregistrés dans les montagnes de Philip Smith (PSM), de Richardson et de MacKenzie et en mer de Beaufort, mettant en évidence que les structures tectoniques dans la partie est des Brooks Range et dans la cordillère canadienne ainsi que les structures du bassin de Beaufort-MacKenzie sont toujours actives (Figure II.10), avec des séismes parfois d'une magnitude assez élevée, de l'ordre de 6-7 (Hyndman et al., 2005).

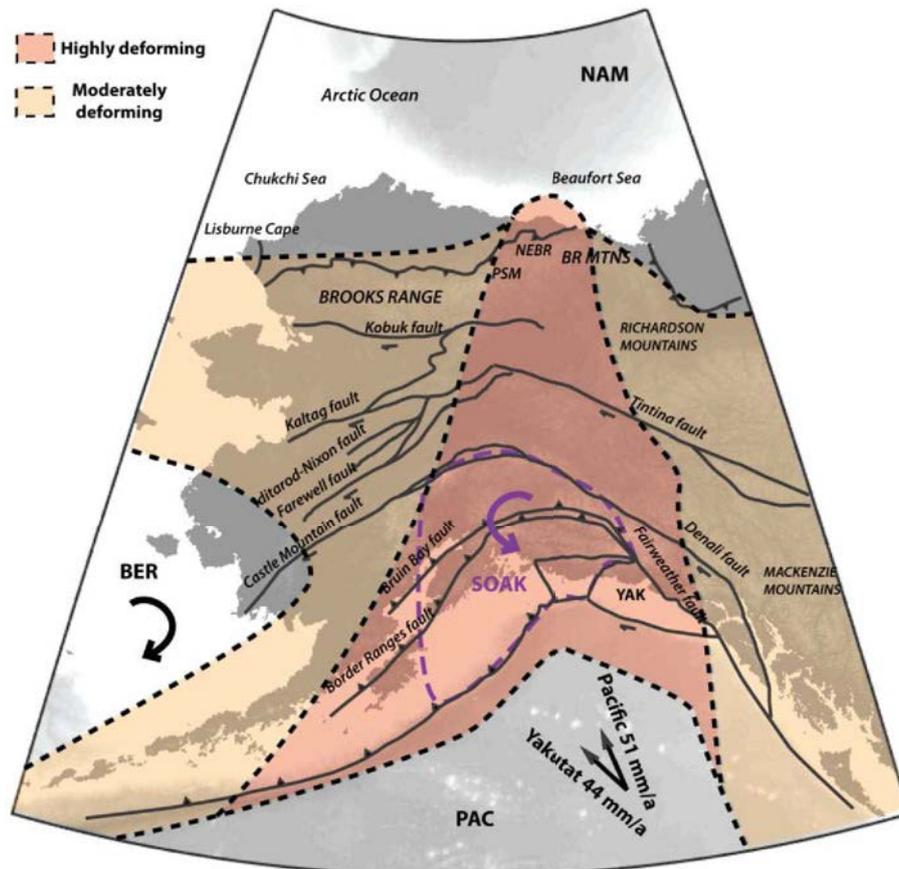


Figure II.10 : Délimitations et mouvements des blocs rigides de Béring (BER), Pacifique (PAC), nord-américain (NAM), de Yakutat (YAK) et de l'Alaska sud ouest (SOAK). Les zones de déformation entre ces différents blocs ont été représentées, en rouge pour les zones fortement déformées, en orange pour les zones moyennement déformées (Finzel et al., 2011a et b).

2.2 Construction de la Cordillère Américaine

Si le découpage actuel et l'évolution géodynamique actuelle est assez claire et bien documentée, l'évolution géodynamique des différentes unités composant la région Alaska-Canada est en revanche plus difficile à reconstruire. L'Alaska résulte d'une accréation entre des terrains d'affinité océanique, continentale et d'arcs du Paléozoïque au Cénozoïque entre les cratons d'Amérique du Nord et d'Asie de l'Est (Plafker and Berg, 1994 ; Nockleberg et al., 2000 ; Colpron et al., 2007). L'Alaska et le Canada se découpent en plusieurs unités d'affinités dont l'essence et l'évolution sont très différentes. Plusieurs unités (cf Tableau II.1 et Figure II.11) semblent avoir eu des histoires très distinctes et sont distingués dans cette étude :

- les terrains de la Cordillère canadienne, des Chugach-St-Elias Mountains constituent la proto-Amérique du Nord, d'affinité Laurentienne, représentés Figure II.11 et sont caractérisés par des dépôts de plate-forme protérozoïques à triasiques et forment l'actuel Yukon, la Colombie Britannique et le centre de l'Alaska.

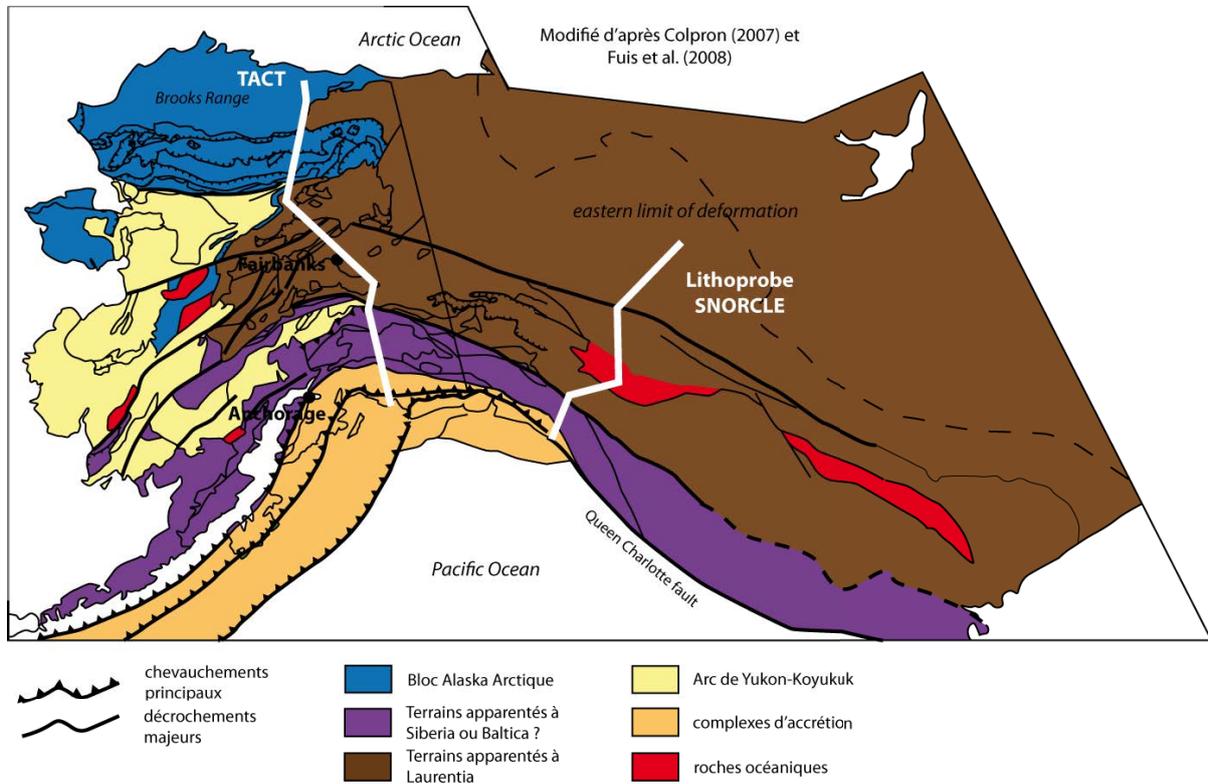


Figure II.11 : Illustration (d'après Colpron et al., 2007 et Fuis et al. 2008) des principaux terrains de la Cordillère américaine et canadienne, regroupés par affinité paléogéographique. En bleu figurent le North Slope, la péninsule de Seward et le terrain de Ruby ; en violet sont représentés les terrains de Wrangell et Peninsular (pour plus de détails voir Tableau II.2) ; en rouge sont représentées les roches océaniques ; en orange figurent les terrains de Chugach, Prince William, Crescent et Yakutat ; en jaune est représenté l'arc volcanique de Yukon-Koyukuk.

- les terrains de Wrangell-Peninsular (détaillé dans le Tableau II.2) qui forment un ensemble de roches métamorphiques, sédimentaires et volcaniques, qui ne sont pas d'affinité Laurentienne, mais auraient plutôt une affinité avec les blocs paléozoïques Baltica ou Siberia. Ces affinités sont basées sur des études paléontologiques, palynologiques, paléomagnétiques ou sur la "signature en âges" des zircons détritiques (Colpron et al., 2007).

Ensembles	Terrains	Remarques
Bloc Alaska Arctique	Alaska Arctique (North Slope) * Terrain de Ruby * Terrain de Hammond * Terrain d'Angayucham *	
Bloc Laurentia	~ Craton d'Amérique du Nord	- Dépôts de plate-forme protérozoïques à triasiques (actuel Yukon, Colombie Britannique et centre Alaska) - Craton
Bloc Siberia ou Baltica ?	Wrangell Peninsular	
Arc volcanique Yukon-Koyukuk	Arc volcanique	
Terrains accrétés-subductés dans la fosse de subduction des Aléoutiennes	Chugach Prince William Crescent Kula Yakutat	

Tableau II.1 : Unités décrites dans la Figure II.11 et les terrains qu'elles comportent. Le détail des terrains est résumé en Tableau II.2. Les terrains marqués d'une astérisque sont détaillés et discutés dans le Chapitre IV.

- les terrains du bloc Alaska-Arctique qui sont composés de différentes unités détaillées dans le Chapitre IV.

- le complexe de Yukon-Koyukuk composé de roches métamorphiques protérozoïques à paléozoïques et de roches issues d'arc volcanique dont l'âge d'accrétion dans la fosse de subduction est inconnu.

- les terrains de Chugach-Prince William qui ont été accrétés dans la fosse de subduction, les terrains de Crescent (monts sous-marins) et les terrains de Kula et Yakutat (fragments de lithosphère océanique) qui sont passés en subduction.

Terrains	Nature	Age de collision ou d'accrétion	Remarques
Yukon	Roches métamorphiques protérozoïques à paléozoïques et roches issues d'arc volcanique		Séparé des autres terrains (au Sud) par faille de Dénali Affecté par plutonisme Crétacé et extension
Wrangell Peninsular	Ensemble de roches métamorphiques, sédimentaires et ignées	Jurassique supérieur - Crétacé inférieur	Ensemble intrudé par des granites Jurassique supérieur à Néogène
Chugach	Roches métamorphiques, mélange, et ensemble de roches volcaniques-océaniques et sédimentaires	Crétacé inférieur à supérieur ?	Roches métamorphiques (schistes bleus) du Trias supérieur- Jurassique inférieur et mélange contenant fossiles du Trias au Crétacé supérieur
Prince William	interprétées comme un ancien complexe de subduction	Paléocène-Eocène ?	Roches sédimentaires marines et volcaniques paléocènes-éocènes
Crescent	Monts sous-marins	Paléocène-Eocène	
Kula	Roches d'affinité océanique	Paléogène (Paléocène-Eocène ?)	
Yakutat	Lithosphère ou plateau océanique	Tortonien (Miocène - 10 Ma)	Son accrétion a changé les conditions aux limites sur la plaque Nord Américaine (on va créer les Chugach et St-Elia Mountains à cette époque)

Tableau II.2 : Informations sur les unités passées en subduction ou accrétées au niveau du prisme de la fosse des Aléoutiennes.

Dans les années 1980-1990, de grandes campagnes d'acquisition de données géologiques et géophysiques ont été entreprises en Alaska et au Canada. Au Canada, la campagne LITHOPROBE-SNORCLE (Slave Northern Cordillera Lithospheric Evolution) a été organisée afin d'obtenir des informations sur la structure profonde de la cordillère canadienne jusqu'alors assez mal connue (Figure II.12). En Alaska un profil sismique grand-angle a

notamment été acquis : le TACT (Trans Alaskan Crustal Transect ; Figure II.13). Ce profil sismique mesure 1350 km de longueur et relie la fosse des Aléoutiennes à l'Océan Arctique et a une pénétration suffisante pour identifier des structures jusqu'à environ 50-60 km de profondeur.

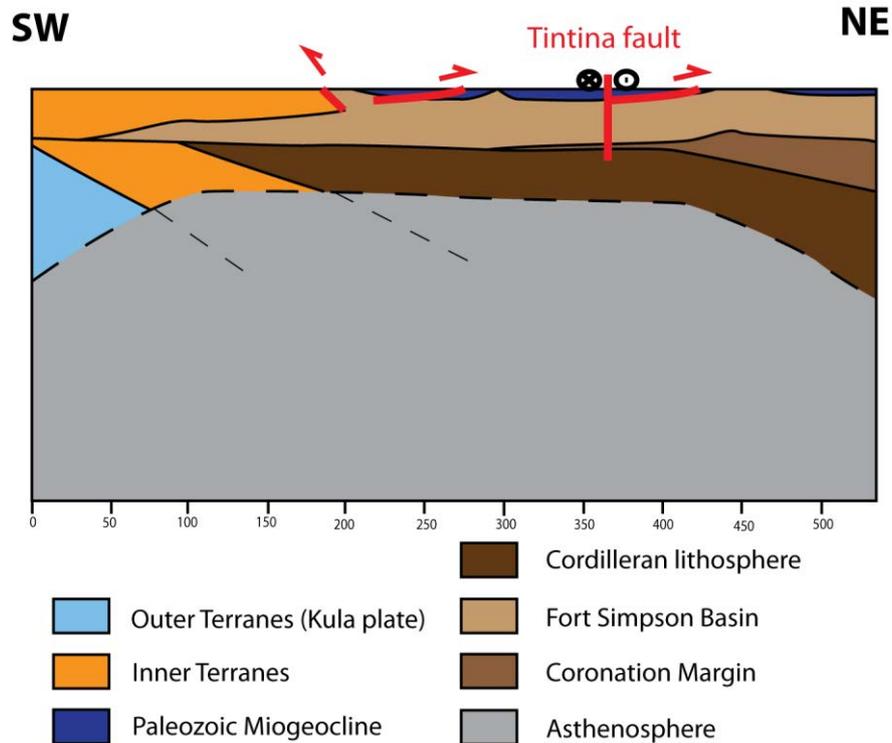


Figure II.12 : Profil issu de la campagne LITHOPROBE-SNORCLE. Le trajet du profil suivant est représenté sur la Figure II.11. Figure d'après Cook et al. (2012).

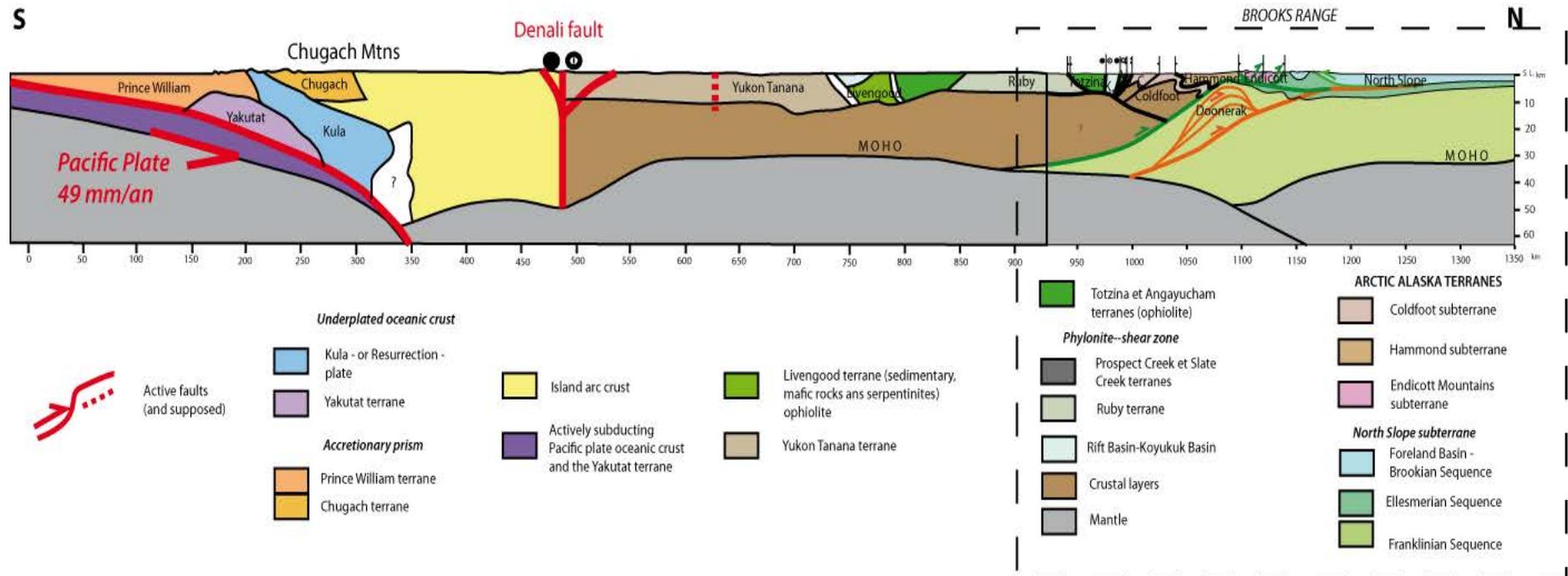


Figure II.13 : Trans-Alaskan Crustal Transect (TACT), d'après Fuis et al. (2008). Le trajet du TACT est représenté sur la Figure II.11.

Au Jurassique moyen, la fermeture de l'espace océanique compris entre les terrains de Wrangell-Peninsular et la plaque nord américaine située au nord de ceux-ci (Figure II.11, Trop and Ridgway, 2012) est la première étape jurassique de construction de la péninsule alaskane. Cette accréation est synchrone de subduction de la plaque Pacifique au sud du terrain de Wrangell. Durant tout le Jurassique, l'espace océanique situé au nord se ferme progressivement de sorte que la plaque Nord Américaine et les terrains de Wrangell-Peninsular entrent en collision entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur (Trop and Ridgway, 2012 ; cf Tableau II.1). La subduction Pacifique se poursuit et des plutons issus entre autres de la fusion de la plaque plongeante intrudent le terrain de Wrangell du Jurassique supérieur au Néogène. Des terrains interprétés comme d'anciens complexes de subduction antérieures (faites d'un ensemble de roches volcaniques, sédimentaires et métamorphiques) que sont les terrains de Chugach et de Prince William sont accrétés dans la fosse de subduction du Crétacé (inférieur ou supérieur) au Paléocène-Eocène. A partir du Paléocène-Eocène, les monts sous-marins de Crescent passent en subduction. C'est également à cette période que la "plaque de Kula", qui est composée de roches océaniques, passe en subduction sous le continent Nord-Américain. Le terrain de Yakutat, qui est composé de lithosphère océanique, entre en subduction dès le Miocène jusqu'à aujourd'hui et a contribué à la formation des reliefs de Chugach et St-Elias (Enkelmann et al., 2008).

Reconstruire l'évolution de la région Alaska-Canada implique une accumulation de données diverses et nombreuses. Notre étude se centre sur une partie abordée dans ce chapitre qui est le bloc Alaska-Arctique que nous avons investigué au cours de cette thèse.

3. Liens géodynamiques entre la mer de Beaufort et les chaînes de Brooks Range et des British Mountains

Cette étude s'est particulièrement concentrée sur l'étude du bloc Alaska-Arctique, et plus particulièrement sur la chaîne de Brooks Range, au nord de l'Alaska, et de la chaîne des British Mountains, au nord-ouest du Yukon (Figure II.11 et II.14) ainsi de leurs bassins d'avant-pays respectifs.

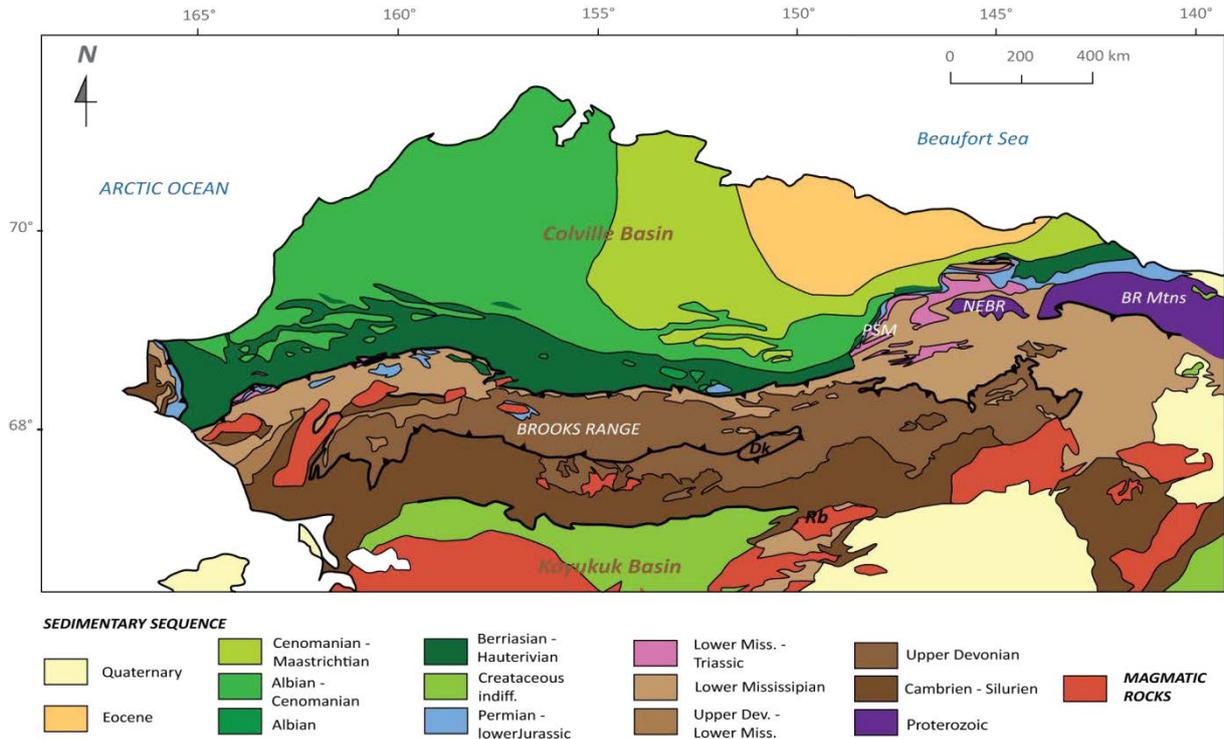


Figure II.14 : Carte géologique des Brooks Range. PSM: Philip Smith Mountains. NEBR : North Eastern Brooks Range. BR Mtns : British Mountains (modifiée d'après Beikman, 1980 et Mull, 1989).

3.1 Calendrier tectonique à terre

La formation de la chaîne de Brooks Range commence avec la fermeture du bassin d'arrière-arc Angayucham au Jurassique par la collision entre l'arc volcanique de Koyukuk et la marge passive du bloc Arctic Alaska Chukotka (AAC, Figure II.15). La marge S d'AAC est subduite au cours de cet épisode, menant à l'obduction de l'ophiolite Angayucham et à la formation de roches de HP maintenant exhumées dans la zone interne de Brooks Range. La chaîne externe est constituée d'un ensemble de plis-chevauchements à vergence Nord, dont la mise en place et la quantification entre le Crétacé et le Cénozoïque a fait l'objet d'un article soumis à JGR Solid Earth, présenté dans le Chapitre IV.

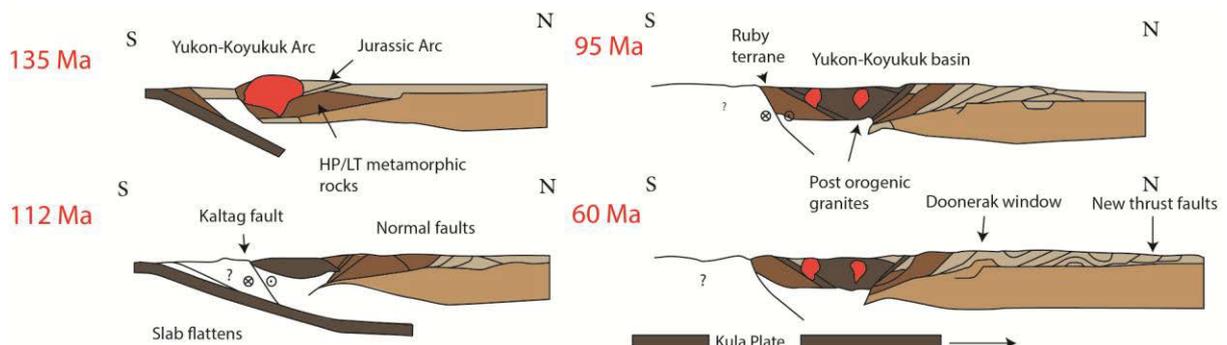


Figure II.15 : Evolution et formation de la chaîne de Brooks Range. Voir texte pour explications. Figure d'après O'Sullivan et al. (1997).

3.2 Données géologiques

3.2.1 Structure des chaînes longeant le Bassin Canadien

Le Brooks Range est constitué de métasédiments paléozoïques et d'une couverture mésozoïque-cénozoïque (Figure II.14). La plus grande partie de la chaîne est orientée E-W mais montre une structure arquée vers le NE (Beikman, 1980). Deux séquences de failles sont imbriquées dans la chaîne. La première séquence consiste en une déformation de couverture qui connecte les unités de haut grade métamorphique aux unités de bas grade des Endicott Mountains qui s'est mise en place au Crétacé inférieur (~120 Ma). La seconde séquence implique des roches du socle pré-Mississippien et s'est potentiellement mise en place du Crétacé supérieur au Miocène. Le nord de la chaîne est composé du bassin de Colville, un bassin d'avant-pays affecté par la mise en place de nombreux plis et failles à vergence nord impliquant la couverture Crétacé et Tertiaire. Au nord du bassin en revanche, les dépôts tertiaire sont simplement inclinés légèrement vers le nord.

La région des British Mountains, des Barn Mountains et la plaine côtière du Yukon, (Figure II.16), a été affectée par des épisodes de compression du Crétacé supérieur au Paléocène-Eocène (Dixon, 1992), également identifiés au NE des Brooks Range (Lane and Dietrich, 1995 ; voir Chapitre IV). Les British Mountains sont le pendant canadien de la chaîne de Brooks Range en Alaska et sont composées de roches protérozoïques affectées par de nombreux chevauchements arqués dont la direction passe de d'E/O à NO/SE. Les Barn Mountains sont composées de roches paléozoïques affectées par des failles normales de directions N/S de vergences E et O. Un couloir de failles décrochantes affectant des roches jurassiques et crétacées est située à l'est des Barn Mountains. Enfin la plaine Côtière du Yukon est constituée de sédiments cénozoïques déformés et affectés par des failles à vergence Nord. Ces données sont issues de la carte géologique du Yukon et des Territoires du Nord-Ouest fournie par le Bureau des Ressources Géologiques du Canada (GSC - Geology of the Northern Yukon and Northwestern District of MacKenzie, 1985).

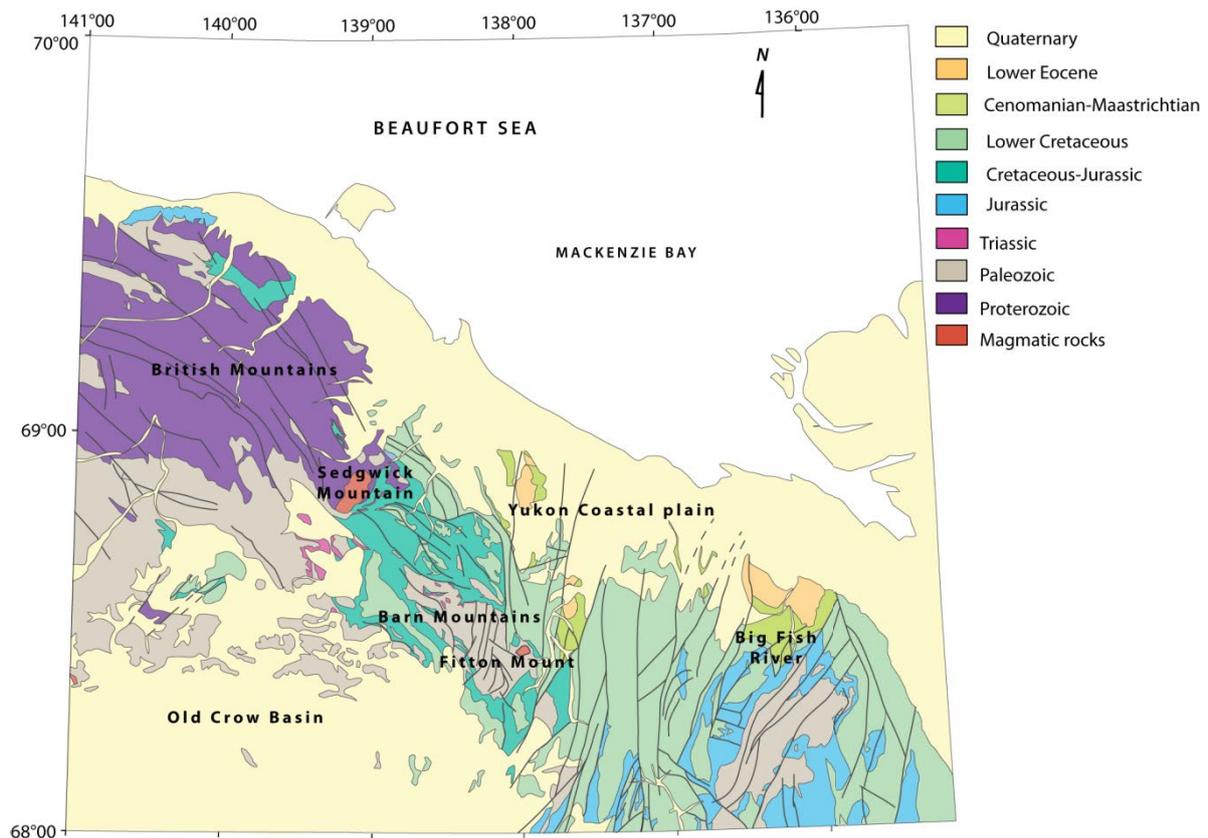


Figure II.16 : Carté géologique des British et Barn Mountains.

L'histoire géologique de l'Alaska arctique peut se décomposer en plusieurs séquences sédimentaires limitées par des discordances majeures : la séquence Franklinienne qui est représentée par les sédiments pré-Mississippiens (>360 Ma), la séquence Ellesmérienne qui est caractérisée par des dépôts de Mississippien au Trias supérieur, la séquence Beaufortienne qui "s'étend" du Jurassique inférieur au Crétacé inférieur et la séquence Brookienne qui est constituée de dépôts crétacés supérieurs à paléogènes. Les lithologies et types des dépôts (marins/terrestres) sont décrits ci-dessous et sont détaillés en Figure II.17.

3.2.2 Les séquences sédimentaires

La séquence Franklinienne

Cette séquence est majoritairement composée en Alaska d'argilites du Protérozoïque au Dévonien moyen. Dans les NEBR et dans les British Mountains, la séquence est constituée d'argilites, de grès turbiditiques, de phyllites, ainsi que de roches volcaniques (Brosgé et al., 1962) et localement de calcaires, de dolomies ou de conglomérats (Lane, 2007). Ces dépôts

sont regroupés sous le nom de formation de Neruokpuk (Brosgé et al., 1962). Au Dévonien inférieur, les argiles sont fréquemment intercalées avec des bandes gréseuses ou silteuses et la succession de ces dépôts clastiques au faciès grossiers prograde vers le nord (Lane, 2007). L'environnement de dépôt correspondant à cette unité est interprété comme étant un environnement distal penté, propice à la formation de turbidites. Ces dépôts ont été impliqués dans le plissement et la mise en place de chevauchements alors que les dépôts mississippiens les recouvrant n'ont clairement pas été déformés. Les dépôts dévoniens ont été intrudés par des granites, qui ont été datés en U-Pb du Dévonien supérieur (Mortensen and Bell, 1991 ; Colpron and Nelson, 2011).

Dans la chaîne interne de Brooks Range (au Sud de la chaîne de Brooks ; Figure II.14), les unités frankliniennes ont subi un métamorphisme schiste vert à amphibolites et sont représentées par des calc-schistes, des schistes, des marbres et des gneiss (Mull, 1989). Une partie de cette formation affleure dans la fenêtre de Doonerak (Mull, 1989).

Ces roches ont été forées dans un intérêt pétrolier et ont révélé la présence à la fois de pétrole et de gaz (Figure II.17). Cet ensemble est l'une des roches-réservoirs du système pétrolier dit Ellesmérien (Bird, 1998).

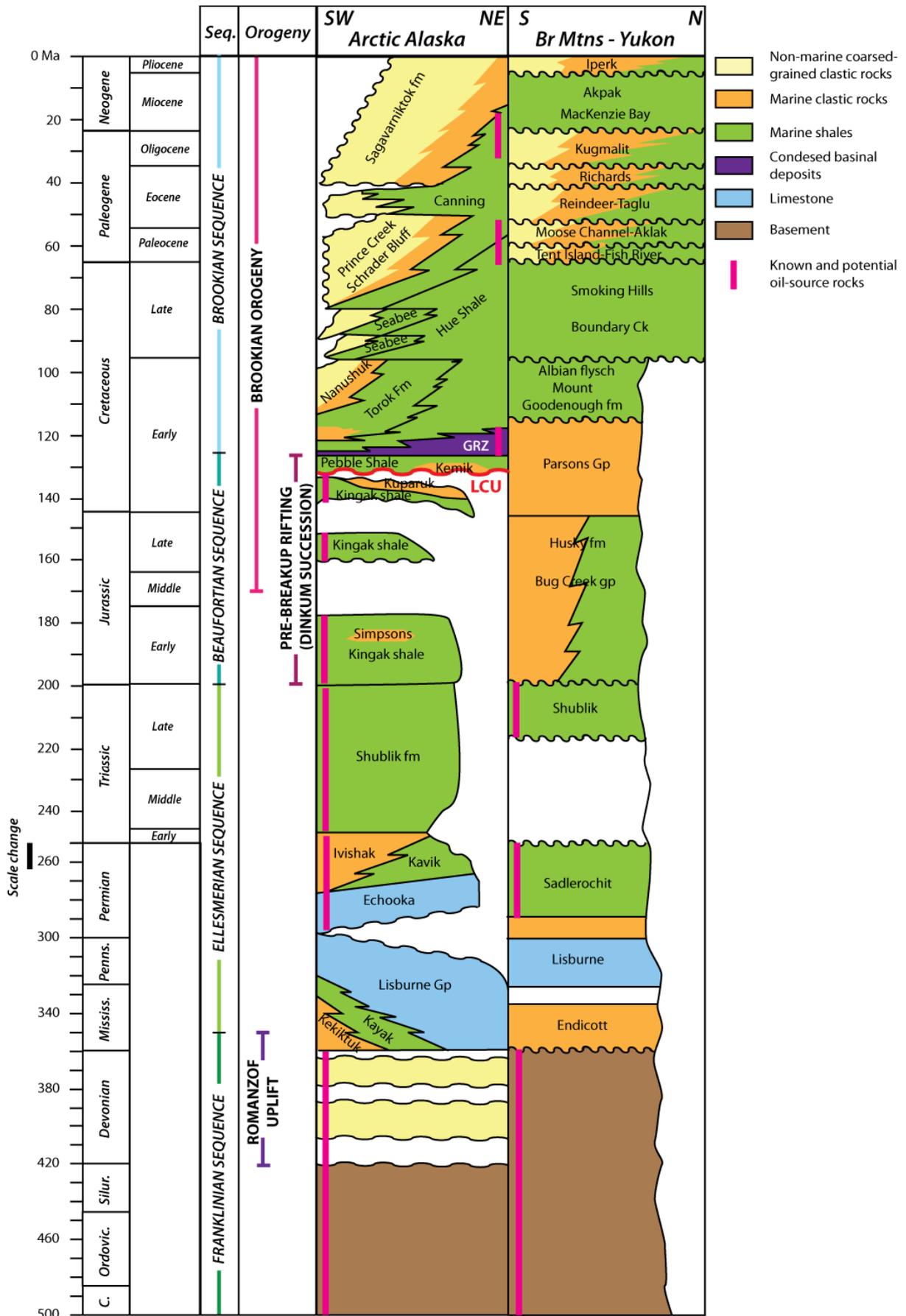


Figure II.17 : Colonne stratigraphique du North Slope (Alaska Arctique) et des British Mountains-

Yukon. Les quatre grandes séquences Franklinienne, Ellesmérienne, Beaufortienne et Brookienne sont reportées ainsi que les formations correspondantes, leur lithologie et leur type (marin ou terrestre), ainsi que les événements tectoniques majeurs (d'après Houseknecht and Bird, 2004,2011, Moore et al., 1994, Grantz et al., 1994, Lane and Dietrich, 1995).

La séquence Ellesmérienne

La séquence Ellesmérienne repose en discordance sur les dépôts frankliniens et s'étend du Mississippien au Crétacé inférieur. Cette séquence apparaît dans la chaîne interne de Brooks dans son extrémité occidentale, dans les NEBR et dans les British Mountains. Cette séquence se compose des formations des conglomérats de Kekiktuk, des argiles de Kayak, qui correspondent à la formation de dépôts marins clastiques d'Endicott dans la partie canadienne, du Groupe de Lisburne, composé de carbonates de plate-forme. Le sommet de la formation de Lisburne est tronqué par une discordance majeure qui marque une baisse majeure du niveau marin (Mull, 1989). La surplombent la formation d'Echooka, composée de calcaires gréseux, les argiles de Kavik et la formation d'Ivishak faite de conglomérats et de grès qui coïncident avec le dépôt de la formation de Sadlerochit au Canada, ainsi que la formation de Shublik composée d'argiles et de calcaires (Figure II.17).

Les formations de Sadlerochit, Ivishak, Echooka constituent les roches-réservoirs du système pétrolier Ellesmérien. La formation de Shublik constitue l'une des plus importantes roches-mères identifiées dans cette région.

La séquence Beaufortienne

La séquence Beaufortienne est constituée de dépôts silicoclastiques jurassiques à crétacés inférieurs (Houseknecht and Bird, 2004). Cette séquence est définie par les dépôts ayant enregistré les événements liés à l'ouverture du bassin canadien (Hubbard et al., 1987), qui correspond également à la mise en place du graben de Dinkum (Figure II.17). Cette séquence est composée des argiles de Kingak et des grès de Kubaruk (Figure II.17). A la fin de cette séquence est enregistré dans le bassin un épisode d'érosion majeure, la LCU (pour Lower Cretaceous Unconformity) qui marque la fin de cette séquence (Houseknecht and Bird, 2004 ; Grantz et al., 2011). Dans la partie canadienne, les formations argileuses Bug Creek et Husky et gréseuses de Parsons Group se déposent. La LCU n'est pas enregistrée dans cette partie de la chaîne ou du bassin à terre.

Cette séquence est connue pour sa formation du Kingak, qui constitue l'une des roches-sources majeures d'Alaska (Bird, 1998).

La séquence Brookienne

La séquence Brookienne (Crétacé-Tertiaire) fait suite à la séquence Beaufortienne, elle est caractérisée par trois séquences de dépôts séparées par des discontinuités majeures (Moore et al., 1992).

Les roches de cette séquence sont des produits de l'érosion de la chaîne de Brooks Range et de ses équivalents latéraux. Ces dépôts sont assez peu épais au niveau de la chaîne plissée, et très épais dans le bassin de Colville. Dans la chaîne, la séquence brookienne débute par des dépôts des grès et conglomérats d'Okpikruak (qui correspondent à une partie de Kingak et des argiles de Pebble) discordants sur les séries ellesmériennes (Brosgé et al., 1979). Cette formation se compose de grès et d'argiles, qui correspondent à un environnement marin proximal (origine d'apport Ouest, de la plaque Chukotka, Moore et al. 2015). Dans les NEBR, la formation de Kongatuk (dont est composée le groupe de Parsons) est l'équivalent distal de la formation d'Okpikruak, elle est composée d'argiles et de silts. Au Barrémien se déposent au Nord du bassin les argiles de la formation de Hue Shale, dont les dépôts condensés à la base sont facilement détectable en spectrométrie gamma-ray (GRZ pour Gamma Ray Zone ; Figure II.17). Au Sud du bassin se déposent en même temps que les argiles de Hue les formations de Torok, Nanushuk et Seabee. On enregistre alors une transition entre les dépôts marins (type « flyschs » de Torok) et les dépôts continentaux (type « molasse » de Nanushuk). A partir du Cénomanién et jusqu'au Turonien, une transgression marine a lieu et les dépôts sont à nouveau marins (formation de Seabee). La formation de Schrader Bluff se dépose par-dessus la précédente, du Sénonien au Maastrichtien, et des sédiments continentaux de la formation de Prince Creek viennent s'intercaler aux sédiments marins de Schrader Bluff. Dans le Nord du bassin se dépose la formation de Canning, constituée d'argiles. A partir du Cénozoïque se dépose la formation de Sagavarniktok au nord-est du bassin de Colville, constituée de dépôts exclusivement continentaux (Mull, 1989).

Dans la partie canadienne se déposent les argiles et les flyschs des formations crétacées inférieures de Mount Goodenough (Figure II.17), les sédiments argileux de Boundary Creek et Smoking Hills. A partir du Paléocène et jusqu'à l'Oligocène des dépôts clastiques

continentaux sont enregistrés dans la partie Sud du bassin où les dépôts sont faits de grès marins, fluviaux, ou correspondants à des environnements deltaïques (formations de Tent Island à terre et Fish River en mer, Moose Channel à terre et Aklak en mer, Reindeer à terre et Taglu en mer et Richards et Kugmalit exclusivement en mer). A partir du Miocène les dépôts se font à nouveau uniquement argileux. Par-dessus ces sédiments miocènes se déposent ceux pliocènes de la formation d'Iperk.

La formation de Hue Shale, et surtout sa partie inférieure faite de dépôts condensés compose la roche-source du système pétrolier de Hue-Thomson, dont la formation de Canning constitue le réservoir (Bird, 1998). La partie supérieure de cette même formation constitue d'ailleurs une roche-mère, du système Canning-Sagavarniktok, dans laquelle ont été trouvés du pétrole et du gaz. Ce système est également constitué d'une roche-réservoir, les grès de la formation de Sagavarniktok, à la base de laquelle ont également été trouvés des hydrocarbures (Bird, 1998).

3.2.3 Dynamique sédimentaire

Les analyses de direction de courants effectuées dans les sédiments du Crétacé à l'Eocène ainsi que l'étude de profils sismiques mettent en évidence un changement de direction des apports à partir du Crétacé supérieur.

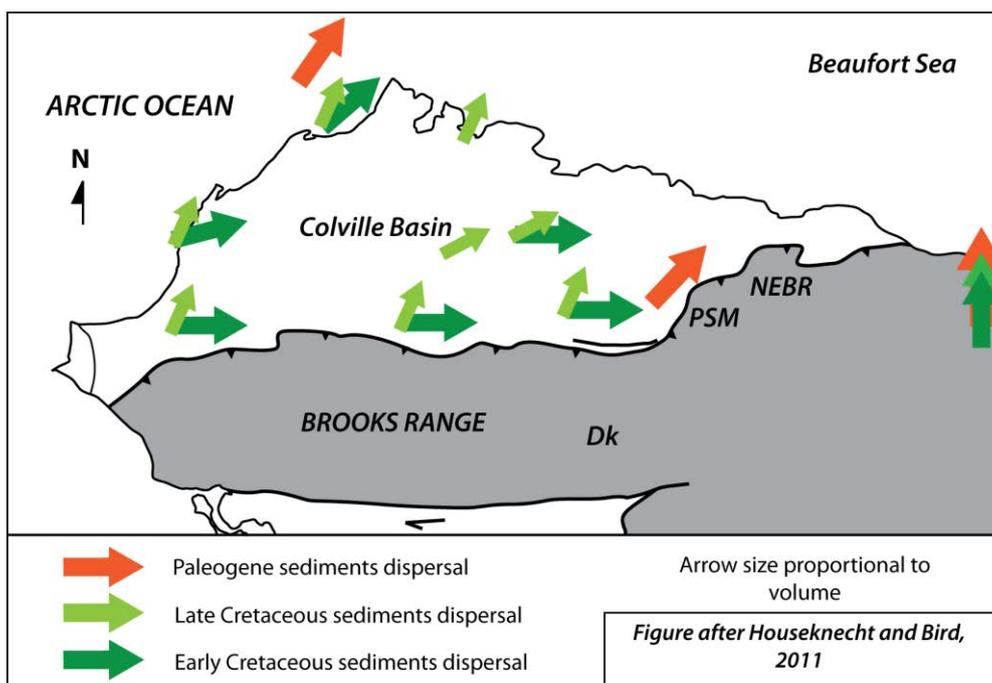


Figure II.18 : Représentation des directions d'apports sédimentaires au Crétacé inférieur, supérieur et au Paléogène. D'après Houseknecht and Bird (2011).

Au Crétacé inférieur, les dépocentres sont situés dans le bassin de Colville et à l'Ouest du bassin de MacKenzie. Ils pourraient être associés à la mise en place des chaînes de Brooks Range et de Chukotka (péninsule est russe ; Moore et al., 2002, 2015). Les directions de courant montrent des apports se faisant depuis l'Ouest (Houseknecht and Bird, 2011, Figure II.18). Au Crétacé supérieur, de la même manière qu'au Crétacé inférieur, dans le bassin de Colville, les dépocentres ont tendance à migrer vers le NW au niveau du BBM ; dans le delta de MacKenzie le dépocentre se maintient au niveau de l'embouchure du delta. Les dépôts sédimentaires semblent liés à l'activité tectonique dans les chaînes de Brooks Range et de Chukotka (Figure II.18). A l'inverse, au Paléogène, la déformation se propage au N et NE du bassin de Colville, la chaîne plissée se met en place dans le bassin d'avant-pays, les dépôts crétacés sont déformés et exhumés. Les dépôts tertiaires migrent alors vers le NE des Brooks Range, au niveau du North Slope. Dans le delta du McKenzie, les dépôts sont de plus en plus importants, la chaîne plissée se propage en mer et forme le prisme de Beaufort (Figure II.18). La provenance des sédiments et la direction des flux sédimentaires restent inchangées tout au long du Paléogène et également au cours du Miocène (Houseknecht and Bird, 2011).

3.2.4 Les orogénèses

La surrection Romanzof

L'événement Romanzof correspond à un épisode de soulèvement daté du Dévonien localisé dans les British Mountains et les Barn Mountains (Lane, 2007). Cet événement compressif a conduit à la mise en place de chevauchements orientés W-E à NW-SE, décalant des dépôts du protérozoïque à dévoniens inférieurs, c'est-à-dire affectant les dépôts de la séquence Franklinienne. Cette direction a tendance à devenir plutôt N-S plus à l'Est dans les Barn Mountains. Les dépôts déformés par cet épisode compressif ont été datés de l'Ordovicien inférieur au Dévonien inférieur (Lane, 2007). Dans les NEBR, des dépôts datés du Dévonien moyen sont déposés en discordance angulaire sur des dépôts anté-Dévonien très déformés, ce qui limite l'épisode compressif Romanzof au Dévonien supérieur (Colpron and Nelson, 2011 ; Lane, 2007).

L'orogénèse brookienne

La phase tectonique Brookienne est caractérisée par une déformation compressive W-E ayant uniquement affecté la péninsule de Lisburne (cap Ouest de l'Alaska ; cf Figures II.10 et

II.14) au Crétacé supérieur (Mull, 1985) ou au Cénozoïque (Grantz et al., 1981). Cet épisode est suivi d'un autre, qui a lieu dans la continuité Est de la chaîne des Brooks Range, c'est-à-dire dans les NEBR et leur continuité canadienne des British Mountains. Cet épisode est marqué par des plis et des chevauchements à vergence nord qui vont mettre en contact anormal des roches éocènes sur des roches plus anciennes précédemment déformées (Moore et al., 1992). Ces événements sont investigués dans les Chapitres II.C.3, IV et V de ce manuscrit.

3.3 Phases d'exhumation dans les orogènes

De nombreuses études thermochronologiques basse-température ont été effectuées dans l'ensemble de Brooks Range, en Alaska, et dans les British Mountains, dans le Yukon.

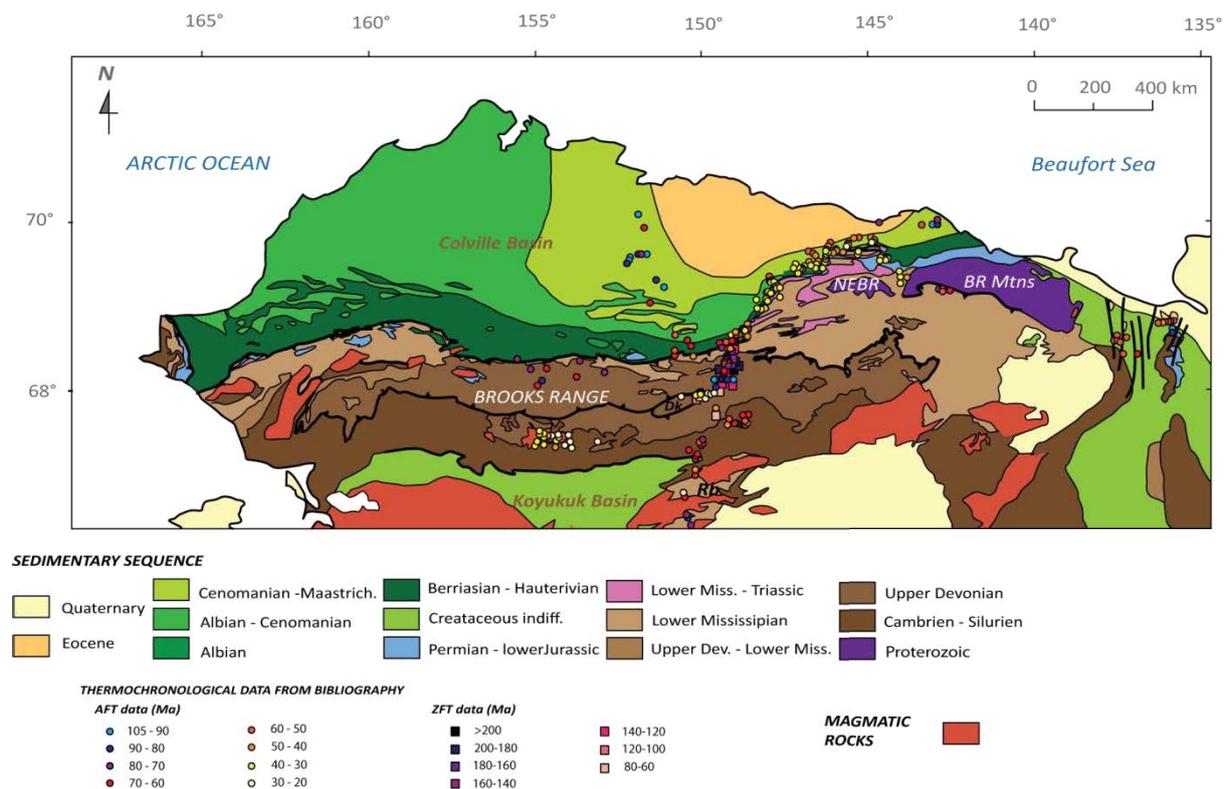


Figure II.19 : Compilation de l'ensemble des données thermochronologiques basse-température existant dans la zone d'étude. Les données représentées ici sont des données traces de fission sur apatites (cercles) et sur zircons (carrés). Les références bibliographiques utilisées pour faire cette compilation sont détaillées dans le texte.

Les données AFT et ZFT issues de travaux antérieurs (O'Sullivan et al., 1993, 1997, 1998 ; O'Sullivan, 1988, 1989, 1990, 1991 ; O'Sullivan and Decker, 1990 ; O'Sullivan and Wallace, 2002 ; Blythe et al., 1996 ; O'Sullivan and Lane, 1997) ont été compilées (Figure II.19).

Ces données montrent des âges compris entre 105 et 40 Ma répartis dans toute la chaîne des Brooks Range. Dans les PSM et NEBR, les âges sont répartis sur une gamme beaucoup plus restreinte, comprise entre 20 et 60 Ma. Dans les British Mountains, les âges sont compris entre 40 et 60 Ma. Globalement, les âges sont de plus en plus jeunes en se déplaçant vers le NE des Brooks Range, ce qui signifierait que les PSM, NEBR et British Mountains se sont mises en place, ou en tout cas déformées beaucoup plus récemment que la chaîne de Brooks Range. A cette période d'ailleurs la chaîne de Brooks Range ne se déforme plus à son extrémité nord et est réactivée dans sa partie centrale (mise en place du duplex de Doonerak).

Une migration de la déformation vers le NE des Brooks Range est observée à partir du début de l'Eocène jusqu'au début du Miocène et est discutée dans le Chapitre IV, et fait l'objet d'un article soumis dans JGR Solid Earth.

3.4 Structures des marges adjacentes au bassin canadien

La marge du bassin canadien est divisée en trois zones distinctes qui forment la Marge Passive de l'Arctique Canadien (MPAC): la chaîne plissée de Beaufort, qui est l'extension en mer de la chaîne de Brooks Range des British et des Barn Mountains à terre, le segment de Tuktoyaktuk et l'île de Banks (Figure II.20). De nombreux profils sismiques ont été acquis dans cette zone (cf Figure II.20), et deux sont décrits dans cette étude. Le premier correspond à la ligne 6 sur la Figure II.20 (Figure II.21) est d'orientation S-N puis SO-NE, reliant la marge canadienne à la marge de Banks. Le second correspond à la ligne 9 sur la Figure II.19 (Figure II.22), est orienté NO-SE, part de la marge du segment de Tuktoyaktuk et se poursuit dans la partie distale du bassin canadien.

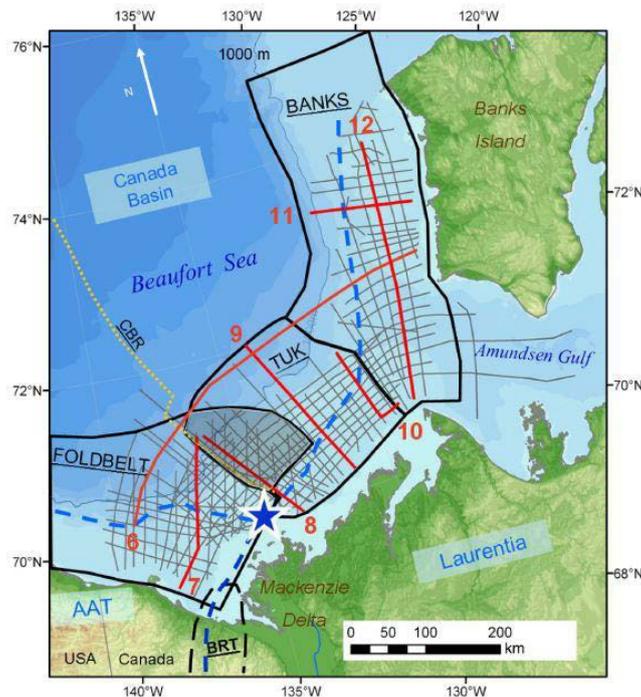


Figure II.20 : Les trois segments mentionnés dans le texte : la chaîne plissée de Beaufort, le segment de Tuktoyaktuk (noté TUK) et l'île de Banks. AAT pour Arctic Alaska Terrane ; CBR pour Canada Basin Ridge ; BRT pour Blow River Trough. L'étoile bleue indiquerait la jonction entre le terrain ou bloc Alaska Arctique (AAT), le bloc Laurentien et la bassin canadien (Helwig et al., 2011).

La partie SE du profil de la Figure II.21 montre des structures compressives à vergence nord-est qui affectent toute la couverture du Crétacé supérieur jusqu'à l'Oligocène. Cette partie correspond à la partie immergée de la cordillère, c'est-à-dire la chaîne de Brooks côté américain et les British et Barn Mountains pour le côté canadien. Cette partie de la marge présente une couverture sédimentaire très importante (environ 15 km de sédiments) en partie alimentée par le fleuve McKenzie. Les structures compressives, plis et chevauchements, sont visibles vers le nord-est du bassin jusqu'au niveau du segment de Tuktoyaktuk.

Le segment de Tuktoyaktuk se situe au NE de la chaîne plissée de Beaufort, au NE du prisme deltaïque de MacKenzie. Sa structure est visible sur la partie NW de la Figure II.21. Cette partie est caractérisée par la présence de failles normales crustales à vergence ENE dans le bassin affectant les sédiments crétacés supérieurs à mio-pliocènes. Ce segment est notamment caractérisé par le pull-apart de Tarsiut-Amauligak, un héli-graben mis en place à la fin de l'Oligocène afin d'accommoder la réactivation d'anciennes failles décrochantes (Helwig et al., 2011).

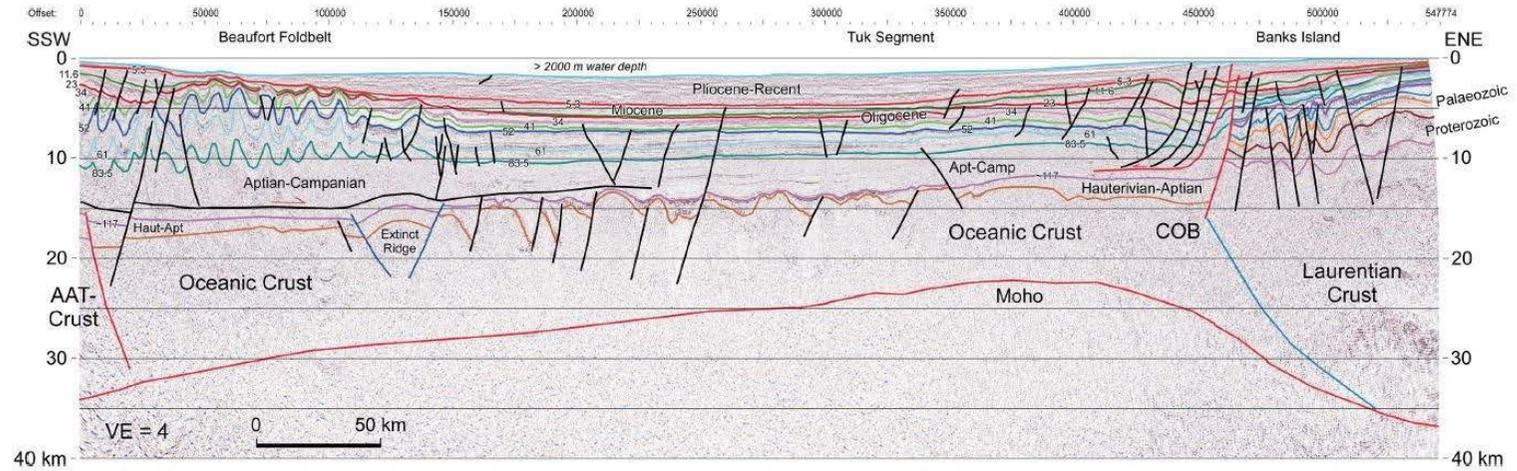


Figure II.21 : Ligne sismique 6 sur la Figure II.19 faisant la jonction entre la marge canadienne et l'île de Banks. Ligne issue de Helwig et al. (2011).

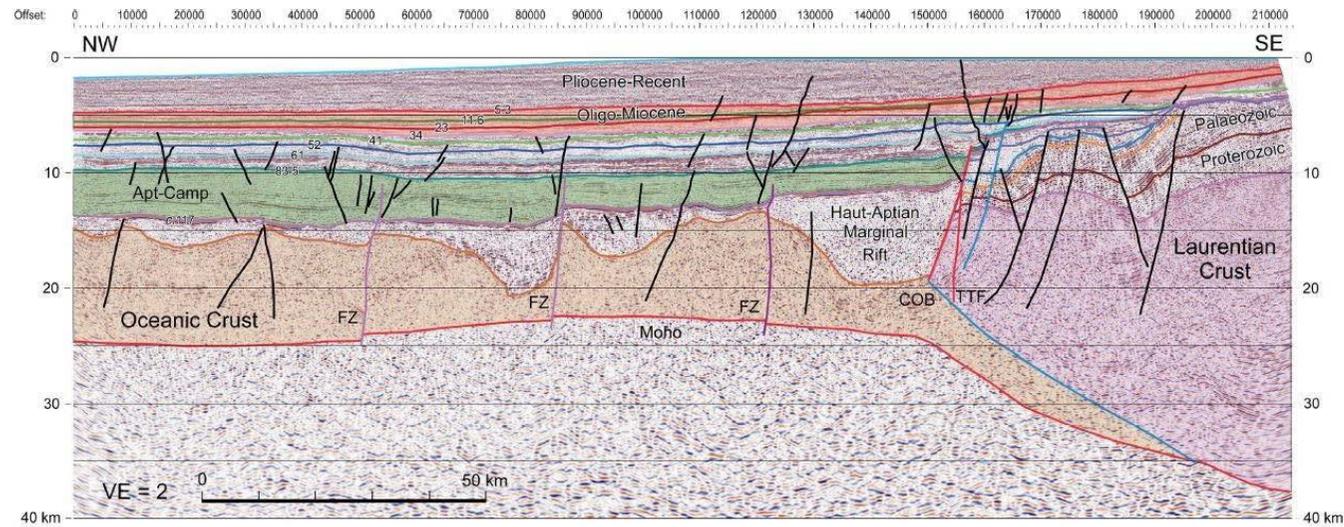


Figure II.22 : Ligne sismique 9 sur la Figure II.19 recoupant le segment de Tuktoyaktuk, perpendiculaire à la marge est canadienne. Ligne issue de Helwig et al. (2011).

Le segment de l'île de Banks se situe au NE du segment de Tuk (Figure II.22) et présente des structures parallèles à la ligne de côte de l'île de Banks. Ce segment présente une anomalie gravimétrique différente des deux précédentes zones. Il est caractérisé par des failles normales de deux types. Les premières sont à vergence ENE et affectent les sédiments crétacés supérieurs à pliocènes. Les secondes sont plutôt de vergence WSW et affectent les sédiments protérozoïques et paléozoïques. Certaines d'entre elles recoupent même des sédiments beaucoup plus récents (oligocènes).

L'analyse des profils sismiques (Helwig et al., 2011) a permis d'établir un calendrier tectonique de la déformation sur les marges du bassin canadien (Figure II.23). Un épisode de rifting au Jurassique supérieur et un épisode d'océanisation au Crétacé inférieur ont été identifiés (Grantz et al., 2011b). Cet épisode d'océanisation s'est accompagné de dépôts de sédiments post-rift d'âge aptiens-campaniens dans le bassin sur la marge canadienne ouest, c'est-à-dire sur la partie chaîne de Beaufort, et sur la marge canadienne est, c'est-à-dire sur la partie Ile de Banks. La création de l'espace océanique au niveau du segment de Tuktoyaktuk s'est accompagnée d'un mouvement décrochant et le jeu de failles transformantes jusqu'à la moitié du Crétacé inférieur. Une période de stase tectonique et de subsidence (potentiellement post-rift) va suivre sur le pourtour du bassin canadien jusqu'à l'Oligocène, hormis pour la chaîne de Beaufort (Brooks Range, British et Barn Mountains et continuité de la chaîne plissée en mer) qui va subir un événement compressif et une surrection à partir du Paléocène. C'est à cette période que la chaîne plissée de Beaufort va se mettre en place et ce jusqu'à la fin du Miocène. Pendant la construction de la chaîne de Beaufort la partie est du bassin va subir un épisode extensif, accompagné d'une composante décrochante dans la partie médiane de la marge (segment Tuktoyaktuk) qui va jusqu'au Pliocène, période à partir de laquelle aucune structure tectonique n'est identifiée et où la marge subside (Helwig et al., 2001 ; Grantz et al., 2011b).

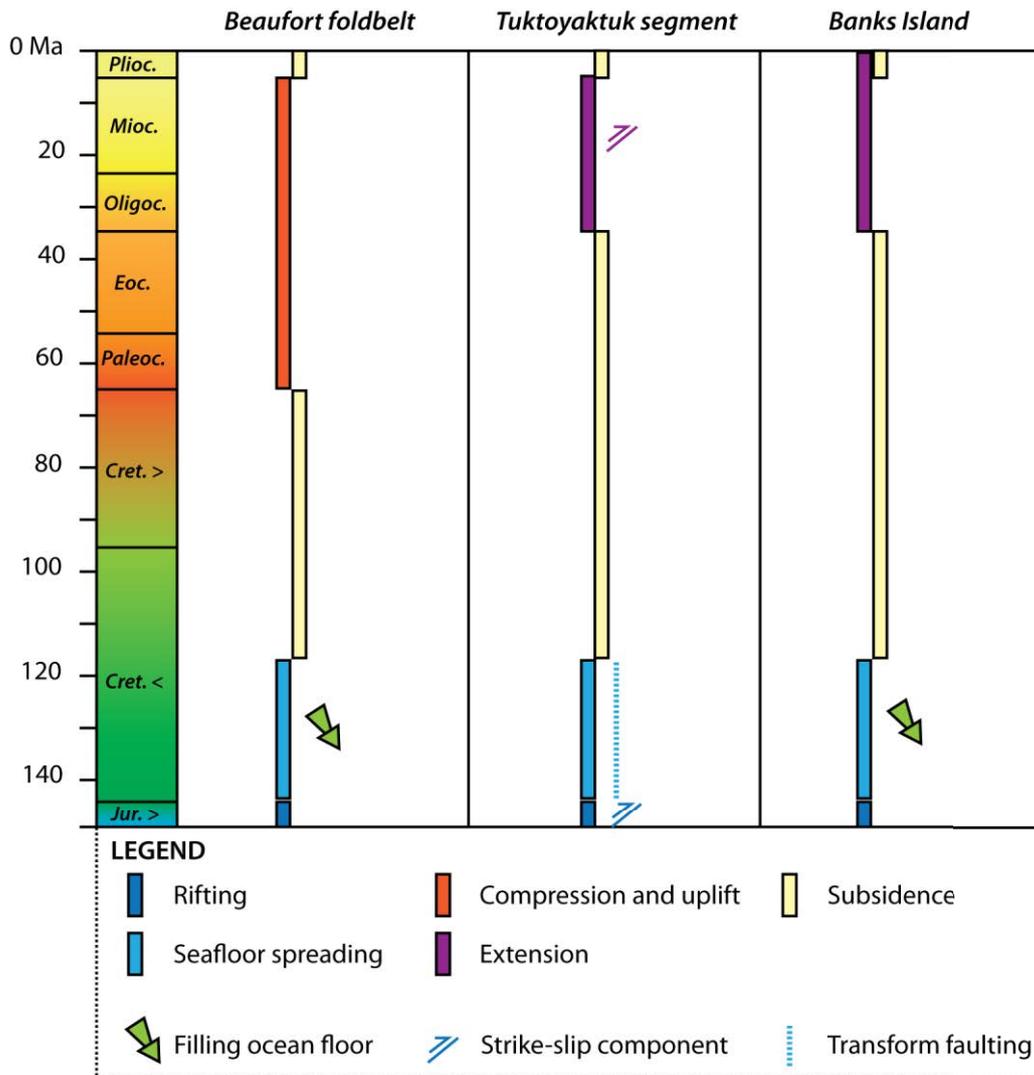


Figure II.23 : Chronologie de la tectonique offshore, d'après Helwig et al. (2011), établie à partir de l'analyse de profils sismiques. Le Miocène dans la chaîne de Beaufort est visible uniquement sur les profils sismiques : aucun sédiment de cet âge n'affleure dans les chaînes canadiennes des British et Barn Mountains, ni dans le bassin du Yukon.

Il s'avère que l'orogénèse brookienne intervient à une période sujette à de nombreux bouleversements climatiques à partir du Crétacé supérieur, et ce jusqu'au Quaternaire.

4. Evolution climatique au cours du Cénozoïque

Jusqu'à très récemment, les dépôts océaniques arctiques antérieurs au Pléistocène n'étaient pas connus. A partir de 2004 grâce à la mission IODP-ACEX au niveau de la ride de Lomonosov, des carottages (ACEX, cf Figure II.24) ont été effectués en Arctique au niveau de la ride de Lomonosov. Les quatre sites de carottages ont permis de reconstituer une carotte de 428 m de profondeur, atteignant la croûte continentale de la ride de Lomonosov.

Plusieurs séquences ont été interprétées grâce aux carottes et à l'analyse de lignes sismiques acquises dans cette région : les premiers 200 m de la carotte mettent en évidence des sédiments silicoclastiques miocènes, de faible concentration en matière organique, ayant conservé des fragments de dinoflagellés ; entre 200 et 300 m, des dépôts éocènes inférieurs riches en charbon sont identifiés ; sous 300 m enfin, les sédiments eocènes-paléocènes sont à dominante silicoclastique. La carotte atteint une unité crétacée composée de grès et d'argiles (Moran et al., 2006). Les éléments (fossiles, matière organique) contenus dans ces unités permettent de reconstituer les conditions climatiques à travers le Cénozoïque.

Ces carottes révèlent une quantité importante d'IRD dans les sédiments au début du Miocène suggérant la présence de glace de mer et d'icebergs. A 14 Ma, l'augmentation de l'occurrence des sédiments suggère l'augmentation de la surface englacée (Moran et al., 2006). Ce n'est que vers la transition Miocène-Pliocène que la calotte va s'établir de manière pérenne. Certains auteurs estiment même que la glaciation n'a commencé qu'entre 2.9 et 2.6 Ma au Canada et en Alaska (Molnar et Cane, 2002; Duk-Rodkin et al., 2004).

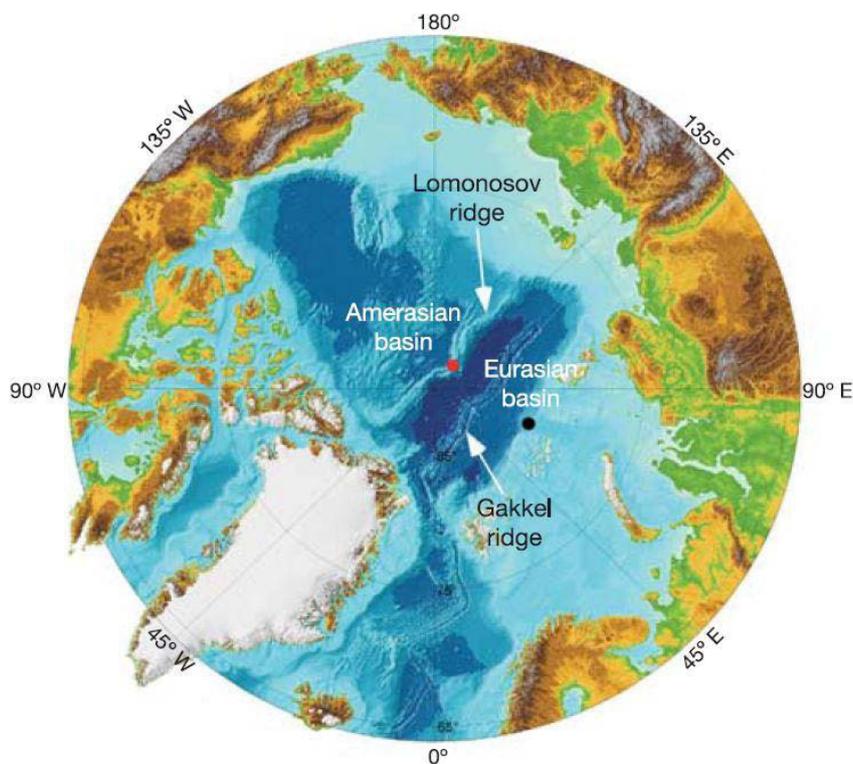


Figure II.24 : Carte issue de Moran et al. (2006). Le forage ACEX est localisé au niveau du point rouge.

La limite Eocène-Oligocène marque la transition entre la période "greenhouse" (Zachos et al., 2001) et "icehouse" caractérisée par une baisse du niveau marin (Miller et al., 2005) associée à la croissance de la calotte antarctique (Coxall et al., 2005; Lear et al., 2008). En Arctique, la limite Eocène-Oligocène (~34 Ma) est marquée par 1) la réduction graduelle des températures de surface de 3-5 °C (Schouten et al., 2006) qui a pu permettre la mise en place des glaciers de type alpin et 2) l'accroissement de la saisonnalité (Eldrett et al., 2010) qu'on sait favoriser l'érosion à terre par la déstabilisation périodique des profils de rivière. La présence d'ice-rafted debris (IRD) dans les sédiments éocènes laisse penser que la glace se formait déjà à cette époque mais de manière saisonnière (Moran et al., 2006).

La reconstitution des paysages arctiques et des températures de l'Eocène (~50 Ma) et du début du Cénozoïque montre de hautes températures, une haute productivité, marquée par l'abondance des diatomées et silicoflagellés dans les sédiments et potentiellement liée à la présence d'upwellings, et de paysages similaires aux actuelles forêts d'Asie de l'Est (Schubert et al., 2012; Stein, 2007). L'explosion de la flore *Azolla* dans l'Océan Arctique dans les carottes du forage ACEX (Arctic Coring Expedition ; Figure II.24) à l'Eocène semble indiquer la présence d'eau douce (Brinkhuis et al., 2006) provenant du drainage des bassins de l'hémisphère nord sous de hautes précipitations (1200 mm/an) et des températures annuelles entre 13 et 15 °C (Greenwood et al., 2010).

De hauts taux de précipitations (supérieurs à 1760 mm/an) ont été estimés pour la fin du Crétacé et les observations des échantillons végétaux de cette période confirment les hautes températures en Arctique à cette période (Herman and Spicer, 1997). Les analyses isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et TEX_{86}) mettent en évidence une hausse des températures moyennes de surface de l'Océan Arctique de près de 5°C, passant de 18°C à 23°C, à la transition Paléocène-Eocène en Arctique (Sluijs et al., 2008, 2009).

Le bassin en mer a, tout comme les chaînes de Brooks Range, de British et de Barn Mountains, été déformé et a subi une déformation compressive N-S à NE-SO. Les analyses sismique mettent en évidence l'enregistrement de cette phase compressive, qui n'est autre que la phase brookienne, dès le Crétacé inférieur, et d'une déformation extensive antérieure, liée à l'ouverture du bassin canadien. Pour caractériser l'épisode compressif,

quantifier la déformation, il est nécessaire d'étudier à la fois le bassin (à terre et en mer) et observer la déformation qu'il subit, et les informations liées à l'exhumation à terre afin de mettre en évidence les liens exhumation-remplissage. La construction orogénique et l'exhumation seront développés dans les Chapitres IV et V, et l'étude du bassin fera l'objet du Chapitre VI. Cette étude va permettre l'obtention de nouvelles contraintes sur l'évolution du bloc Alaska Arctique à partir du Crétacé.

Chapitre III

Outils méthodologiques

Pour caractériser l'exhumation des chaînes de Brooks, de British, de Barn ainsi que leur bassins adjacents que sont le bassin de Colville et la plaine côtière du Yukon, des méthodes thermochronologiques basse-température ont été utilisés : les traces de fission sur apatites et zircons et les analyses (U-Th)/He sur apatites et zircons. Le principe de ces méthodes est décrit dans ce Chapitre, ainsi que les limites de chacune des méthodes. Ces données peuvent faire l'objet de modélisations thermique (QTQt) ou thermo-cinématiques (PECUBE) dont les méthodologies sont également explicitées. L'histoire thermique a été caractérisée par la thermométrie RSCM dont le principe et l'acquisition ont été expliquées. L'exhumation des différentes chaînes susnommées a été confrontée au remplissage et à la déformation observée dans le bassin qui a fait l'objet d'interprétations sismiques, méthode et stratégie développées à la fin de ce chapitre.

Cette étude s'attache à explorer les relations tectonique/climat/processus de surface des Brooks Range et des British Mountains et leurs bassins adjacents et à reconstituer l'histoire thermique de ces chaînes arctiques au moment d'un changement climatique majeur au Cénozoïque. Trois méthodes sont utilisées et couplées dans cette thèse (Figure III.1): 1) la thermochronologie basse-Température (BT), par le biais de traces de fission sur apatite (AFT) et sur zircons (ZFT), et d'analyses (U-Th)/He sur apatites et sur Zircons (AHe, ZHe) ; 2) La thermométrie RSCM ; et 3) l'analyse de lignes sismiques. La thermochronologie BT et la thermométrie RSCM ont été utilisées afin de caractériser l'état thermique des chaînes de montagne et des bassins, et pour reconstituer les histoires temps-Température (t-T) de ces différentes zones d'étude. Les données thermochronologiques BT ont également été modélisées pour établir les chemins t-T et obtenir des taux d'exhumation associés aux différents événements ponctuant la déformation et l'exhumation de ces chaînes. L'étude sismique a été conduite en parallèle dans le but de caractériser le type de structures tectoniques observées dans les bassins adjacents aux chaînes et de reconstituer de grandes coupes terre-mer, faisant la jonction entre chaîne et bassin. De plus, ces lignes sismiques sont utilisées pour comparer les événements d'exhumation enregistrés à terre aux apports sédimentaires dans le bassin.

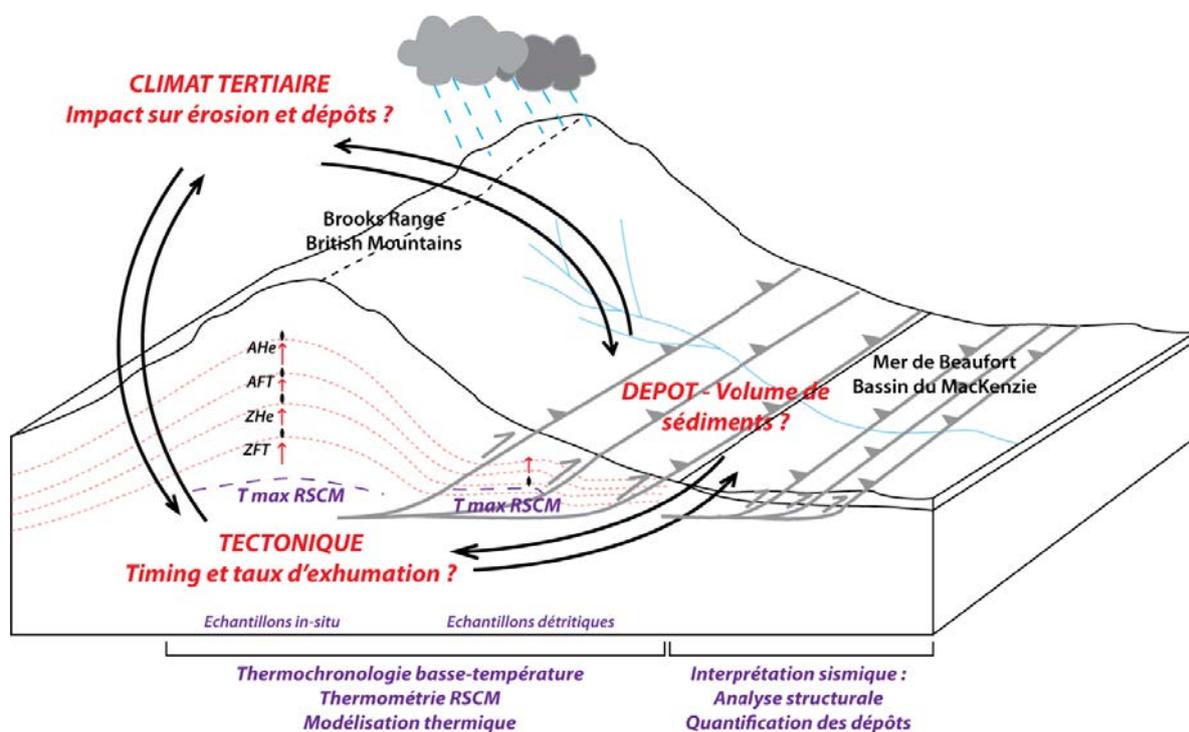


Figure III.1 : Schéma descriptif des différentes méthodologies utilisées lors de cette étude.

La thermochronologie est généralement utilisée pour caractériser le refroidissement d'une roche associé à son exhumation. Celle-ci peut être simplement due à des processus de surface (érosion), ou bien due à des processus tectoniques couplés à l'érosion, que ce soit en contexte extensif ou compressif (Figure III.2).

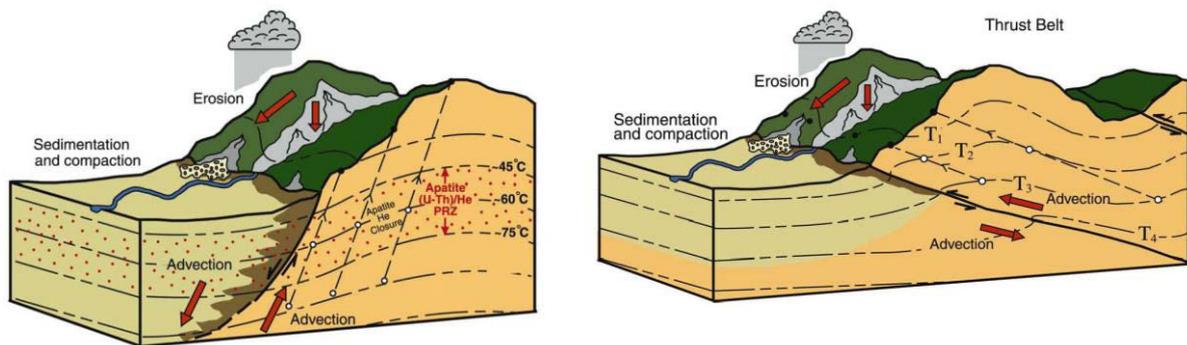


Figure III.2 : Advection des particules, et donc traversée des isothermes correspondant aux différents thermochronomètres, le long de faille normale et chevauchement (Ehlers and Farley, 2003).

Deux types d'échantillonnage sont possible en thermochronologie : l'échantillonnage *in-situ* qui s'effectue dans les massifs cristallins, sur des roches granitiques ou sédimentaires, et l'échantillonnage détritique dans le bassin d'avant-pays, sur des roches sédimentaires (Figure III.3).

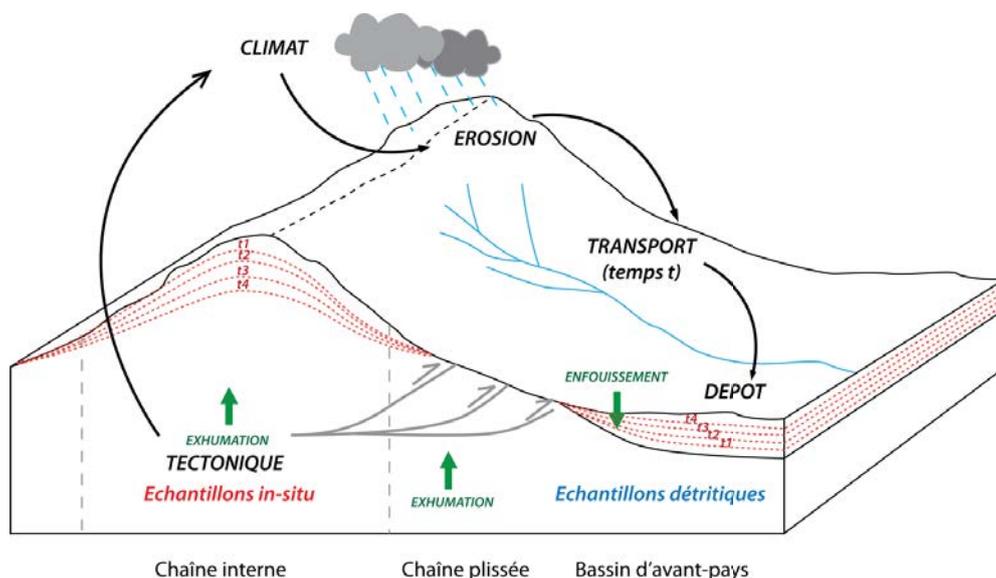


Figure III.3 : Interactions tectonique/climat/érosion dans une chaîne de montagne. Position des échantillons *in-situ* et détritiques.

En considérant plusieurs thermochronomètres différents, l'échantillonnage *in-situ* permet de retracer l'histoire complète de refroidissement des échantillons de leur cristallisation ($T > T_c$) à leur exhumation (où $T < T_c$) jusqu'à leur dénudation totale.¹

1. Datations basse-température

Un thermochronomètre est défini comme étant un système isotopique comprenant un isotope radioactif père, un isotope radiogénique fils, et le minéral au sein duquel se produit cette désintégration radioactive. Cette méthode repose sur l'existence d'une température dite de fermeture (T_c) au dessous de laquelle la diffusion (à l'état solide) de l'isotope fils est négligeable. L'âge de la roche peut donc être défini par le moment où la roche a été refroidie au dessous de la température de fermeture. Quatre systèmes thermochronologiques vont être utilisés au cours de cette étude: les traces de fission sur apatite (AFT), les traces de fission sur zircon (ZFT) et les systèmes (U-Th-Sm)/He sur apatite (AHe) et zircon (ZHe). Ces systèmes sont caractérisés par des températures de fermeture de 240 ± 40 °C pour ZFT (Wagner and Van den Haute, 1992), de 180 ± 20 °C pour ZHe (Reiners et al., 2002, 2004), de 110 ± 20 °C pour AFT (Wagner and Van den Haute, 1992) et de 75 ± 15 °C pour AHe (Wolf et al., 1998 ; Farley, 2000). Ainsi, en combinant ces différents thermochronomètres il est possible de reconstruire l'histoire thermique récente de la chaîne.

1.1 Généralités

1.1.1 Fission nucléaire

La fission nucléaire est un processus de désintégration pendant lequel un nucléide lourd et instable peut se scinder en deux noyaux (atomes/particules), tous deux de taille et masse

¹ Le cas des échantillons détritiques est un peu plus complexe car il faut également prendre en compte le temps de transport des particules entre le moment où les échantillons affleurent dans la chaîne et vont être érodés et le moment où ces produits d'érosion se déposent dans le bassin. C'est ce qu'on appelle le "lag-time" (Bernet and Garver, 2005). On considère que ce temps est négligeable aux échelles de temps considérées qui sont de l'ordre du million d'années.

équivalente, et valant la moitié de la taille et de la masse du nucléide originel. Cette fission s'accompagne d'un dégagement d'énergie (énergie cinétique ou énergie de Coulomb) et d'un dégagement de particules α (noyau d' ${}^4_2\text{He}$), β , ou de neutrons. Dans le cas d' ${}^{238}\text{U}$ et ${}^{235}\text{U}$ la fission peut être spontanée ou induite par un bombardement de neutrons (Figure III.4).

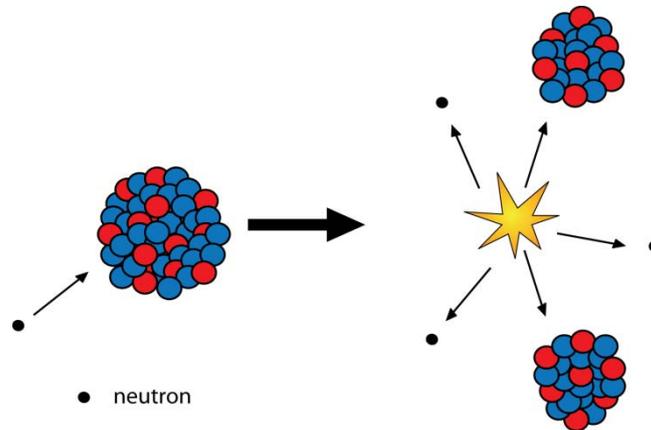


Figure III.4 : Désintégration d'un nucléide induite par un flux de neutrons.

1.1.2 Désintégration radioactive

Les méthodes de datations radiométriques sont basées sur la désintégration d'un élément père (concentration P) instable en élément fils (concentration F) stable. L'âge est donné par le rapport entre ces deux concentrations, reliées par la constante de désintégration λ . λ dépend du système considéré.

Le taux de décroissance radioactive $P(T)$ est donné par l'équation :

$$\frac{dP}{dT} = -\lambda \cdot P \quad (1)$$

A l'instant $t=0$ le chronomètre est déclenché et $P = P_0$ et l'équation devient :

$$P_0 = P \cdot e^{(-\lambda \cdot t)} \quad (2)$$

P_0 ne peut être mesurée directement mais la quantité d'atomes étant conservée, on peut calculer P_0 comme étant la somme des éléments pères restants et des éléments fils formés.

Alors :

$$P_0 = P + F \quad (3)$$

Après substitution on peut résoudre l'équation chronométrique :

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln\left(\frac{F}{P} + 1\right) \quad (4)$$

La désintégration radioactive s'effectue jusqu'à ce que les éléments fils soient stables parfois selon de longues chaînes de désintégration (Figure III.5) comme pour les éléments ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th qui se désintègrent et se stabilisent en ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb . La désintégration peut être beaucoup plus rapide comme dans le cas du ^{147}Sm qui se stabilise en ^{143}Nd .

Lors du passage d'éléments père en éléments fils, un dégagement d'énergie cinétique se produit induisant des traces dans le réseau cristallin, les traces de fission.

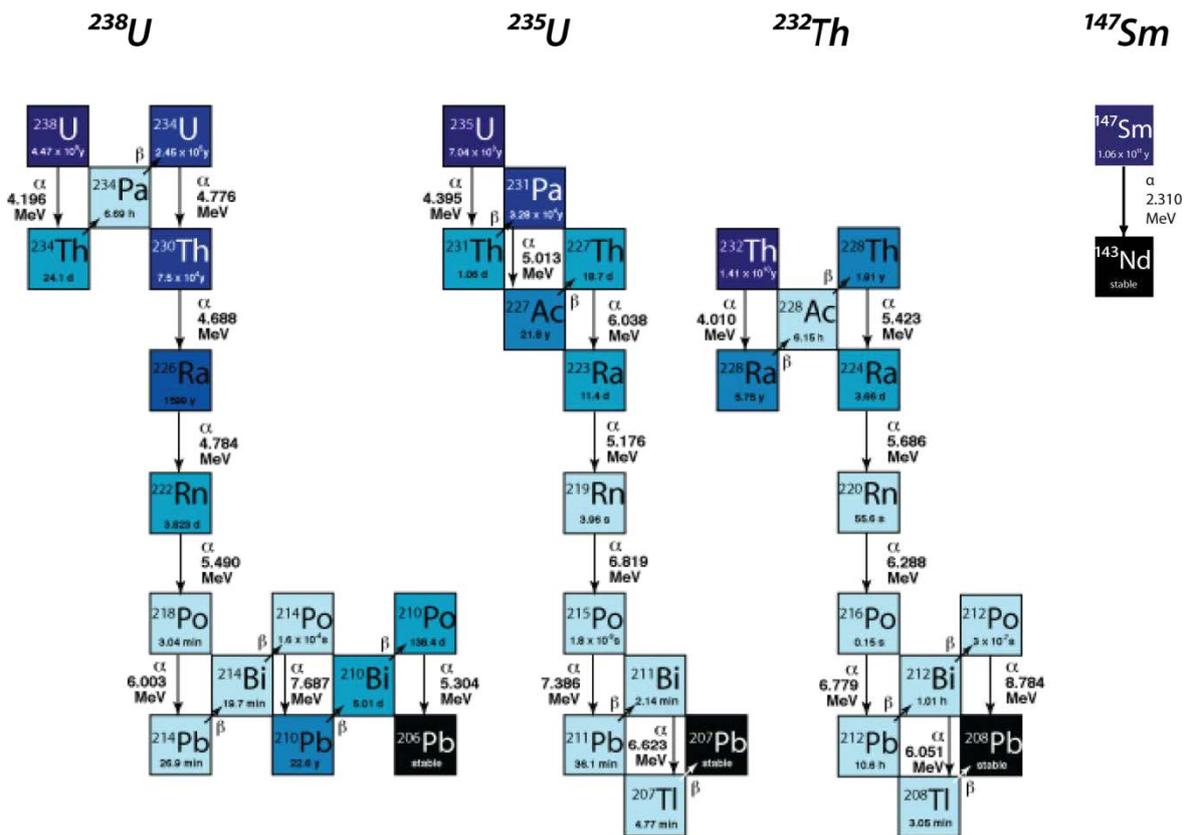


Figure III.5 : Chaînes de désintégration des éléments ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th et ^{147}Sm .

1.1.3 Diffusion, températures de fermetures et zones de rétention

Les âges calculés pour chaque système thermochronométrique considéré sont définis par un couple élément père/élément fils régis par des processus de diffusion dépendants de la température.

Au-dessus de la température de fermeture (T_c) la diffusion des éléments s'effectue sans problèmes à travers le grain, le système est dit "ouvert". En revanche, sous la T_c , la diffusion est très ralentie, le système est dit "fermé", le chronomètre se déclenche et les éléments pères se désintègrent en éléments fils qui sont stockés dans le minéral (Figure III.6).

Dodson (1973) est le premier à avoir décrit le principe de température de fermeture au-dessus de laquelle le système chronométrique se déclenche selon l'équation :

$$T_c = \frac{E/R}{\ln\left(\frac{A \cdot R \cdot D_0/a^2}{E \left(\frac{dT}{dt}\right)}\right)} \quad (5)$$

$\frac{dT}{dt}$ est la vitesse de refroidissement du minéral ($^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$), A est une constante sans dimension dépendant de la géométrie du grain, E , l'énergie d'activation, R la constante des gaz parfaits, λ est la constante de désintégration radioactive, a le rayon du domaine de diffusion, D_0 le coefficient de diffusion.

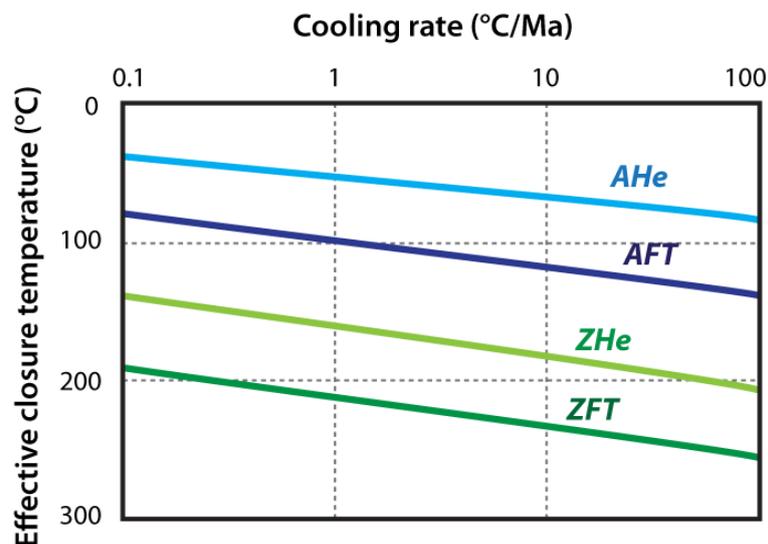


Figure III.6 : Illustration du changement de la température de clôture en fonction de la vitesse de

refroidissement (Reiners and Brandon, 2006).

La température de fermeture est dépendante de plusieurs paramètres comme la taille ou la forme du grain, ou encore la vitesse de refroidissement (Figure III.6).

La température de fermeture est également fortement dépendante de l'énergie d'activation et est différente pour chaque thermochronomètre et chaque minéral, ce qui permet de couvrir toute la gamme de températures subies par les roches, d'environ 800°C, pour les zircons datés en U-Pb (Spear, 1993), à 40°C, pour les apatites datées en AHe, pour les roches superficielles (cf Figure III.7 ; Farley, 2000, 2002 ; Bernet and Garver, 2005).

L'âge obtenu est un âge de refroidissement si la température de fermeture T_c est inférieure à la température de cristallisation correspondant au minéral en question. Utiliser plusieurs thermochronomètres différents avec des températures de fermetures distinctes permet donc de suivre la remontée des grains et leur traversée des différents isothermes (cf Figure III.6 ; Reiners and Brandon, 2006).

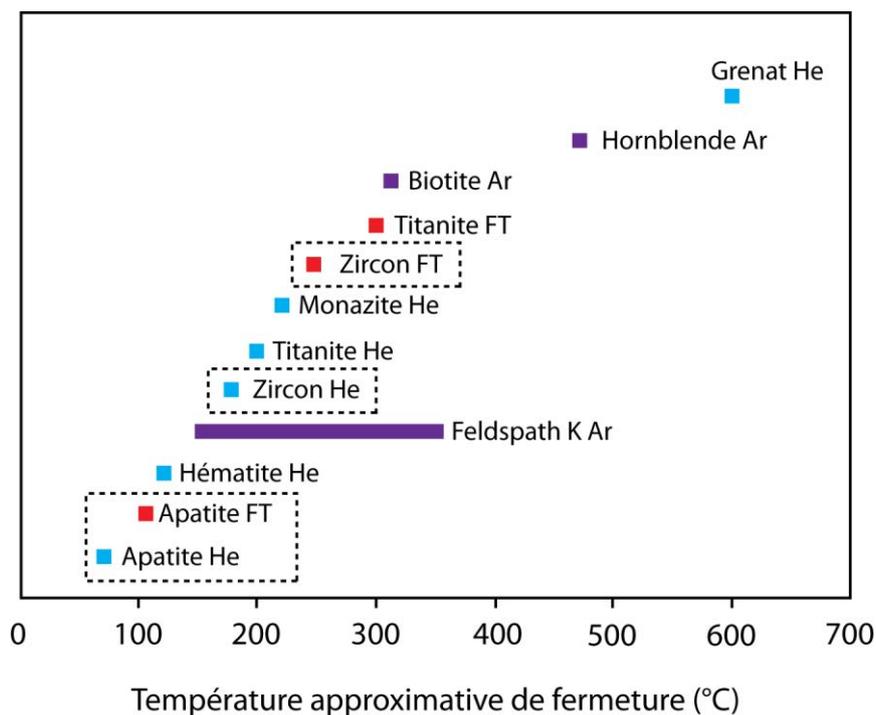


Figure III.7 : Compilation et aperçu des températures de fermetures de différents thermochronomètres (d'après Farley, 2002).

Aux températures élevées, la diffusion des éléments est totale à travers le grain. Plus la température diminue, plus la diffusion ralentit, jusqu'à la température de fermeture à laquelle les éléments se s'accumulent et sont stockés dans le grain. Entre la diffusion totale et le

stockage complet des éléments est définie une zone où la diffusion s'effectue moins rapidement et où l'on commence seulement à accumuler les éléments fils : il s'agit de la zone de cicatrisation partielle (en anglais « Partial Annealing Zone », PAZ) pour traces de fission ou zone de rétention partielle (en anglais « Partial Retention Zone », PRZ) dans le cas du système (U-Th)/He.

1.2. Datation (U-Th-Sm)/He

1.2.1 Principe de datation et α -ejection

La méthode de datation (U-Th-Sm)/He a été mise au point relativement récemment (Farley et al., 1996 ; Farley, 2000). Elle repose sur l'observation que l' ^4He (ou particule α) produit par la chaîne de désintégration de l'Uranium et du Thorium diffuse dans le minéral hôte en fonction de la température. La méthode est basée sur la quantification d'isotopes pères et de production d' ^4He nous permettant de calculer un taux de production d'He actuel et déduire un âge de fermeture du système Hélium à une certaine température, définie auparavant.

La température de fermeture du système (U-Th-Sm)/He sur zircons est comprise entre 170 et 200 °C (Reiners et al., 2004). La température de fermeture du système (U-Th-Sm)/He sur apatites est plus faible : entre 40 et 80 °C (Farley, 2002). Les abondances de U, Th et He permettent de calculer un âge qui correspond au moment où le minéral est passé au-dessus de cette température de fermeture.

Cette méthode de datation est fondée sur la quantification des noyaux d'Hélium au sein du minéral étudié (nombre de particules α). Ces noyaux d'Hélium sont produits par les chaînes de désintégration de l'Uranium (^{235}U , ^{238}U) et du Thorium (^{232}Th) et Sm (cf Figure III.5). La quantification de ces 3 éléments ainsi que de l' ^4He permet de calculer un âge qui correspond à l'âge de fermeture du système, âge depuis lequel le système émet des particules α .

L'équation à résoudre pour le calcul d'âge est la suivante :

$$[He] = \left(8 \frac{137.88}{138.88} (e^{t\lambda_{238}} - 1) + \frac{7}{138.88} (e^{t\lambda_{235}} - 1) \right) [U] + 6(e^{t\lambda_{232}} - 1)[Th] + 0.1499(e^{t\lambda_{147}} - 1)[Sm] \quad (6)$$

Avec $[He]$ la concentration en Hélium, $[U]$ la concentration en Uranium, $[Th]$ la concentration en Thorium et $[Sm]$ la concentration en Sm, et λ_{238} , λ_{235} , λ_{232} et λ_{147} les constantes de désintégrations de respectivement ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th et ^{147}Sm .

Cette méthode repose donc sur la mesure directe de quantités d'éléments père et fils et peut donc être très précise ; néanmoins, plusieurs causes d'incertitudes peuvent influencer drastiquement la détermination de l'âge thermochronométrique et sont à prendre en considération lors des analyses :

- Malgré le fait que les minéraux apatites et zircons sont habituellement riches en U et en Th, ils doivent en contenir suffisamment pour produire assez d' ^4He mesurable en laboratoire.

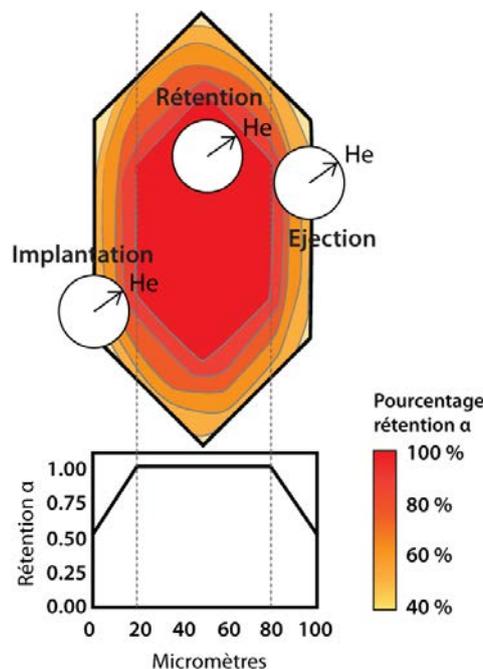


Figure III.8: Illustration du principe de rétention des particules α en fonction de leur distance d'éjection moyenne de 20 μm et du taux de rétention d'un grain selon un différentiel noyau-bordures (adaptée de Farley, 2000 et Farley and Stockli, 2002).

-L'éjection de particules α se fait avec un dégagement d'énergie cinétique. Il arrive que dans certains cas, cette énergie soit trop importante et que les particules soient éjectées du minéral (Farley, 2000), comme représenté sur la Figure III.8. La distance d'éjection des particules α est estimée à environ 20 μm (17 μm pour ^{238}U , 19.6 μm pour ^{235}U , 19.3 μm pour

^{232}Th ; Farley et al., 1996 ; Hourrigan et al., 2005). L'Hélium contenu dans le grain a toutes les chances de rester dans le grain (phénomène de rétention) alors que l'Hélium contenu dans les bordures du grain tend à s'éjecter. Il est également possible que de l'Hélium provenant d'autres grains voisins s'implante dans le minéral considéré. Il est nécessaire de tenir compte de ces phénomènes dans le calcul de l'âge. Un calcul d'erreur est alors effectué, c'est-à-dire une correction sur la quantité de particules émises. Celui-ci tient compte de la distance d'émission du minéral, ainsi que de sa géométrie (Farley et al., 1996 ; Farley, 2000) via le paramètre F_T . Puisqu'on suppose les éléments pères distribués de manière homogène dans le grain, le paramètre F_T va estimer la quantité d' ^4He perdue par éjection (considérant l'implantation comme trop faible pour avoir un impact). Ce calcul est basé sur la géométrie du grain (longueur, largeur et épaisseur) et sur le rapport U/Th :

$$F_T = 1 + \alpha_1\beta + \alpha_2\beta^2 \quad (7)$$

avec α_1 et α_2 coefficients géométriques des minéraux, β le ratio surface/volume. Chaque grain individuel daté en Hélium est corrigé en divisant l'âge calculé par son paramètre F_T . Il est donc nécessaire de prendre des minéraux suffisamment gros pour que la sous-estimation des particules émises soit négligeable rapportée au volume total du grain.

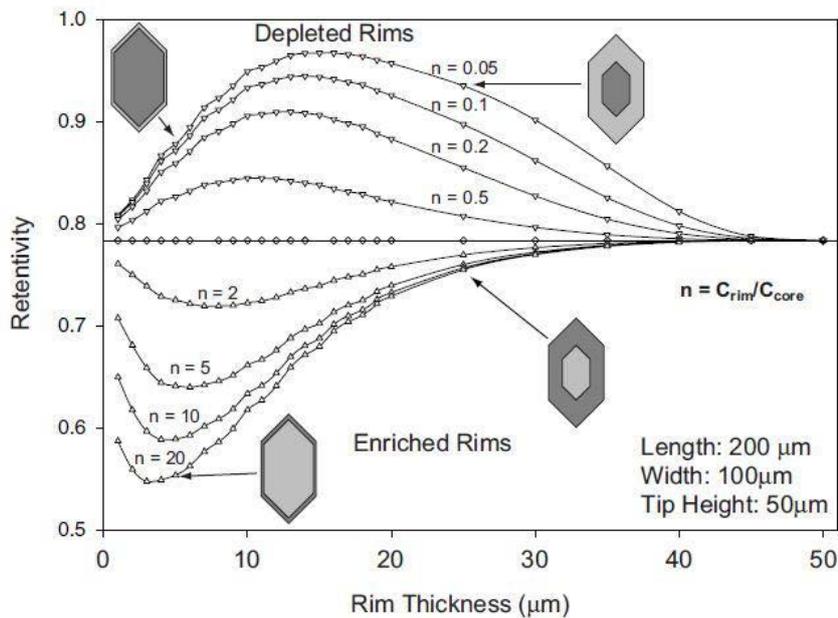


Figure III.9: Différence de comportement des zircons face à la rétentions des noyaux d'He en fonction de leur répartition d'U-Th (Reiners, 2005).

-Le cas des zircons est un peu plus complexe. En effet ceux-ci sont plus souvent zonés que les apatites et il s'avère que cette zonation affecte directement la rétention des particules α (Reiners, 2005). Comme le montre la Figure III.9, cette différence d'enrichissement en U-Th entre cœur et bordures du minéral affecte la rétention des particules dans le grain : des bordures appauvries par rapport au cœur ont tendance à augmenter la rétention des noyaux d'He, alors que les bordures enrichies en U-Th par rapport au cœur ont plutôt tendance à diminuer cette rétention, au moins pour des bordures de faible largeur. Cette tendance s'atténue pour des bordures de plus en plus larges (Reiners, 2005). Or, avec les méthodes conventionnelles, le grain entier est dégazé et les quantités d'U, de Th et d'He vont être moyennées sur l'ensemble du grain. On perd alors l'information de la quantité de rétention du grain, liée à sa zonation, et on sous-estime ou sur-estime l'âge lors du calcul.

1.2.2 Dommages par radiation

Il est difficile d'estimer une température de clôture identique pour tous les grains, puisque celle-ci dépend entre autres de chaque géométrie, est amplifiée par la présence de dommages dans la structure des grains, dommages liés à la désintégration radioactive. Cette température de clôture est positivement corrélée à la quantité d'He contenue dans le grain, qui est elle-même liée aux dommages subis par le grain (Shuster et al., 2006). Ceux-ci vont alors agir comme des pièges et stocker l'He dans les défauts cristallins (cf Figure III.10). Plus la quantité d'U et de Th (communément simplifiée en « eU », effective Uranium concentration, $[eU] = [U] + 0.24*[Th]$) est importante, plus les dégagements de particules le seront également et entraîneront des dommages qui augmenteront la rétention de l'He dans ces pièges. Par conséquent, plus la concentration en eU dans le grain est élevée, plus la température de fermeture du système est importante.

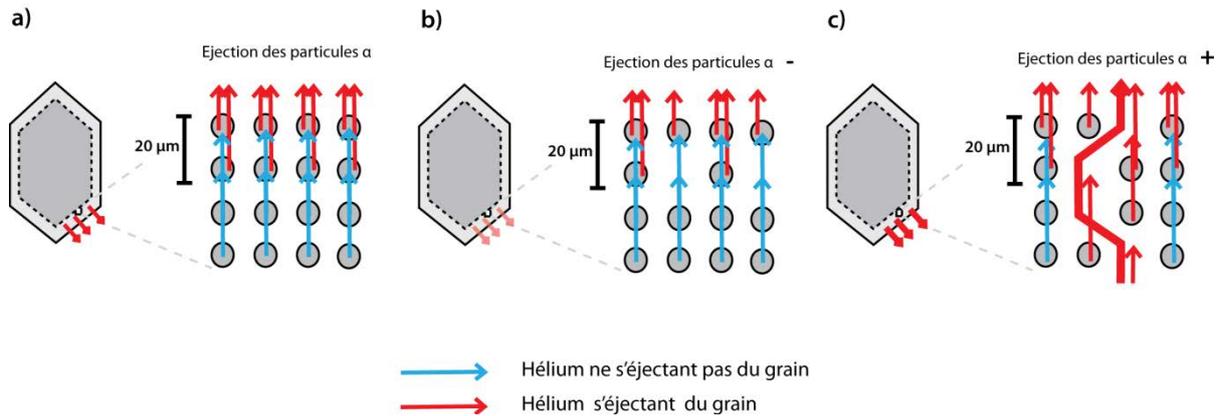


Figure III.10 : Illustration du principe de défaut dans le grain et impact sur la rétention des noyaux d'He. Le cas a) est le cas normal où l'hélium diffuse hors du grain considérant une distance d'éjection moyenne de 20 μm . Le cas b) illustre les défauts présents dans le minéral et piégeant l'He en son sein, ayant tendance à sur-estimer la quantité d'He contenue dans le grain et donc à sur-estimer son âge. Le cas c) au contraire illustre l'interconnexion des défauts pour former des drains conduisant à l'éjection massive d'He hors du grain. Ce dernier cas de figure tend à sous-estimer la quantité d'He contenue dans le grain et donc à sous-estimer l'âge du grain.

En revanche, lorsqu'un échantillon est suffisamment recuit, ses défauts ont tendance à disparaître et à se "cicatriser", ce qui modifie la quantité d'He piégée dans le minéral (cf Figure III.11 ; Gautheron et al., 2009). Certaines conditions de refroidissement particulières (refroidissement très lent par exemple, ou recuit partiel) peuvent conduire à partiellement cicatriser un échantillon et influencer sur les quantités d'He qui y sont retenues.

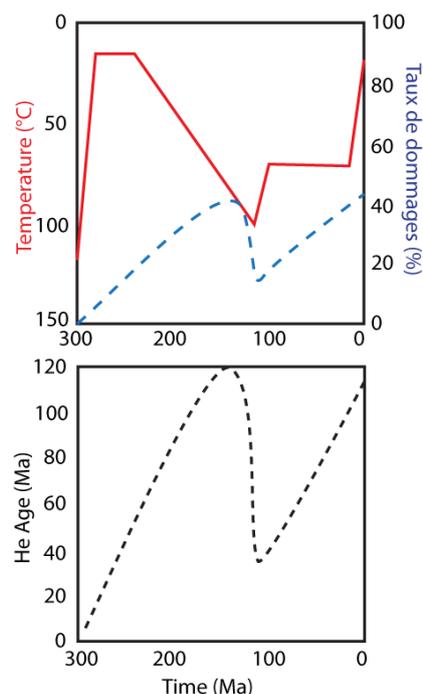


Figure III.11 : Corrélation entre les âges AHe, le taux d'endommagement du grain et les taux d'eU en

fonction du chemin t-T choisi (modifié d'après Gautheron et al., 2009).

Des modèles comme ceux de Gautheron et al. (2009) ou Flowers et al. (2009) ont donc été mis au point pour corriger les âges de ces sur-estimations d'He.

Cette corrélation âge-eU a également été observée dans les zircons (Guenther et al., 2013). Pour de faibles taux d'eU (< 1000 ppm dans les zircons), les âges sont corrélés au taux d'eU car les dommages créés dans le minéral vont avoir tendance à stocker l'He et empêcher sa diffusion (cf Figure III.12).

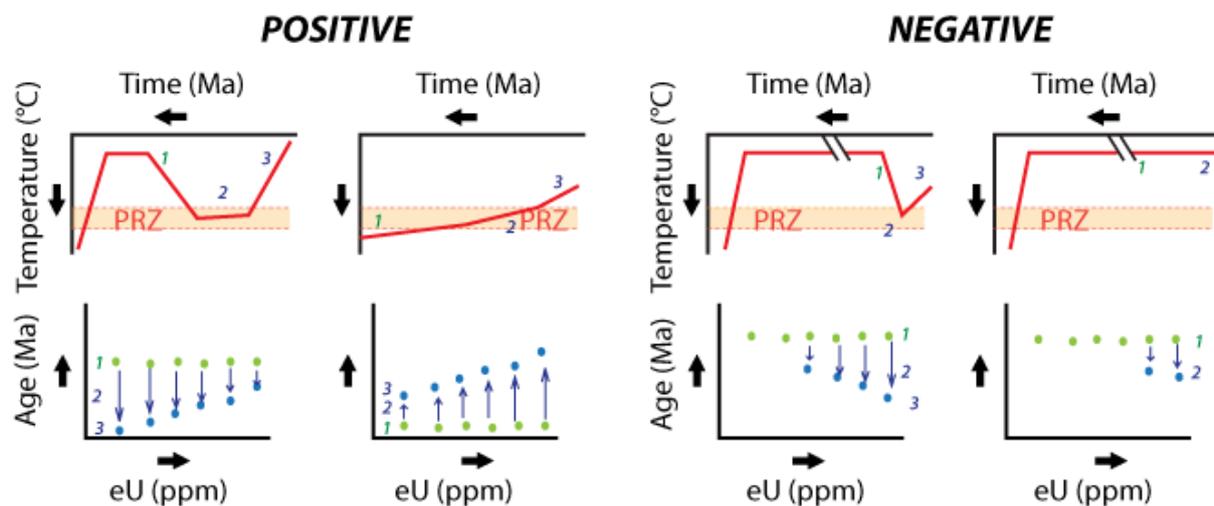


Figure III.12 : Corrélations positives et négatives entre les âges (U-Th-Sm)/He sur zircons et les taux d'eU en fonction du chemin t-T choisi (Guenther et al., 2013).

Au seuil dit de "percolation", la rétention de l'He diminue fortement et les âges deviennent anti-corrélés au taux d'eU : les dommages dans le grain vont s'interconnecter et former des drains permettant de diffuser rapidement de grandes quantités d'He (Guenther et al., 2013).

Le degré de dommages α nécessaire pour atteindre ce seuil de percolation est cependant bien inférieur à celui nécessaire pour atteindre le stade de métamictisation, indiquant que même les échantillons ayant dépassé ce seuil et ayant créé des drains au sein de leur structure cristalline n'ont pas pour autant une structure cristalline complètement désordonnée, déstructurée voire "amorphisée" (Ketcham et al., 2013).

1.2.3 Zone de rétention partielle

L'émission et la rétention de particules α sont dépendantes de la température : pour une température supérieure à celle de fermeture, les particules auront tendance à être éjectées hors du minéral par diffusion maximale ; pour une température inférieure à celle de fermeture, les particules auront tendance à être conservées au sein du minéral. Pour une température équivalente à celle de fermeture, on a éjection des particules, mais en moins grande quantité : pour cette température, on invoque une Zone de Rétention Partielle (PRZ, Figure III.13 ; Wolf et al., 1998 ; House et al., 2000 ; Farley, 2000 ; Reiners and Brandon, 2006).

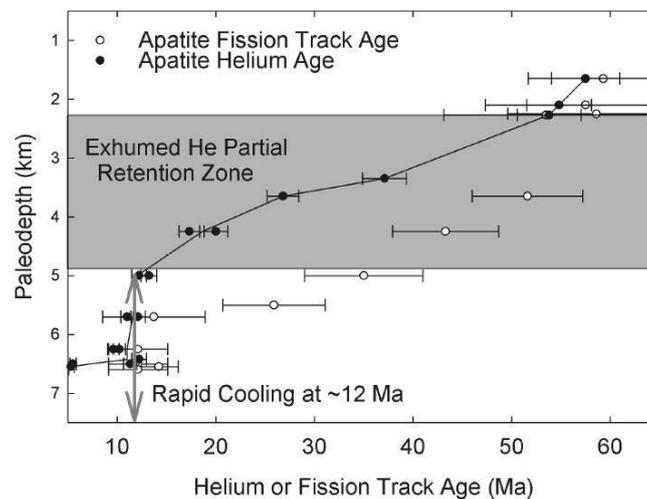


Figure III.13 : Profil age-profondeur illustrant le passage d'un échantillon à travers la zone de rétention partielle (Farley, 2000).

Il s'avère que les températures correspondant à ces zones de rétention partielle pour les apatites et les zircons sont dépendantes du temps passé par ces échantillons à ces températures : plus les échantillons ont un refroidissement lent, plus ils passent de temps aux mêmes températures et plus la température de fermeture aura tendance à être faible. A l'inverse si un échantillon subit un refroidissement rapide, sa température de fermeture aura tendance à être plus élevée (Reiners and Brandon, 2006) comme illustré sur la Figure III.14.

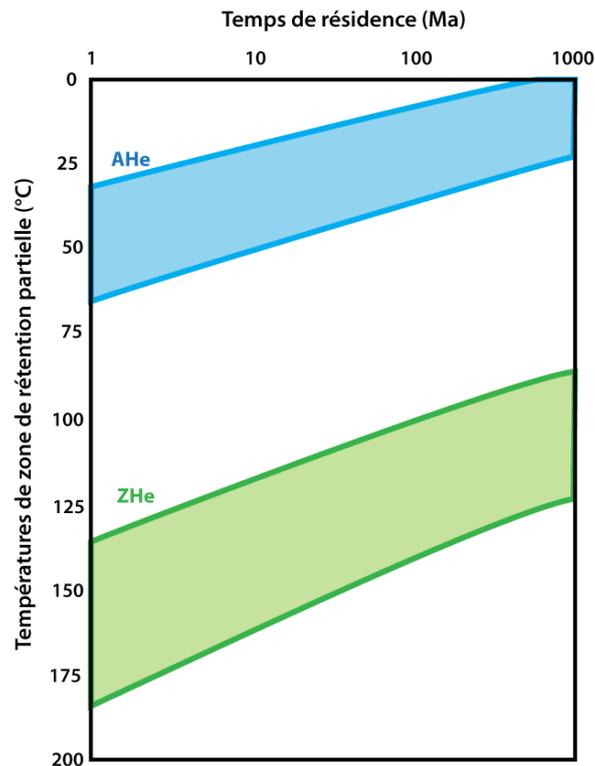


Figure III.14 : Zones de rétention partielle des systèmes AHe et ZHe évoluant en fonction du temps de résidence passé dans ces zones (Reiners and Brandon, 2006).

1.3 Datation par traces de fission

1.3.1 Principe de datation

La méthode des traces de fission, proposée par Price and Walker (1963) repose sur le même principe que les autres méthodes basées sur la décroissance isotopique, la désintégration d'éléments pères en éléments fils impliquant un dégagement d'énergie provoquant des traces de fission, et se base sur le calcul de ratios père/fils de certains éléments (Figure III.15).

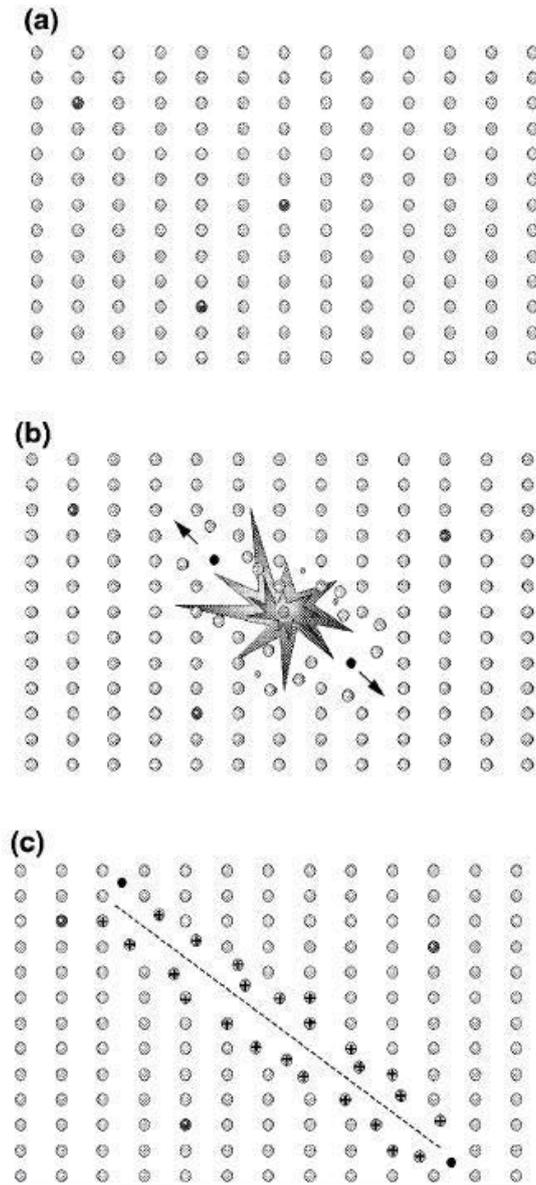


Figure III.15 : Principe de désintégration radioactive d'un élément instable en un élément plus stable induisant un dégagement d'énergie cinétique "abîmant" le réseau cristallin et provoquant une trace de fission (Gallagher et al., 1998).

Le calcul de l'âge va se faire en prenant en compte à la fois la quantité d'Uranium 238 du grain (père) et la quantité de traces de fission spontanées observées dans le grain (fils). Le nombre de traces de fission induites est indicateur de l'abondance en ^{235}U dans le grain et comme le rapport $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ est constant naturellement, on en déduit l'abondance en ^{238}U . L'équation thermochronométrique s'écrit alors :

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \log\left(1 + \frac{\lambda_d \cdot \varphi \cdot \sigma \cdot I \cdot \rho S \cdot g}{\lambda_f \cdot \rho i}\right) \quad (8)$$

où λ_d est la constante totale de l'Uranium, σ la capture thermique neutronique du ^{235}U , φ le flux de neutrons en n/cm^2 , I le rapport d'abondance isotopique $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$, λ_f la décroissance spontanée du ^{238}U , g le facteur de correction géométrique (qui est fixé à 0.5 ici), ρ_s la densité de traces de fission spontanées (fils) et ρ_i la densité de traces induites dans le détecteur externe.

La méthode du détecteur externe est utilisée pour déterminer les distributions des âges. Dans cette méthode, on utilise une partie du grain x (surface A_x du grain) et on y compte le nombre N_{sx} de traces spontanées ρ_s . La densité de traces induites est obtenue en effectuant le même comptage sur le détecteur externe (même surface). Une plaque de mica, donne l'empreinte de la concentration en Uranium du grain. On peut donc compter le nombre N_{ix} de traces induites sur l'empreinte du grain x . On écrit alors:

$$\rho_s = \frac{\sum_x^n N_{sx}}{\sum_x^n A_x} \quad (9)$$

$$\rho_i = \frac{\sum_x^n N_{ix}}{\sum_x^n A_x} \quad (10)$$

1.3.2 Calculs du facteur Zeta

Plusieurs incertitudes concernant la variation du flux de neutrons imposée à l'échantillon ainsi que le biais induit par la personne qui compte les traces de fission, ont été mises en évidence par Hurford and Green (1983). Ces auteurs ont proposé la méthode de calibration Zeta (utilisée par tous les laboratoires de traces de fission de nos jours) basée sur la prise en compte d'âges standards et permet de remplacer les paramètres λ_f , σ et I dans l'équation n° 7. Ce paramètre s'écrit :

$$\zeta = \frac{e^{\lambda_d \cdot t^{std}} - 1}{\lambda_d \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} g \right) std \cdot \rho_d} \quad (11)$$

Le flux de neutrons au sein du réacteur est alors remplacé par un paramètre ρ_d qui nous donne la densité de traces induites par un verre avec une concentration connue en Uranium. L'équation thermochronométrique devient alors :

$$t = \frac{1}{\lambda d} \log \left(1 + \lambda d \cdot \zeta \cdot \frac{\rho_S}{\rho_i} \cdot g \cdot \rho d \right) \quad (12)$$

Avant de commencer à proprement parler le comptage des traces de fission, il faut tout d'abord calculer sa propre valeur de ζ .

Ce paramètre est déterminé à l'aide d'une procédure expérimentale (Fleisher and Hart, 1972 ; Hurford and Green, 1982, 1983 ; Tagami, 1987 ; Hurford, 1990) qui consiste à utiliser des dosimètres (des verres servant d'étalon) dont la concentration en Uranium est connue et qui sont irradiés avec les échantillons à dater. Cette détermination a été réalisée à Grenoble, se basant sur des standards de Durango et Fish Canyon Tuff, datés à 31.4 ± 0.2 Ma d'après la méthode traces de fission sur apatites (Green et al., 1985) et 27.9 ± 0.5 Ma d'après la méthode K/Ar sur sanidine (Steven et al., 1967). Le dosimètre utilisé est le IRMM-541.

Irradiation	Standard	Zeta moyen	Erreur
16-2013	FCT	99.27	6.4
	FCT	104.98	5.55
8-2014	FCT	108.97	3.95
	FCT	102.15	3.5
13-2014	FCT	97.75	3.45
	FCT	100.87	3.65
ζ moyen		102.11	1.72

Tableau III.1 : Exemple de calculs de ζ pour les standards Fish Canyon Tuff des zircons.

1.3.3 Notion de PAZ

La méthode des traces de fission repose sur le principe d'accumulation de dommages dans un grain ou dans un verre qui se produit lors de la désintégration radioactive notamment d' ^{238}U . Lors de cette désintégration radioactive se dégage un rayonnement γ de très haute énergie. La stabilité et la pérennisation de ces traces dépend de plusieurs facteurs, mais dépend très fortement de la température. Au-delà d'une certaine température, ces traces se "cicatrisent" et la hausse de la température permet alors de réinitialiser le système (les traces de fission disparaissent, et ne réapparaîtront que lorsque le grain franchira cette température limite ; Wagner, 1972, 1981, 1988 ; Green et al., 1985, 1986 ; Wagner et al., 1989 ; Barbarand et al., 2003 ; Ketcham et al., 2007). On estime que cette température est comprise entre 60 et 120 °C pour les apatites, et d'environ 240 ± 30 °C pour les zircons

(Hurford, 1986 ; Brandon et al., 1998). On nomme ce phénomène le recuit, la cicatrisation, ou *l'annealing* en anglais.

La gamme de température dans laquelle le nombre de traces de fission et leur longueur passe de 90 à 10 % de leur longueur initiale est appelée la PAZ pour *Partial Annealing Zone*, ou Zone de Recuit Partiel. Cette gamme peut varier selon la composition des grains ou si les grains sont endommagés.

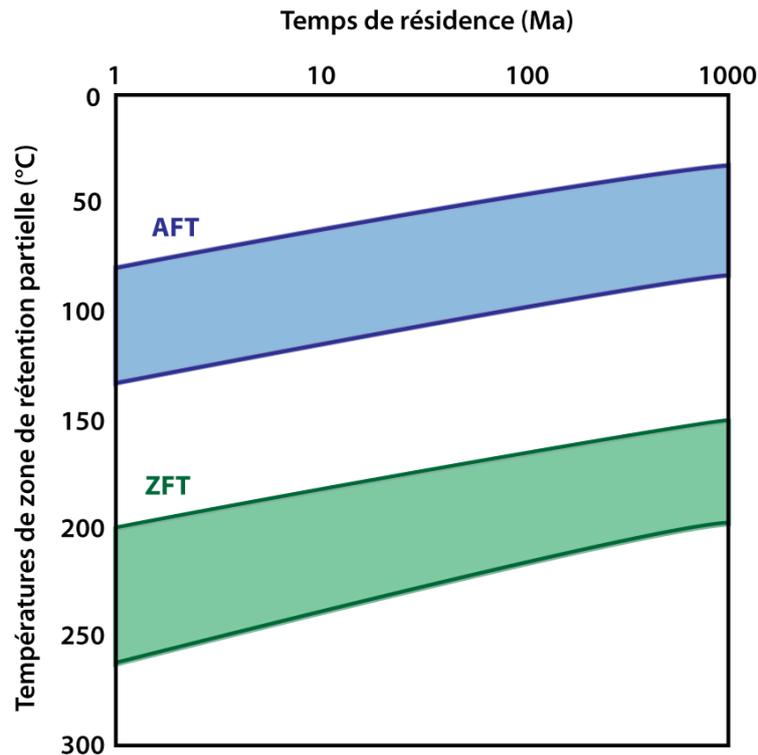


Figure III.16 : Représentation des zones de recuit partiel des apatites et des zircons (d'après Reiners and Brandon, 2006) évoluant selon le temps de résidence des échantillons dans cette zone de recuit partiel.

Cette gamme de températures varie selon le temps passé à ces températures par les échantillons : plus le refroidissement est lent, plus les échantillons stagneront à la même température et plus la température de fermeture tendra à s'affaiblir (cf Figure III.16).

1.3.4 longueurs de traces

Nous avons expliqué que lors du recuit des grains, c'est-à-dire lorsque ceux-ci se réchauffent, le système a tendance à se réinitialiser et les traces de fission ont tendance à s'estomper. Ce

phénomène de cicatrisation est dépendant de la température (Wagner, 1981, 1988 ; Green et al., 1985, 1986 ; Wagner et al., 1989 ; Barbarand et al., 2003 ; Ketcham et al., 2007).

La longueur des traces dans un grain va donc être fortement reliée à la température à laquelle se trouve l'échantillon et à la vitesse de refroidissement d'un échantillon. De nombreux modèles numériques ont alors été mis au point pour étudier ces histoires thermiques impliquant la cicatrisation (Laslett et al., 1987 ; Gallagher et al., 1998 ; Tagami et al., 1998 ; Ketcham et al., 2007).

La longueur des traces est un indicateur de la vitesse de refroidissement : de grandes longueurs (14-16 μm) témoignent d'un refroidissement rapide, alors que des traces inférieures à 12 μm témoignent d'un refroidissement plutôt lent (Figure III.17).

Plusieurs répartitions des traces de fission peuvent être observées. Un échantillon présentant une seule "population" de longueurs n'a enregistré qu'un seul événement de refroidissement, le dernier enregistré par la roche. Si la répartition est serrée et centrée sur une valeur élevée, le refroidissement a été très rapide. Une roche ayant été partiellement réchauffée peut présenter deux populations : l'une liée au dernier événement de refroidissement enregistré et l'une liée au refroidissement s'étant produit avant ce dernier (Figure III.16 ; Gleadow et al., 1986 ; Galbraith and Laslett, 1993 ; Gallagher et al., 1998) ; cette répartition est dite bimodale. Les liens entre répartition des longueurs et histoire thermique sont résumés en Figure III.17.

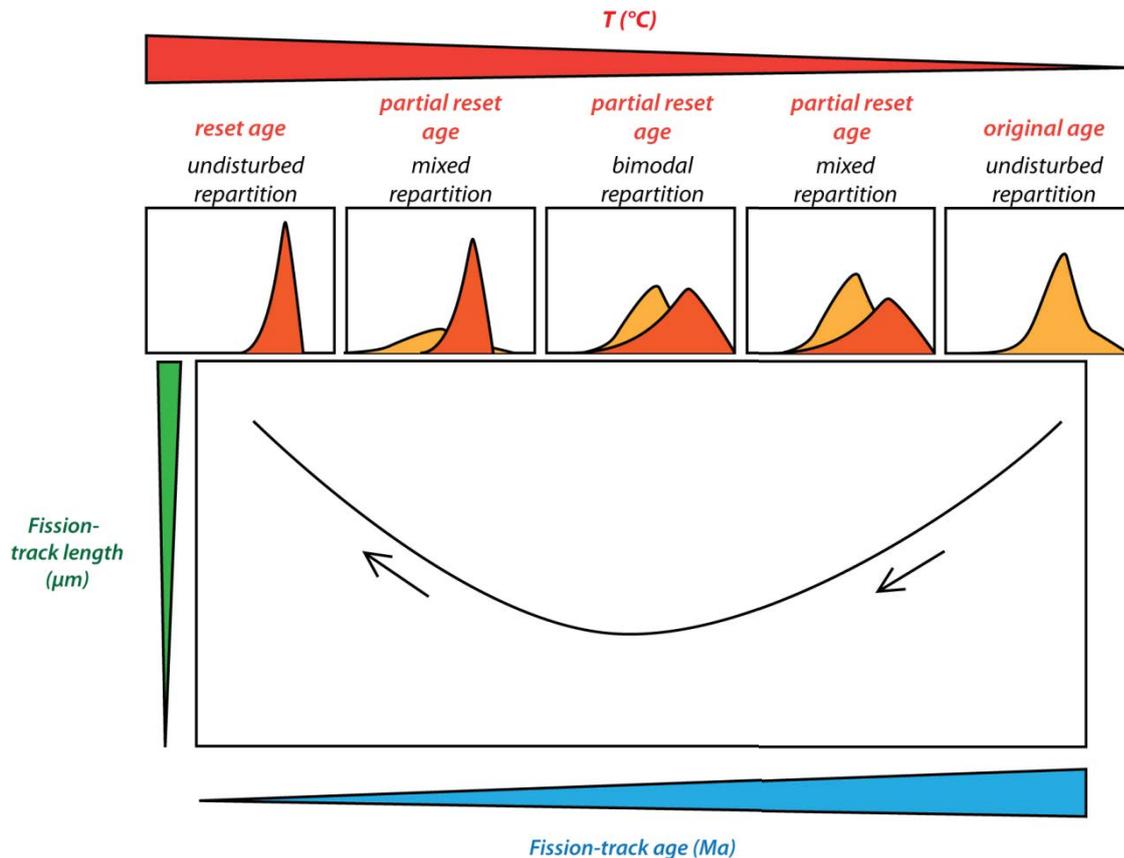


Figure III.17 : Relations entre les âges traces de fission, la longueur des traces, la température et la répartition des longueurs de trace dans l'échantillon.

Il est possible de mesurer les longueurs dans le même programme que celui utilisé pour compter le nombre de traces de fission. Si l'échantillon étudié contient suffisamment de traces horizontales, il est possible directement de les mesurer ; il faut compter environ une vingtaine de longueurs mesurées pour avoir un "échantillon" de longueurs représentatif, à condition que l'échantillon soit *in-situ* ou bien totalement recuit (« fully reset »).

1.3.5 Influence de la chimie

De nombreuses études ont montré que la notion de recuit d'un minéral était également liée à sa composition chimique (Barbarand et al., 2003). Ainsi les apatites riches en Cl et les apatites riches en F ne réagiront pas de la même manière lors d'un recuit : celles riches en Cl ont tendance à être plus résistantes à la température que les autres (Figure III.18). Une étude de Donelick (1993) a montré que ces concentrations relatives en Cl et F étaient liées à la longueur et la largeur du etch-pit de chaque longueur de trace (intersection de la longueur de trace observée avec le plan d'observation, horizontal), paramètre appelé D_{par} (Figure

III.18). Bien que les mesures de longueur et de largeur des etch-pit soient assez délicates car nécessitant une extrême précision, le Dpar reste un moyen rapide et assez simple de déterminer les quantités relatives de Cl et de F dans un grain : on estime que pour des valeurs $< 1.75 \mu\text{m}$ les grains sont plutôt riches en Fluor alors que pour des valeurs $> 1.75 \mu\text{m}$ les grains sont plutôt plus riches en Chlore (Carlson et al., 1999). Un minimum de quatre valeurs de Dpar au sein d'un même grain sont nécessaires pour obtenir une valeur moyenne acceptable (Donelick et al., 2005).

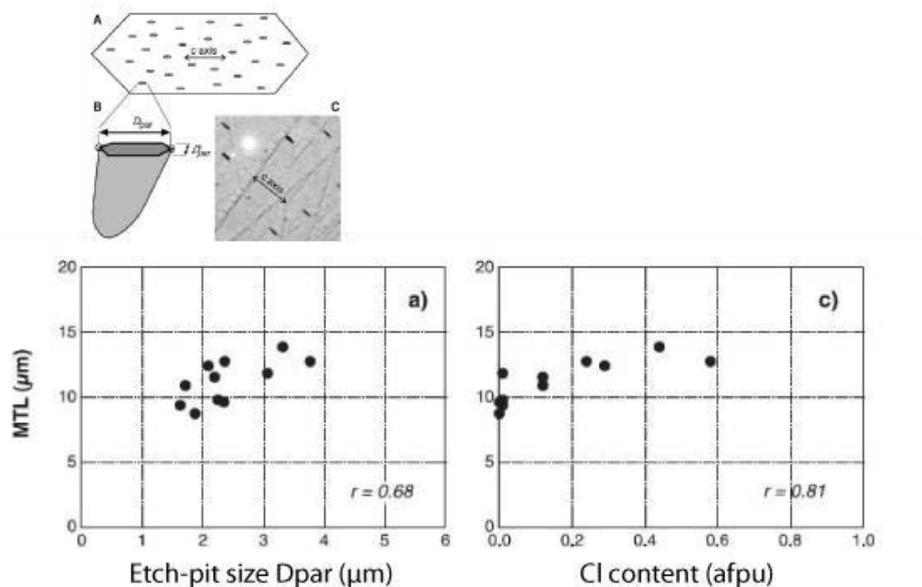


Figure III.18 : Représentation et mesures des longueurs et largeurs des etch-pit conduisant au calcul du paramètre Dpar (Sobel and Seward, 2010) et relations entre les longueurs de traces, la taille des etch-pit et le contenu en Cl des grains d'apatites (d'après Barbarand et al., 2003).

1.3.6 Statistiques

Dans le cas des échantillons *in-situ*, une vingtaine de grains peuvent être comptés. En revanche dans le cas des échantillons détritiques on estime qu'il faut compter environ une centaine de grains pour représenter statistiquement toutes les populations d'âges présentes dans l'échantillon.

Echantillons comprenant une population

Classiquement deux types d'âges sont calculés : le "pooled age" et le "central age". Le "pooled age" est obtenu en moyennant toutes les traces spontanées et induites comptées sur le grain. Le "central age", lui, est calculé en considérant une distribution normale des

âges, prenant donc en compte la dispersion. C'est l'âge le plus couramment utilisé dans la bibliographie.

Afin de juger de la cohérence et de la bonne répartition des âges obtenus dans un échantillon, deux paramètres, le χ^2 et la Dispersion, sont utilisés. La Dispersion montre la variabilité des âges en fonction de l'âge moyen calculé dans l'échantillon. Galbraith (1981) et Green (1981) ont développé les tests du χ^2 pour vérifier si les âges calculés suivent une distribution de Poisson. Le niveau critique pour le test du χ^2 est fixé à 5 % et à 20% pour la Dispersion ; au-dessus de cette valeur les échantillons ont échoué au test statistique et ne peuvent être considérés comme représentant une population unique.

Il faut cependant garder à l'esprit que plusieurs facteurs peuvent influencer sur le nombre de traces induites et spontanées comptées dans chaque grain. Tout d'abord il est possible que les traces soient mal révélées à cause d'une attaque acide trop courte, comme c'est souvent le cas pour les zircons. Ensuite, la densité de traces peut être très importante, et donc tendre à rendre le comptage moins précis. Il faut également choisir une zone dans le grain où la densité de traces est représentative du grain entier pour ne pas sous-estimer ou sur-estimer cette densité et par conséquent l'âge (Tagami and O'Sullivan, 2005).

Echantillons comprenant plusieurs populations

Dans le cas d'échantillons détritiques, si ceux-ci ne sont pas complètement recuits (« resettés »), il est possible d'obtenir plusieurs populations d'âges qui doivent être comparées à l'âge de dépôt afin de déterminer si ces âges révèlent des événements d'exhumation induisant un recuit (même partiel) ou si ces différents âges sont associés aux âges d'exhumation des sources.

2. Modélisation des données de la thermochronologie basse-température

Dans le cas de données ponctuelles (1D) ou d'âges distribués sur un profil âge-altitude (2D) il est possible de reconstruire des chemins T-t à l'aide d'outils de modélisation tel que les logiciels HeFty (Ketcham, 2005) ou QTQt (Gallagher, 2012). Au cours de ma thèse, je n'ai utilisé que le programme QTQt, qui se base sur une estimation Bayésienne. Ce programme

permet, à l'inverse d'HeFty de modéliser un grand nombre de grains en même temps, ce qui augmente le nombre de contraintes dans le modèle. En revanche, pour inclure un grand nombre de données dans un modèle et réaliser une modélisation supérieure à 2 dimensions, il est nécessaire d'utiliser d'autres types de modèles. Pecube (Braun, 2003) permet par exemple d'effectuer une modélisation thermo-cinématique en 3D.

2.1 Principe

Le modèle thermo-cinématique 3D Pecube (Braun, 2003) se base sur un code en éléments-finis résolvant l'équation du transport de la chaleur en 3 dimensions, selon l'équation suivante (Carslaw and Jaeger, 1959):

$$\rho C \left(\frac{\partial T}{\partial t} + v \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial x} k \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} k \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T}{\partial z} + \rho A \quad (13)$$

où $T(x,y,z,t)$ est la température en °C, ρ est la densité des roches des roches (kg.m^{-3}), v est la vitesse verticale des roches (km.Ma^{-1}) en respectant la base de la croûte ($z = -L$), C est la capacité calorifique des roches ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), A la production de chaleur radiogénique (W.m^{-3}), k la conductivité thermique ($\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) et t le temps (en Ma).

Cette équation de chaleur est résolue en considérant un bloc d'échelle crustale auquel on impose une exhumation (par advection de roches) et une histoire topographique (cf Figure III.19).

Le modèle considère un bloc, réparti en mailles disposées à intervalles réguliers sur sa surface. Pour chaque nœud, Pecube va calculer les chemins temps-température qu'une particule parcourt pour atteindre la surface. Il va calculer la position des particules à différents pas de temps.

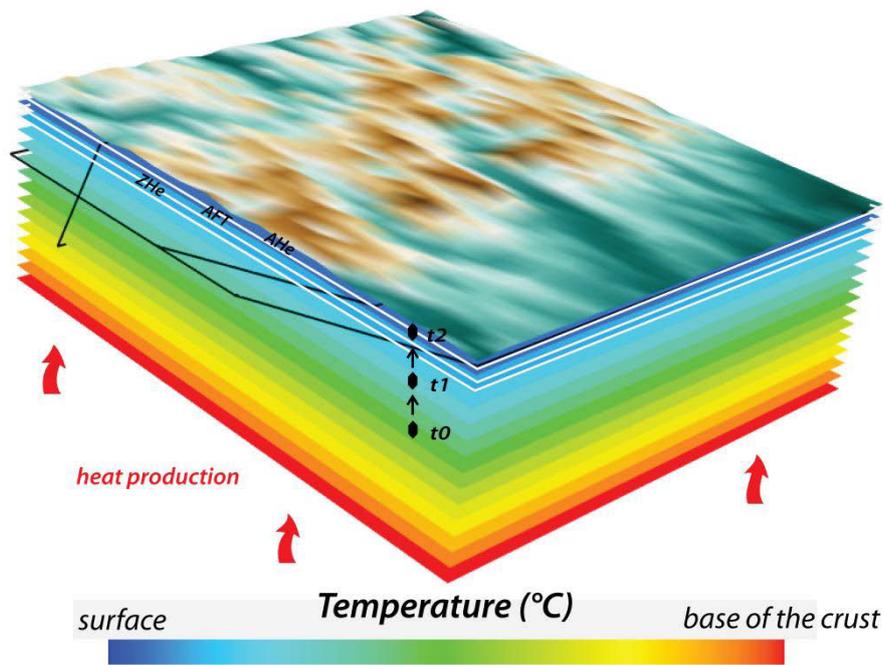


Figure III.19 : Bloc 3D Pecube d'échelle crustale sur lequel sont reportées les structures tectoniques incluses dans le modèle (détaillées dans le Chapitre IV). Le trajet des particules a été reporté ainsi que certains isothermes.

Cette méthode est donc basée sur une approche Eulérienne-Lagrangienne qui nécessite une ré-interpolation fréquente du champ de température au cours du temps. Le modèle permet de recréer le champ de température subit par les roches du bloc considéré, et de calculer des âges thermochronologiques fonction de ce champ de température, déterminant ainsi le chemin parcouru par une particule. Les âges de refroidissement et les chemins temps-température sont enregistrés pour chaque pas de temps (Braun et al., 2012). Le programme fonctionnant en 3D, on considère que la température varie linéairement dans toutes les directions de l'espace (Braun, 2003). Si la température est fixée en sommet et base de couche, elle n'est cependant pas fixée sur les bords de la boîte (flux constant) afin de ne pas influencer sur les chemins temps-Température, et donc de ne pas fausser les trajets des particules.

Pour chaque modèle et paramètre testés, les âges calculés (α) sont comparés aux âges observés (o) afin de voir si les résultats du modèle correspondent aux données, en calculant à la fin d'un modèle l'erreur (misfit) entre les jeux de données observées et calculées, selon cette équation (Braun et al., 2012):

$$\phi = \sum_{i=1}^N \frac{\alpha_i - o_i}{\sigma_i^2} \quad (14)$$

ϕ est la valeur du misfit, N est le nombre de données ; pour chaque donnée i, o_i est la valeur observée (âges ou longueur de trace), α_i est la valeur modélisée et σ_i est la valeur de l'erreur observée.

2.2 Approche directe

Le programme (Braun et al., 2012) permet d'inclure des données (U-Th-Sm)/He sur apatites et zircons, des données K-Ar et Ar-Ar sur biotites, muscovites, hornblendes et feldspaths potassiques, en plus des données AFT et ZFT. Dans cette version il est également possible de prendre en compte la longueur des traces de fission dans la reconstitution de l'histoire thermique. Pour cette étude (Chapitre IV), j'utilise des données AHe, AFT et également les longueurs de traces correspondant à ces âges.

Plusieurs types de fichiers de sortie sont récupérés à la fin du modèle : des fichiers « VTK » servent à la visualisation des données (données, failles, champ de vitesse, topographie, âges), et un fichier de comparaison des données calculées et observées pour chaque échantillon (âges, latitudes, longitudes, altitudes, erreurs sur les âges, longueurs de traces). Cette méthode est idéale pour tester différentes configurations, différents scénarii tectoniques. Cependant, une évaluation précise des différents paramètres variants nécessite une approche inverse.

2.3 Approche Inverse

Il est également possible de se servir de Pecube en modélisation inverse, c'est-à-dire d'utiliser Pecube couplé à une méthode inverse de Neighborhood Algorithm (la méthode des voisins les plus proches de Sambridge, 1999a et b). Cette approche définit le modèle qui présente la meilleure combinaison de paramètres (échantillonnage ou « sampling stage »), et ensuite évalue le degré de contrainte du modèle sur les paramètres variants, c'est-à-dire la fonction de densité de probabilité (PDF) de chaque paramètre au vu du modèle choisi (évaluation ou « appraisal stage ») (Figure III.20).

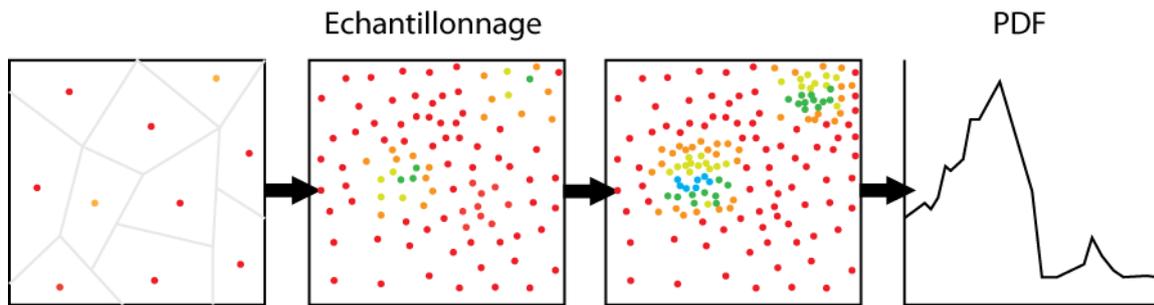


Figure III.20 : Stratégie d'échantillonnage de l'approche inverse de Pecube. La couleur est liée à la solution trouvée par le modèle. Le modèle teste dans un premier temps tous les champs de solutions possibles, avec des résultats associés plus ou moins bons. L'échantillonnage définit un ensemble de meilleurs modèles (représentés par les points de couleur) considérant tous les paramètres qu'on inverse. La dernière étape consiste à calculer la densité de probabilité associée à chaque paramètre (PDF).

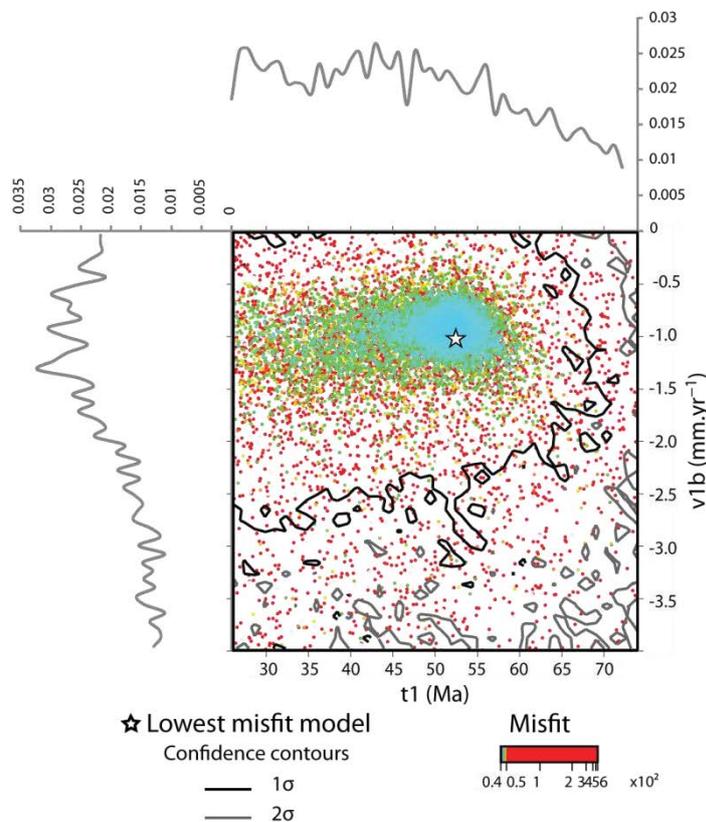


Figure III.21 : Visualisation du niveau de convergence entre deux paramètres. L'étoile désigne le meilleur modèle (misfit le plus bas). Les contours noirs délimitent l'intervalle de confiance à 1σ , et les contours gris délimitent l'intervalle de confiance à 2σ .

La figure III.21 montre le type de résultats obtenus après une modélisation avec une approche inverse. Chaque point représente un modèle testé et la couleur correspond au misfit (différence entre âges observés et âges calculés dans le modèle). Dans cet exemple deux paramètres sont reportés et sur le graphique on peut identifier les zones où le modèle

semble converger. Sont également reportés les graphiques PDF pour chacun des paramètres.

2.4 Setup du modèle

Le programme de modélisation Pecube permet de recréer des âges thermochronologiques à partir de l'équation de la chaleur. Plusieurs paramètres sont à fixer dans le programme, comme les paramètres thermiques et géométriques. Il est important de noter que ces paramètres peuvent faire l'objet d'une inversion.

Les paramètres variables dans Pecube sont présents dans deux fichiers d'entrée appelés « fault_parameters » et « topo_parameters ». D'autre part, on rentre également deux fichiers de données que sont le fichier contenant les données observées (latitudes, longitudes, altitudes, âges, erreur sur l'âge et longueurs de traces), et le fichier DEM (Digital Elevation Model) contenant les informations sur la topographie. Dans l'étude détaillée dans le Chapitre IV, la topographie utilisée est issue des données SRTM, qui ont une précision de 90 m.

Le fichier fault_parameters.txt permet de définir les failles souhaitées ; chaque faille est caractérisée par deux points latitudes-longitudes en surface. En profondeur, chaque faille peut être caractérisée par des segments délimités par deux points (x,z), c'est-à-dire définis par leur position en surface par rapport à un point de référence situé au nord de la boîte, et par une profondeur. Chaque faille peut-être définie par plusieurs périodes d'activité tectonique, auxquelles on associe une vitesse de déformation (qui peut être positive ou négative selon si on modélise un mouvement normal ou inverse).

Les paramètres thermiques et les variations de topographie (amplitude et offset) sont définis dans le fichier topo_parameters.txt.

Dans ce fichier, sont définies également le nombre de cellules contenant les informations latitudes-longitudes qui sont utilisées par le fichier DEM, et en déduire un espacement en degré entre chaque cellule.

3. Thermométrie Raman

3.1 Principe

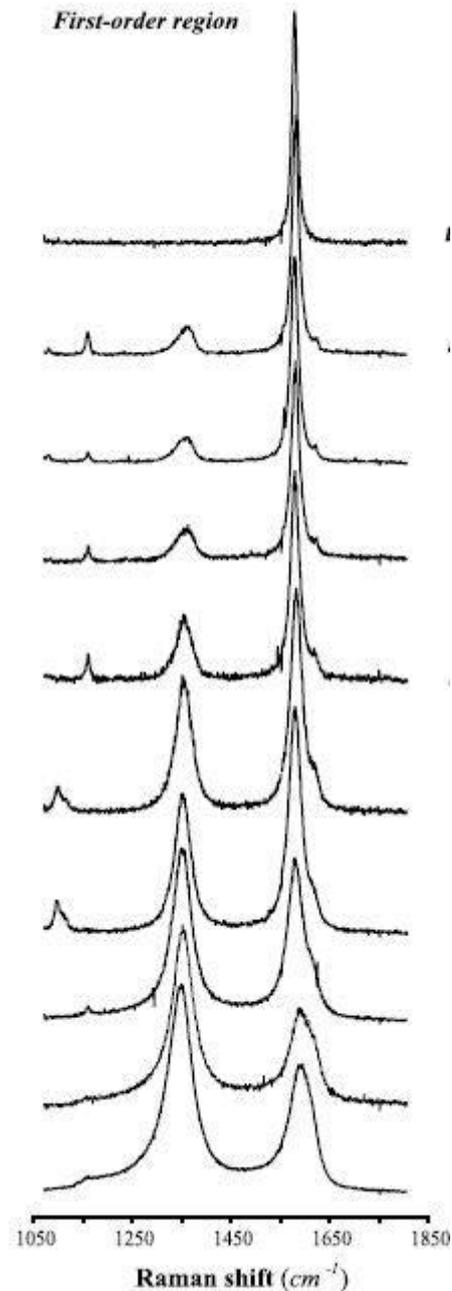


Figure III.22 : Exemples de différents spectres Raman, provenant de différents échantillons de grade métamorphique croissant (Beysac et al., 2002).

La transformation de la matière organique peut être utilisée comme un géothermomètre pour étudier l'évolution de la température. La Spectroscopie Raman sur du matériel

carbonaté est basée sur la désorganisation de la matière organique contenue dans les roches et nous fournit la température maximale enregistrée par la roche.

Cette technique donne des températures allant de 330 à 650 °C (Beyssac et al., 2002 ; Beyssac et al., 2003). C'est la modification de la forme des pics qui va nous permettre de déterminer la température qui a été enregistrée par la roche (Figure III.22).

3.2 Acquisition des données

Ce travail a été réalisé à l'IMPMC à Paris avec Olivier Beyssac et Alberto Vitale Brovarone et a requis l'utilisation d'un laser Renishaw InVia Reflex de 541 nm de longueur d'onde.

Nous avons utilisé une fenêtre large spectre, c'est-à-dire comprise entre 700 et 1900 cm^{-1} et nous avons utilisé une combinaison "cinq bandes" de profils Lorentzien/Gaussien (Figure III.23), c'est-à-dire prenant en compte cinq bandes de désorganisation de la matière organique (D1, D2, D3, D4 et G). RA1 est un ratio calculé pour décrire l'évolution du spectre Raman avec le grade métamorphique. $RA1 = (D1+D4)/(D1+D2+D3+D4+G)$ (Figure III.22).

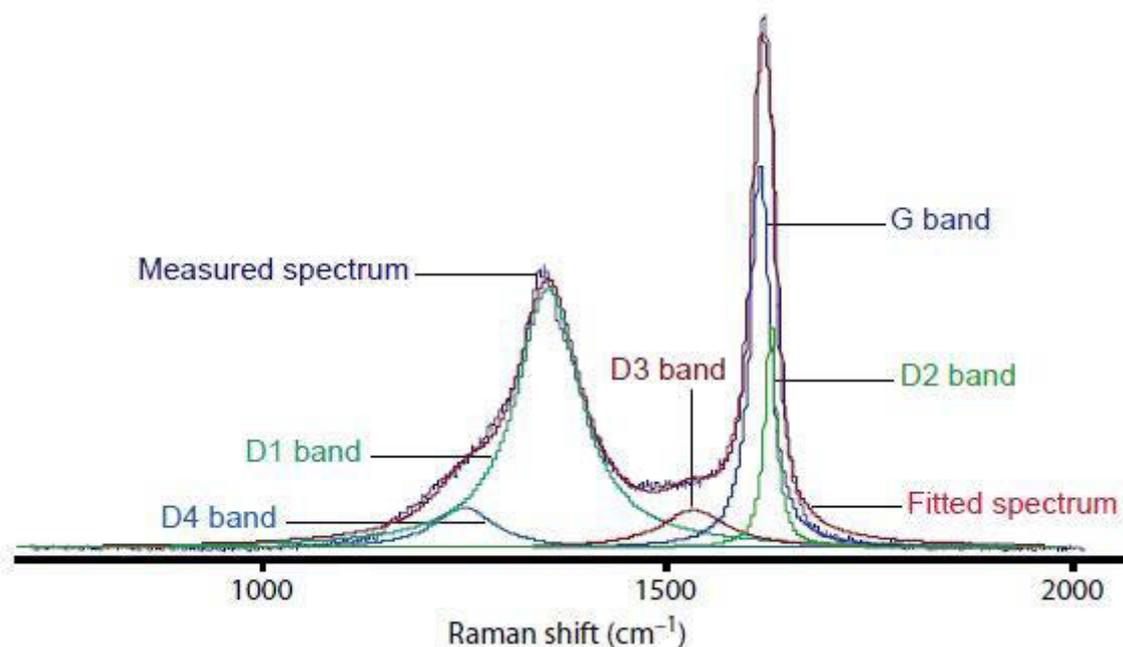


Figure III.23 : Bandes de défauts dans l'organisation de la matière organique (Lahfid et al., 2010). Ce sont ces pics qui nous permettent de vérifier que le laser est bien rentré en contact avec de la

matière organique et non avec d'autres minéraux.

Les échantillons étudiés dans le cadre de ce travail et utilisés dans cette analyse ont essentiellement été prélevés dans le bassin d'avant-pays et proviennent de roches ayant très peu subi le métamorphisme (200-320 °C ; Lahfid et al, 2010).

3.3 Lecture des résultats

Nous avons suivi l'approche proposée par Lahfid et al. (2010) et nous avons choisi environ une vingtaine de spectres (dans la mesure du possible). On estime qu'une dizaine de profils est au moins nécessaire afin de contraindre au maximum la température calculée.

4. Interprétation sismique

Un certain nombre de profils sismique s'étendant de Brooks Range et British Mountains au bassin du MacKenzie a été utilisé afin de caractériser leur style structural et une possible évolution de ces structures d'Ouest en Est et de la chaîne interne au bassin d'avant-pays. L'interprétation de ces profils a pour but de reconstruire des sections terre-mer d'échelle crustale. Pour ce faire, des profils à la fois onshore dans l'ANWR (Brooks Range, Alaska) et offshore dans le bassin du Mackenzie (Canada) ont été sélectionnés.

Ce travail d'interprétation sismique a été réalisé à Total en collaboration avec Philippe Werner, et en utilisant le logiciel de traitement Sismage (logiciel Total).

Peu de puits sont exploitables et assez profonds, c'est-à-dire ayant traversé le maximum de dépôts cénozoïques et mésozoïques pour nous apporter les informations nécessaires à un bon calage, à même de mettre en évidence des structures intéressantes. Les quelques puits exploités ont été utilisés pour interpréter des lignes sismiques clés et le reste du travail s'est fait par croisement d'un grand nombre de profils lorsque cela a été possible, compte tenu de la mauvaise qualité de certains profils.

Chapitre IV

Réorganisation tectonique au nord de l'Alaska au Cénozoïque

Apports de la modélisation thermo-cinématique

Ce Chapitre a été rédigé sous forme d'article et a été soumis dans JGR Solid Earth. Nous nous sommes intéressé à la chaîne de Brooks Range (Alaska), à sa formation et sa déformation au Méso-Cénozoïque, ainsi qu'à son histoire thermique. Afin de contraindre l'exhumation de la chaîne des analyses de thermochronologie basse-températures ont été effectuées, en utilisant les traces de fission sur apatites et les analyses (U-Th)/He sur apatites et sur zircons. Une partie de ces données a été utilisée dans un modèle thermo-cinématique 3D (PECUBE) afin de contraindre la séquence de déformation et les taux d'exhumation associés à chaque faille implémentée dans le modèle. Pour avoir une histoire thermique contrainte au maximum nous avons également effectué des analyses de thermométrie RSCM dans la chaîne de Brooks et son bassin d'avant-pays, le bassin de Colville. Cette étude a permis de mettre en évidence que la séquence de déformation se fait en séquence à partir de 100 Ma et ce jusqu'à 30-25 Ma, puis s'effectue en hors-séquence à partir de 25 Ma avec l'activation du duplex de Doonerak en arrière de la chaîne de Brooks. Les taux d'exhumation associés à chacune des failles modélisées sont d'au maximum 1.2 km/Ma, et la réactivation qu'on supposait jusque là rapide s'est en fait effectuée à des taux très faibles (de l'ordre de 0.2-0.3 km/Ma). La thermométrie RSCM nous informe que les roches ont atteint des températures maximales aux alentours de 300 °C dans la chaîne, ce qui est en accord avec ce que les données thermochronologiques basse-température nous donnent comme informations. Enfin, ces données ont été discutées en fonction du contexte géodynamique et climatique propre à l'Arctique et à l'Alaska au Cénozoïque.

Résumé

Les modalités de l'exhumation ainsi que l'évolution thermique de la chaîne péri-Arctique des Brooks Range au Cénozoïque, au nord de l'Alaska, sont encore débattues bien qu'elles constituent une condition-limite clé pour la géodynamique ainsi que pour l'évolution du bassin en mer de Beaufort en termes de réserves d'hydrocarbures. Nous apportons de nouveaux âges thermochronologiques basse-température Traces de Fission sur Apatites et (U-Th)/He dans les Brooks Range et réalisons de la modélisation thermomécanique. Les âges TFA, AHe et ZHe montrent une tendance décroissante de 100 à 25 Ma, à l'exception de la partie interne des Brooks Range où les âges sont groupés autour de 42 Ma. La diversité des âges individuels TFA et des âges AHe les plus vieux révèlent un important recuit partiel lié à un refroidissement très lent dans le bassin de Colville. Cette tendance est confirmée par la modélisation thermo-cinématique montrant des taux d'exhumation verticaux compris entre 0.07 et 0.85 km.Ma⁻¹ depuis le Crétacé. Nous mettons en évidence que l'exhumation s'est faite en deux étapes, incluant l'orogène Brookienne à partir de 105 Ma et une phase de renouveau de l'activité tectonique à partir de 35 Ma. Les taux d'exhumation montrent une décroissance de l'activité tectonique avec des taux allant de 1.2 à 0.9 km.Ma⁻¹ entre 52 et 25 Ma et une activité tectonique en hors-séquence de l'ordre de 0.27 km.Ma⁻¹ à partir de 35 Ma. Ces résultats reflètent le déplacement de la déformation orogénique vers le sud et l'est et sont cohérents avec l'établissement d'une zone de sismicité N/S, qui s'étend du sud de l'Alaska à la côté nord de l'Alaska et accomode la déformation transpressive entre les plaques Amérique du Nord, Béring et Pacifique. Nous en déduisons que la cinématique des plaques telle que nous la connaissons dans cette zone actuellement date de 35 Ma, ce qui est cohérent avec le début de la subduction horizontale du terrain de Yakutat sous l'Alaska à partir de l'Eocène supérieur-Oligocène. Le climat Eocène-Oligocène a favorisé l'érosion et augmenté la sédimentation en région Arctique, ce qui a en retour facilité la réorganisation tectonique. Les faibles taux d'érosion reportés pour le Pliocène-Pléistocène suggèrent qu'une faible activité tectonique et la présence de glaciers à base gelée aux hautes latitudes ont tendance à inhiber le couplage entre les processus tectoniques profonds et les processus de surface, à l'inverse des observations faites au sud de l'Alaska.

1 **Cenozoic tectonic reorganization in the northern Alaska revealed by thermo-kinematic**
2 **modeling**

3

4

5 Maelianna Bigot-Buschendorf (1), Charlotte Fillon (1, 2, 3), Frédéric Mouthereau (3), Loïc
6 Labrousse (1), Konstanze Stübner (4), Matthias Bernet (5), Jean-Luc Auxière (6).

7

8 1 UPMC University Paris 06, UMR 7193, ISteP, 4 place Jussieu, F-75005 Paris, France.

9 2 Total SA, E&P, CSTJF Avenue Larribau BA 2140, 64018, Pau Cedex, France.

10 3 Geoscience Environnement Toulouse (GET), Université de Toulouse, UPS, Univ. Paul
11 Sabatier, CNRS, IRD, 14 av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France.

12 4 Universität Tübingen, Department of Geosciences, Wilhelmstraße 56, 72076 Tübingen,
13 Germany.

14 5 ISterre, CNRS, U. Grenoble I, BP 53, 1381 rue de la Piscine, F- 38041 Grenoble, France.

15 6 Total SA, E&P Exploration New Business 2, place J. Millier, 92078 Paris La Défense, France.

16

17 Keypoints:

18 1. The Brooks Range recorded slow exhumation rates 0.07-0.85 km/Myr since the
19 Cretaceous.

20 2. A two-step exhumation is resolved by thermo-kinematic modelling at ~100 Ma and 35 Ma.

21 3. Tectonic reorganisation at 35 Ma is synchronous with flat-slab subduction of Yakutat
22 terrane.

23

24 **Abstract**

25 The Cenozoic patterns of exhumation and thermal evolution of the peri-Arctic Brooks Range
26 thrust belt, in Alaska, are still debated although they constitute a key boundary condition for
27 the geodynamics, oil and gas prone Beaufort sea basin evolution. We provide new AFT and
28 (U-Th)/He thermochronological data in the Brooks Range and perform thermo-mechanical
29 modelling. AFT, AHe and ZHe ages show a younging trend from 100 to 25 Ma range, except
30 in the inner Brooks Range where AHe ages clustered at ~42 Ma. The spread of single AFT and
31 older AHe ages in the Colville Basin reveal partial resetting in slowly cooled terrains. This is

32 confirmed by thermo-kinematic modeling showing exhumation rates from 0.07 to 0.85
33 km.Myr⁻¹, since the Cretaceous. We show that exhumation is two-step, including the main
34 Brookian orogeny at 105 Ma, and a period of renewed tectonic activity at 35 Ma. Tectonic
35 rates display decreasing activity from 1.2-0.9 km.Myr⁻¹ between 52 and 25 Ma and out-of-
36 sequence thrusting at 0.27 km.Myr⁻¹ since 35 Ma. This is interpreted to reflect the shift of
37 orogenic deformation towards the southern and eastern Brooks Range. We infer that
38 current plate kinematics in northern Alaska dates back 35 Ma, consistent with the onset of
39 flat-slab subduction of Yakutat terrane below Alaska in Late Eocene-Oligocene. Eocene-
40 Oligocene climate enhanced erosion and sedimentation in the Arctic region, which have
41 facilitated tectonic reorganisation. Low erosion reported for the Pliocene-Pleistocene
42 suggest that low tectonic activity and cold-based glaciers at high latitudes inhibited coupling
43 between deep tectonic and surface processes.

44

45 Keywords: (U-Th)/He ; AFT ; thermochronology ; Pecube

46

47 **1. Introduction**

48 The support of topography in collisional orogenic belts over millions of years requires
49 interactions between continental lithosphere deformation and erosion (e.g. Willett, 1999;
50 Avouac and Burov, 1996). In the particular cases of cordilleran orogenic belts, the changing
51 dip and subduction rate of the subducting plate, and the episodic accretion of exotic
52 continental blocks and volcanic arcs, may modify the budget of compressional forces in the
53 deforming areas (e.g. Regard et al., 2003; Martinod et al., 2005, 2013). Together with the
54 interaction of the subducting slab with the asthenosphere, subduction affects deformation
55 and topography in the upper plate over distance of thousands of kilometers (Espurt et al.,
56 2008 ; Luth et al., 2010). The thermal and mechanical structure of the overriding plate that is
57 inherited from subduction and terrane accretion controls way in which shortening is
58 accommodated, and hence mountain building (Mouthereau et al., 2013). On the other hand,
59 rates and types of surface processes (e.g., fluvial and glacial erosion) that shape the
60 landscapes are controlled by global climate, altitude and latitudes (Berger and Spotila, 2008 ;
61 Spotila et al., 2004 ; Whipple, 2009). The identification of the main contributing factors
62 necessitates to determine whether the exhumation was punctuated or continuous during

63 mountain building. To do this, we need to date exhumation, identify events and quantify
64 rates of exhumation. These events will also constitute independent constraints on the
65 possible episodes of material supply to the adjacent basins.

66 The Brooks Range, Northern Alaska is one of the best-preserved mountain belts that has
67 been initiated during the Mesozoic Brookian orogeny as a result of the collision between the
68 Koyukuk arc and the Arctic-Alaska-Chukotka terrane (AAC, Roeder and Mull, 1978 ; Box,
69 1985), a geological equivalent of the present-day Bering plate (Finzel et al., 2011a, b).
70 Furthermore, it is one of a few examples of mountain belts positioned in the Arctic region;
71 other examples being the Taimyr fold belt in Siberia (Torsvik and Andersen, 2002) or the
72 Franklinian mobile belt, in North Canada-Greenland (Patchett et al., 1999). It is also one of
73 the few examples in the arctic region where Cenozoic orogenic deformation is documented
74 and still ongoing. Present-day deformation is indicated by diffuse, moderate seismicity and
75 strain related to far-field stress transfer north of the Yakutat collision with North America
76 plate and the AAC terrane (Figure 1; e.g., Plafker and Berg, 1994; Estabrook et al., 1988;
77 Leonard et al., 2008; Mazzotti and Hyndman, 2002; Leonard et al., 2007).

78 Despite the highly debated boundaries and origin of AAC before the opening of the
79 Amerasian basin (Churkin and Trexler, 1980 ; Dutro, 1981 ; Grantz et al., 1990 ; Grantz and
80 May, 1983 ; Herron et al., 1974 ; Jones, 1982 ; Shephard et al., 2013), studies tend to agree
81 on the timing of opening of the Amerasian basin that occurred between the latest Albian-
82 Cenomanian and the Maastrichtian (Embry and Dixon, 1990), that is during the initial
83 building stages of the Brookian orogen. The Brooks Range is therefore a key boundary
84 condition for this basin evolution.

85 Because this period is also defined by the major Cenozoic climate changes recorded in the
86 Arctic region (e.g. Pagani et al., 2006 ; Sluijs et al., 2006 ; Moran et al., 2006) the Brooks
87 Range is also key to understand linkages between uplift and climate changes. Alpine-type
88 glaciers developed in the Brooks Range during the Pleistocene north of the Cordilleran ice
89 sheets and the Laurentide ice cap (Hamilton and Porter, 1975). Whether these glaciers
90 interacted with crustal deformation to enhance exhumation and build topography is
91 unknown. Southern Alaska is a region of ongoing crustal deformation where glaciers and
92 glacial erosion have dictated patterns of exhumation over the last 6 Ma (Meigs and Sauber,
93 2000 ; Enkelmann et al., 2008, 2009 ; Spotila et al., 2004 ; Berger and Spotila, 2008). Climate
94 changes in the Arctic induced changes in the type of erosion from fluvial to glacial processes.

95 For all the reasons above, a better knowledge of the temporal evolution of tectonics and
96 exhumation is needed in the Brooks Range to examine further the interactions between
97 large-scale geodynamics and surface processes in the Arctic region.

98 Tectonic events and the deep structure of the Brooks Range are reasonably well understood
99 thanks to pioneering structural (Tailleur and Weimer, 1987 ; Gryc, 1988 ; Mull and Adams,
100 1989 ; Moore and Dumoulin, 1994 ; Clough and Larson, 1997 ; Pinney and Davis, 1999),
101 geophysical (Tailleur and Weimer, 1987 ; Gryc, 1988 ; Mull and Adams, 1989; Fuis et al.,
102 1995, 1997) and low-T thermochronological (Blythe et al., 1996, 1998 ; O'Sullivan and
103 Decker, 1990 ; O'Sullivan, 1988a and 1988b, 1989, 1990, 1991, 1999 ; O'Sullivan et al., 1993,
104 1997, 1998) studies published in the 90's. However, a consistent two-dimensional
105 exhumational history is still lacking to properly correlate the sequence of thrusting across
106 the Brooks Range or to examine temporal relationships of the Brooks Range tectonics with
107 the adjacent Colville basin evolution. This is a prerequisite to examine the different forcing
108 parameters.

109 To answer these questions, we first provide new (U-Th)/He dates on apatite and zircon and
110 apatite fission-track analyses to constrain the thermal history. Together with published low-T
111 constraints in the region, these data are modeled using an inverse 3-D thermo-kinematic
112 model. Results are used to constrain the timing and the duration of the exhumational stages
113 as well as geometry of major faults. Time-temperature evolution is further constrained using
114 new RSCM (Raman Spectroscopy on Carbonaceous Material) data. The results are then
115 discussed in the context of Arctic tectonics and climate changes.

116

117 **2. Geodynamic and geologic Setting**

118 **2.1 Geodynamic setting of the Brooks Range**

119 ***2.1.1 Present-day tectonic framework***

120 Alaska resulted from a long-lived history of terranes accretion or “collage” of oceanic, arc
121 and continental affinities throughout the Paleozoic, the Mesozoic and Cenozoic between the
122 North America and East Asian cratons (e.g. Plafker and Berg, 1994; Nokleberg et al., 2000;
123 Colpron et al., 2007). The current tectonic activity in Alaska is evidenced by strong seismicity
124 clustered in southern Alaska associated with deep earthquakes in the Aleutian subduction

125 zone and shallower seismic activity across major strike-slip faults, including Denali,
126 Fairweather or Tintina faults (e.g. Plafker et al., 1978; Plafker and Berg, 1994; Leonard et al.,
127 2008). These major tectonic boundaries accommodate subduction of the Pacific plate at 44.1
128 ± 1.9 mm/yr in $N37^\circ \pm 4^\circ W$ direction (Fletcher et al., 1999) and Yakutat terrane under the
129 Alaska (Eberhart-Phillips et al., 2006) moving at 50.9 ± 1.4 mm/a in the $N14.7^\circ \pm 1.4^\circ W$
130 direction (DeMets et al., 1999). Collision of the Yakutat terrane is thought to have collided
131 with North America at ~ 6 Ma (Plafker and Berg, 1994) although other several other authors
132 suggest it began in the Early to Late Oligocene ages and has resulted in the development of
133 the high and steep mountains (Enkelmann et al., 2008; Finzel et al., 2011a, b). The far-field
134 effects of the oblique Yakutat collision led to transfer of strain from the collision zone to the
135 eastern Brooks Ranges, the Beaufort Sea and the Mackenzie Mountains (Mazzotti and
136 Hyndman, 2002). Today, some minor and shallow earthquakes are recorded in the Philip
137 Smith Mountains (PSM), reflecting that structures in the eastern part of the Brooks Range
138 are still active (Figure 1).

139

140 **2.2.2 Main tectonic events in the Brooks Range**

141 Compression in the Brooks Range initiated in the Early Cretaceous and continued until the
142 Neogene ca. 20 Ma (e.g., Moore et al., 1994). It began with the closure of the Angayucham
143 basin in late Jurassic times as the Koyukuk volcanic arc collided with the southern AAC
144 passive margin. The northern margin of the back-arc basin was subducted at this time
145 leading to the Angayucham ophiolite obduction and high-pressure metamorphism, which
146 are now exposed in the internal part of the Brooks Range.

147 Three main tectonic events are recorded in the Northern Alaska stratigraphy through four
148 depositional sequences delimited by regional unconformities.

149 The Franklinian sequence is made of Proterozoic argillites with thin beds of graywacke and
150 dolomite, and of Early Paleozoic non-marine coal-bearing clastic rocks. This sequence was
151 affected by a main tectonic event in the Early Devonian resulting in the development of
152 schistosity and steeply dipping fold structures, and by a secondary event in the Late
153 Devonian.

154 The Ellesmerian sequence was deposited unconformably on top of the regional pre-
155 Mississippian unconformity (Houseknecht and Bird, 2011). The Ellesmerian sequence

156 represents a south-facing passive margin succession with carbonates topped by non-marine
 157 to marine siliciclastic continental-shelf deposits from Carboniferous to late Triassic times.
 158 Ellesmerian and Franklinian sequences are considered pre-rift in regard to the Upper
 159 Cretaceous Amerasian tectonic evolution (Moore et al., 1994).

160 From Jurassic to mid-Cretaceous times, the Beaufortian sequence develops a complex north-
 161 derived siliciclastic wedge, with sharp facies and thickness variations and considered as syn-
 162 rift. This sequence, and locally the two ones below, are regionally truncated by the Lower
 163 Cretaceous Unconformity (LCU), considered as the regional break-up unconformity
 164 associated to crustal breakup and opening of the Amerasian basin (Houseknecht and Bird,
 165 2011). The Brookian sequence was deposited on top of the LCU and marks the onset of
 166 mountain building in the Brooks Range. It is made of alternation of marine and non-marine
 167 deposits (Figure 3). Turbidites and hemipelagic clastic deposits were first deposited (Torok
 168 Formation) and correlate with more proximal deposits of Fortress Mountain Formation. They
 169 are followed by the deposition of shallow marine and deltaic sandstones and conglomerates
 170 (Nanushuk Group), and transgressive marine shale (Colville Group and Canning Formation)
 171 all deriving from source rocks positioned in the growing Brooks Range in the South. This
 172 sequence is topped by non-marine and deltaic marine sandstones, shales and conglomerates
 173 from the Sagavarniktok Formation (Molenaar et al., 1986, 1987). They constitute post-rift
 174 deposits in the prospect of the Amerasian basin, but are also syn-orogenic deposits in the
 175 Brooks Range prospect.

176

177 **2.2 Geology and tectono-thermal evolution of the Brooks Range**

178 **2.2.1 Main structural units**

179 The Brooks Range consists of Paleozoic metasediments and a Mesozoic/Cenozoic
 180 sedimentary cover (Figure 2). The main part of the Brooks Range in northern Alaska is
 181 striking E-W (Figures 1 and 2) but show a slight bend toward the North in the North Eastern
 182 Brooks Range (NEBR) (Beikman, 1980). The internal part of the range is divided into several
 183 units of distinct stratigraphic affinities, tectonic and metamorphic evolution (e.g. Till et al.,
 184 1988 ; Blythe et al., 1996). They are from South to North the Angayucham, Slate Creek,
 185 Coldfoot and Hamond terranes, the Endicott Mountains allochthons (Figure 3). Below these
 186 allochthonous units older rocks are exposed in the Doonerak window. The Angayucham

187 terrane forms the highest structural unit. It is interpreted as a south-dipping ophiolitic nappe
188 obducted during the Late Jurassic-Early Cretaceous, that is coevally with the opening of the
189 Canada Basin (Pallister et al., 1989; Moore et al., 1997). The Slate Creek terrane lies
190 structurally below the Angayucham unit. It is composed of phyllite, including lenses of
191 metabasites and metasandstones of probable Devonian age that have been metamorphosed
192 to lower greenschist facies during the Jurassic or Early Cretaceous (e.g. Moore et al., 1997).
193 They are unconformably overlain to the south by unmetamorphosed Albian sedimentary
194 rocks of the Koyukuk basin (Figure 2) that are fine-grained siliciclastic turbidites interpreted
195 to be deposited on a distal margin, most likely on the continental slope of the AAC terrane
196 (see synthesis in Moore et al., 2004). Alternatively, they have been understood as part of the
197 obducted subduction complex (Patton and Box, 1989). Deformation patterns across the Slate
198 Creek suggest it is a Mid-Cretaceous ductile-to-brittle south-dipping distributed extensional
199 shear zone evolving from mylonitic to brittle deformation, during progressive exhumation of
200 the higher grade units of the schist belt that contain eclogites pods and relics of
201 glaucophane, Na-amphibole and lawsonite (Moore et al., 1997; Dusel-Bacon, 1989; Vogl,
202 2003). The Schist Belt units (Hammond and Coldfoot terrane) form the metamorphic core of
203 the Brooks Range. They underwent blueschist peak metamorphic conditions during Late
204 Jurassic to Early Cretaceous dated by sparse K-Ar ages of 130-100 Ma on white micas (Turner
205 et al., 1979), and were later overprinted in greenschist facies conditions (Little et al., 1994;
206 Blythe et al., 1996). Protoliths of the Coldfoot terrane formed from Silurian to Devonian and
207 includes Early Devonian orthogneiss (Moore et al., 1997). Hammond terrane is
208 stratigraphically complex and contains Late Proterozoic to middle-late Devonian carbonate
209 rocks, metavolcanic rocks that yielded Early-Middle Devonian zircon U-Pb ages (Moore et al.,
210 1997). The boundary between the Coldfoot and Hammond terranes is defined by a north-
211 dipping ductile shear zone, which was tentatively interpreted as a tilted thrust. The HP-LT
212 metamorphic conditions and the thrust sequence are interpreted to result from the
213 subduction of the AAC continental margin below the Koyukuk arc (e.g. Till et al., 1988).
214 The Endicott Mountains allochthon (Figure 3) is a late Devonian to early Cretaceous
215 sedimentary succession with a total thickness about 3.4 km (Moore et al., 1997). It is
216 stratigraphically positioned laterally and above the Hammond terrane (Figure 3). Affinities
217 with Ellesmerian sequence imply it belongs to AAC continental margin. The basal late
218 Devonian sequence represents continental margin fluvio-deltaic deposits sourced from the

219 North (Nilsen et al., 1980). The recycling of the Devonian Kanayut conglomerate within the
220 Albian deposits (Fortress Mountain Formation) and fission-track ages recovered from
221 Devonian rocks (Blythe et al., 1996) indicate that the Endicott mountains were emplaced
222 between the Valanginian and the Albian (135-112 Ma, Mull et al., 1997). Some authors
223 suggest Hammond terrane and Endicott Mountains terrane form a unique Hammond-
224 Endicott Mountains (HEM) allochthon emplaced during the early Cretaceous (Moore et al.,
225 1997). The HEM allochthon would have emplaced above a ductile shear zone in the southern
226 Brooks Range which ramp up section into lower Paleozoic strata of the Hammond terrane,
227 Late Devonian rocks (Hunt Fork Shale) below the Endicott Mountain allochthon, Jurassic then
228 Early Cretaceous in the foothills of the Brooks Range.

229 Rocks of the Doonerak window appear as a late antiformal stack cored by pre-Mississippian
230 basement duplexes (e.g. Moore et al., 1997) that deform the above Hammond terrane in the
231 south and Endicott Mountains allochthons in the north (Figure 3). They are composed of
232 Cambrian to Devonian continental sediments, volcanics and limestones, metamorphosed
233 under greenschist conditions from middle Jurassic to middle Cretaceous (Dusel-Bacon,
234 1994). They lie stratigraphically below the Endicott Mountains and their pre-Mississippian
235 age relates them to the Franklinian sequence of the AAC continental margin. Fission-track
236 analyses indicate that Doonerak window exhumed at 70-60 Ma (Blythe et al., 1996). Below
237 the Doonerak window (Figure 3) interpretation of seismic reflection and refraction data from
238 TACT experiment (Fuis et al., 2008) show a crustal-scale ramp at 25 km connecting upwards
239 into a low-angle decollement at a depth of 10 km in the pre-Mississippian.

240 Based on this short review, we structurally and temporally distinguish two sequence of
241 thrust imbricates. The first thrust belt is predominantly a shallow crustal wedge that
242 connects HP units to low-grade metamorphic units of the Endicott Mountains allochthons,
243 which was emplaced in the Early Cretaceous ~120 Ma. The second belt involves the pre-
244 Mississippian basement, and emplaced possibly from Late Cretaceous to the Miocene.

245

246 ***2.2.2 External fold-and-thrust belt and the Colville basin***

247 The northern, external domain of the Brooks Range forms a typical wedge-top depozone,
248 characterized by a fold-and-thrust belt propagating to the north into the Colville foreland
249 basin (Figures 2 and 3). The fold-and-thrust belt includes a succession of folds involving

250 Cretaceous to Tertiary strata associated with faults dipping toward the north (Figure 3).
251 Further south, deformation gradually increases and the folded Cretaceous strata form a
252 succession of E-W trending synclines (Marmot and Atigun) and anticlines (Kuparuk, Aufeis
253 and Lupine) cuts by south-dipping thrusts, e.g. the Atigun fault (Figure 3). Near the coastline
254 at Prudhoe Bay, the Franklin, Sagwon Bluffs and White Hills Formations of Paleogene age are
255 gently tilted toward the north.

256 The overall evolution of deposition in the Colville foreland basin recorded the tectonic and
257 climatic history of the Brooks Range. The first stages of foreland depositional sequence
258 started in the Hauterivian-Albian (134-100 Ma) with the deposition of Fortress Mountain
259 Formation (Figure 3). They are deep-marine to non-marine sandstones and conglomerates
260 deposited in a coarsening upward succession. The overall foreland sequence is 5.5-7 km
261 thick (Mull et al., 2003). Recent field-based studies showed these foreland successions rest
262 unconformably on top of the Berriasian-Valanginian (145-134 Ma) Okpikruak Formation,
263 which is a *mélange* formation characterized by blocks of Triassic and Jurassic chert, silicified
264 mudstone, sandstone, limestone and basalt in a sheared matrix of mudstone and sandstone
265 (Mull et al., 1997; Houseknecht and Wartes, 2013). A provenance analyses show that exotic
266 rocks were sourced in the Brooks Range allochthons (Mull et al., 1997, 2009). Occurrence of
267 clasts of blueschist minerals in Torok and Nanushuk Formations (120-100 Ma) indicates that
268 the metamorphic core was exposed and exhuming (Till, 1992). Consistently, it has been
269 argued that the transition of the main Brookian orogeny was marked in the foreland strata
270 by the transition from coarse-grained succession in the Fortress Mountain Formation to the
271 shale of the Torok Formation during the Albian (O'Sullivan et al., 1997).

272 The overall thickness of synorogenic deposition decreases toward the north, where it is only
273 1 km near the Beaufort Sea. There, the Late Cretaceous to Oligocene shows a deposition of
274 1.5 km thick alternate mudstones and sandstones, and thin siltstones, sandstones and
275 conglomerates deposited in a shallow-marine environment. Miocene deposits are mostly
276 continental in origin and are represented by the 1.5 km-thick Prince Creek Formation.

277

278 **2.2.3 Existing low-temperature thermochronological data and geodynamic**
279 **interpretation**

280 A number of low-temperature thermochronological studies were conducted since the 1980's
281 in the Brooks Range and the North Slope because of the proximity with offshore
282 hydrocarbon resources of the Arctic coastal plain (Blythe et al., 1996, 1998 ; Fitzgerald et al.,
283 1995 ; O'Sullivan and Decker, 1990 ; O'Sullivan, 1988a and 1988b, 1989, 1990 , 1991, 1999 ;
284 O'Sullivan et al., 1993, 1997, 1998). Figure 2 presents a synthesis of apatite and zircon
285 fission-tracks ages obtained in the region of the Brooks Range, Colville basin, Philip Smith
286 Mountains and the North Eastern Brooks Range.

287 Zircon fission track (ZFT) ages from the South of the Brooks Range front were obtained from
288 Paleozoic sandstones and conglomerates that are all fully reset and range from 187.6 ± 12 to
289 130.3 ± 5.6 Ma, except one age at 224.6 Ma which is presumably partially reset (Blythe et al.,
290 1996, 1998). Blythe et al. (1996) grouped these ages in two clusters, the first one at 185 Ma
291 one and the second one at 135 Ma. It was argued that between 180 Ma and 140 Ma, cooling
292 was initially very slow and not associated with deformation (Blythe et al., 1996).
293 Alternatively, this period of slow cooling may indicate that active plate convergence and
294 deformation occurred in thinned continental margin characterized by a relatively hot
295 geothermal gradient. This process is increasingly being recognized in submarine accretionary
296 prism that result from inversion of rifted margin at the transition between subduction and
297 collision, e.g. in Taiwan (Mesalles et al., 2014) or in the Pyrenees (Mouthereau et al., 2014;
298 Vacherat et al., 2014). By contrast, increased cooling and exhumation from 135 Ma
299 unambiguously indicates initiation of active thrusting in northern Alaska. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates
300 between 130 and 120 Ma in the Schist Belt are consistent with this main event (Blythe et al.,
301 1996). The Mid-Cretaceous exhumational event was associated with deposition of Albian
302 foreland sediments in the Colville Basin consistent with tectonic loading in the hinterland.
303 Within age uncertainties both extension in the south of the Schist Belt, HP rock exhumation
304 and compression in northern Brooks Range seem to have occurred in a relatively short
305 period of time between 130 and 110 Ma. This is roughly coeval with or slightly predates the
306 emplacement of Ca-K plutons in the Ruby terrane as attested by K-Ar dates ranging between
307 92-110 Ma (Miller et al., 1989), zircon U-Pb age of 109-112 Ma (Patton et al., 1987) or Rb-Sr
308 age of 112 Ma (Blum et al., 1987).

309 In order to solve the post-mid-Cretaceous history of the Brooks Range a number of apatite
310 fission track (AFT) studies have been performed. AFT ages range from 28.6 ± 2.3 Ma, in the
311 Colville basin, to 102.3 ± 5.7 Ma in the range, with most of tracks lengths between 12 and 14
312 μm (Blythe et al., 1996 ; O'Sullivan and Decker, 1990 ; O'Sullivan, 1988a, 1988b, 1989, 1990,
313 1991 ; O'Sullivan et al., 1993, 1997). The youngest AFT ages, ranging from 35.2 ± 3.9 Ma to
314 22 ± 2 Ma (O'Sullivan et al., 1993, 1997), are located in the vicinity or within the Doonerak
315 duplex (Figure 2) and are associated to long track lengths between 13 and 14 μm , indicating
316 a rapid exhumation event in Oligocene to Miocene times.

317 Several episodes of tectonic uplift were inferred using combined AFT data from the Brooks
318 Range, and those obtained along kilometer-scale, continuous, stratigraphic sections and
319 subsurface samples from exploration well in the North Slope region. In the central range,
320 north of Doonerak duplex and south of Atigun front, O'Sullivan et al. (1997) and Blythe et al.
321 (1996) described exhumational stages at 100, 60 Ma, and a last one at 25 Ma, which is only
322 recorded in the Doonerak window. Further North, in the Colville basin, North Slope,
323 O'Sullivan (1996) also highlighted two episodes of denudation at 60 and 25 Ma. Exhumation
324 at 60 Ma is also recognized in the Philip Smith Mountains at the transition between the
325 NEBR and the central Brooks Range (O'Sullivan et al., 1998). K-Ar biotite ages from Devonian
326 batholith (Dillon et al., 1987) also indicate that the NEBR uplifted and exhumed at 59-62 Ma.
327 However, AFT data from the Philip Smith Mountains and NEBR (Romanzof Mountains) show
328 consistent denudation at ~ 45 and ~ 35 Ma (Bathtub Ridge) that was not recorded in the
329 Brooks Range or North Slope (O'Sullivan et al., 1993; 1998). This event is recorded in the
330 eastern Brooks Range by the occurrence of an Eocene unconformity. It was inferred that
331 exhumation related to the northward propagation of thrusting during Eocene and Early
332 Oligocene times was limited to the NEBR. Renewed exhumation at 25 Ma is thought to have
333 occurred throughout the region.

334 While the Albian times mark the main Brookian phase of emplacement of thrust allochthons
335 and exhumation in the whole region in association with mountain building, the Cenozoic
336 exhumational events requires some larger scale changes in the regional tectonics. The
337 Paleocene event at ~ 60 Ma recorded in the central and eastern Brooks Range was
338 interpreted to reflect a flat slab subduction of the Kula Plate, in response to far-field
339 compression by analogy with the Laramide-style deformation in western United States
340 (O'Sullivan et al., 1997). The northward migration, oblique convergence of the Kula plate and

341 transport of crustal block along major dextral strike-slip faults (Denali, Tintina, Kaltag) could
342 have also been a major driver of the exhumation in the Brooks Range (e.g., Lanphere, 1978;
343 Redfield et al., 2007; Nokleberg et al., 2000; Plafker and Berg, 1994). It appears more difficult
344 to link the most recent events at 45 and 35 Ma to deformation events triggered by specific
345 changes in plate movements. Moreover, they are found only in the eastern Brooks Range
346 and therefore may be related to local kinematic re-organisation in that particular region. The
347 25 Ma exhumational event in the Brooks Range (Mount Doonerak) and Colville Basin may be
348 temporally correlated with the arrival of the Yakutat microplate into the southern Alaska
349 subduction zone (Plafker et al., 1994; Nokleberg et al., 2000).
350 These last events indicate kilometer-scale denudation that was associated with tectonic
351 reactivation of the Brooks Range and/or enhanced subaerial erosion. To examine this over
352 the entire fold-and-thrust belt and refine quantification of the patterns of thrust activities
353 (timing, rates) in a kinematically consistent modeling of thermochronological data in three
354 dimension, new fission tracks and (U-Th)/He data were obtained and combined in Pecube
355 model.

356

357 **3. Methodology**

358 **3.1 Low-temperature thermochronological analyses**

359 We used a combination of three low-temperature thermochronometers: (U-Th)/He on
360 apatite and zircon (AHe and ZHe, respectively) and apatite fission-track (AFT) analyses. This is
361 aimed to complement earlier AFT and ZFT data obtained both in the internal Brooks Range
362 and the Colville Basin. The low-temperature thermochronology is producing the age at which
363 a rock sample passes through a range of temperatures, defined as “closure temperature”, *i.e.*
364 the temperature from which elements (He) and structures (fission tracks) produced by
365 nuclear disintegration are preserved within the mineral, and then can be quantified to yield
366 an age. Closure temperature for ZHe system is $180^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}$ (Reiners et al., 2002, 2004) and
367 $75^{\circ}\text{C} \pm 15^{\circ}\text{C}$ for the AHe method (Wolf et al., 1998 ; Farley, 2000). The AFT method has an
368 intermediate annealing temperature around $110^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}\text{C}$ (Wagner and Wan den Haute,
369 1992). Eighteen samples were collected during two sampling missions in summer 2011 and
370 2012 along the Dalton Highway across a N-S transect through the Brooks Range, and within

371 the Colville Basin. Among them, sixteen are sediments or metasediments and two
372 correspond to bedrock granite samples (Table 1 and Figure 4).

373

374 **3.1.1 Apatite fission-track analyses**

375 Samples for fission-track analyses were prepared in the Geodynamik Laboratory (Tübingen,
376 Germany) and analyzed at ISTerre (Grenoble, France). Apatite grains were separated from
377 sandstones samples, schists or granites using heavy-liquid techniques and magnetic
378 separation. Apatites aliquots were mounted in epoxy, polished, etched with 5.5M HNO₃ 20s
379 at 21 °C. Low-U muscovite sheets were used as external detectors and were fixed to the
380 apatites mounts. Then mounts and muscovite sheets were irradiated in the FRM II Research
381 Reactor in the Technische Universität München in Germany. Apatite samples were irradiated
382 with Durango and Fish-Canyon Tuff apatite standards. After irradiation, all samples,
383 muscovite-sheets and standards were etched 18 minutes at 21 °C in 48 % HF. All the samples
384 and standards were counted dry at 1250x magnification, using an Olympus BH2 optical
385 microscope and FTStage 4.04 system of Dumitru (1993).

386 Fission-track ages were calculated using the zeta-calibration method and the standard
387 fission-track age equation (Hurford & Green 1983). The χ^2 -test and age-dispersion (Galbraith
388 & Green 1990; Galbraith & Laslett 1993) were used to estimate the homogeneity of AFT ages
389 (Table 2).

390

391 **3.1.2 Apatite and zircon (U-Th)/He analyses**

392 Apatite grains without inclusions or any other impurities or cracks, and zircons grains were
393 selected using a binocular microscope. The grain dimensions were measured for the
394 standard morphometric alpha-correction factor calculation after Farley et al. (1996), Farley
395 (2000). Afterwards the single grains were packed in Pt-tubes for He-degassing.

396 The samples from the first sampling mission (2011) were analyzed in the Helium-extraction
397 line in the Jackson School of Geosciences at the University of Austin (all samples of the set
398 BR11). Apatites were heated for 5 minutes at 1070°C and analyzed for He, and reheated to
399 ensure complete degassing. Zircon were heated for 10 minutes at 1300°C and reheated until
400 completely degassed (<1% He re-extract). After degassing, apatites were dissolved in 30 %

401 HNO₃ (at 90 °C for 1 hour) and zircons in a HF-HNO₃ and HCl for 4 days. U, Th and Sm
402 contents were measured using an ICP-MS (Thermo Element2 HR-ICP-MS).

403 The samples from the second sampling mission (2012) were analyzed in the Patterson
404 helium-extraction line at the University of Tübingen, which is equipped with a 960nm diode
405 laser to extract the helium gas. Grains were heated for 5 minutes at 11 Amps. Each grain was
406 heated again and analyzed to make sure that the grain was degassed entirely in the first
407 step. The re-extracts generally showed <1% of the first signal. After Helium analysis the grain
408 packages were sent to the University of Arizona at Tucson for U, Th, and Sm measurements
409 using an ICP-MS. The analytical error of the mass spectrometer measurements are generally
410 very low and do not exceed 2%. In contrast, the reproducibility of the sample age constitutes
411 a much larger error. We therefore report the mean (U-Th)/He age and the standard
412 deviation of the measured aliquots as the sample error (Table 3).

413

414 **3.2 RSCM Thermometry**

415 The RSCM (Raman Spectrometry on Carbonaceous Material) technique is based on
416 quantitative determination of the degree of graphitization of the carbonaceous material
417 contained in rock samples (Beysac et al., 2002). As this phenomenon is irreversible, the
418 degree of graphitization provides us with the maximal temperature recorded by the rocks.
419 This technique basically yielded temperatures between 330 and 650 °C (Beysac et al, 2002
420 and 2003). However, Lahfid et al. (2010) have shown that CM Raman spectra can also be
421 correlated with the metamorphic temperature in the range in 200-320 °C. The absolute error
422 of this method is ± 50 °C, but an error has been estimated for each temperature (σ/\sqrt{n})
423 which reflects the sample heterogeneity (Beysac et al., 2002 and 2004).

424 The rocks studied here and used for this analysis were essentially sampled in the foreland
425 basin and are low-grade metamorphic rocks (200-320 °C ; Lahfid et al, 2010).

426 We followed the approach proposed by Lahfid et al. (2010) and up to 20 spectra were
427 measured in each sample when possible. This work was performed at the IMPMC in Paris
428 using a Renishaw InVia Reflex with 514 nm Laser Physics argon laser in circular polarization.
429 The extended scanning mode (700 to 1900 cm⁻¹) has been used with an acquisition time
430 from 30 to 60 seconds for each peak. Then spectra were processed using software PeakFit
431 (Beysac et al., 2003).

432

433

3.3 Numerical modeling

434

3.3.1 Model description

435 In order to propose a consistent thermal history and temporal evolution of exhumation
 436 associated with thrusting at the scale of the Brooks Range, we adopted the 3D thermo-
 437 kinematic modeling code *Pecube* (Braun, 2003 ; Braun et al., 2012). It allows to test different
 438 faults geometry and activation sequenced using the large amount of data that are
 439 distributed over a large domain. *Pecube* is a finite-element code solving the heat transfer
 440 equation in 3 dimensions as defined by Carslaw and Jaeger (1959):

441

$$442 \quad \rho C \left(\frac{\partial T}{\partial t} + v \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial x} k \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} k \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T}{\partial z} + \rho A \quad (1)$$

443

444 where $T(x,y,z)$ is the temperature in °C, ρ is the rock density (kg.m^{-3}), v is the vertical velocity
 445 of rocks (km.Ma^{-1}) respect to base level ($z = -L$), C is heat capacity ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), A is the
 446 radiogenic heat production (W.m^{-3}), and k is the thermal conductivity ($\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$). This model
 447 considers a crustal block in which exhumation by rocks advection occurs along faults with a
 448 topographic history.

449 For each model and tested parameter, calculated ages are compared to the observed ages
 450 using a misfit evaluation (Braun et al., 2012) to control the validity of the model.

451

$$452 \quad \phi = \sum_{i=1}^N \frac{\alpha_i - o_i}{\sigma_i^2} \quad (2)$$

453

454 ϕ is the value misfit, N is the data number; for each data i , o_i is the observed age (or track
 455 length), α_i is the modeled age and σ_i is the value of observed error. This value is used to
 456 estimate the fit of a combination of parameters to our data. The lower this value, the better-
 457 resolved the model and the better the fit of the different parameters tested.

458

459 **3.3.2 Forward and inverse modeling**

460 A forward model tests a scenario with prescribed faults geometry and thermal and
461 topographic history. One forward model returns a misfit value corresponding to a
462 comparison between calculated and observed ages. An inverse modeling permits to test
463 different kinematic scenarii and returns the best-fit set of parameters, corresponding to the
464 best scenario. The inverted parameters vary in a range of values initially defined. Each
465 combination of parameter is tested as a unique scenario (a forward model), of which the
466 misfit is extracted to guide the next set of runs through a Neighborhood Algorithm scheme
467 (Sambridge, 1999a, b), making the model converging toward the "best-fit" solution.

468 For consistency, an inverse model requires a large amount of runs. For that study we ran
469 models involving 200 iterations. For each one 96 models are run, and the model re-samples
470 80 of the best-fitting models of the iteration (n-1). For the preferred model presented below,
471 we ran 20100 models, using the cluster Dionysos of iSTeP Laboratory (UPMC, Paris). Almost
472 one week is needed to operate each run.

473

474 **4. Thermochronology and thermometry results**

475 **4.1 Thermochronological data**

476 **4.1.1 AFT results**

477 Five samples were obtained in the Colville basin (BR12-01, BR12-02, BR12-04, BR12-07 and
478 BR12-10), one in the Schist Belt (BR12-33) and one in the Ruby granite (BR12-41; Figures 4
479 and 5, and Table 2).

480 These samples can be divided into two groups: on the one hand, samples with central ages
481 much younger than the deposition ages, but showing a large dispersion of single ages (BR12-
482 01, 12-04, 12-10, 12-33, and 12-41); on the other hand, samples with AFT central ages in the
483 same range than depositional ages (BR12-02 and 12-07). In both cases, we will show that
484 most of these ages can be explained by partial resetting, as a consequence of differences in
485 chemistry, and slow cooling of the samples during Cenozoic times.

486

487 *Colville basin*

488 Samples BR12-01, BR12-02, BR12-04 and BR12-07 correspond to sandstones and pebbly-
489 sandstones collected in Mid-Cretaceous to Paleogene syn-orogenic successions of the
490 Colville basin (Tables 1 and 2). With the purpose of constraining the depth of burial and
491 timing of exhumation of foreland sediments in the Colville Basin, around twenty apatite
492 grains were counted when possible. Practically, our samples yielded five to twenty-nine
493 apatite grains. All the ages are given considering an uncertainty interval of 1σ .

494 Sandstone BR12-01, which was collected in the Nanushuk Group exposed north of the
495 mountain front (Marmot Syncline) in the folded Colville basin, shows an AFT central age of
496 44 ± 4 Ma, younger than the depositional age (93-113 Ma). Further north, sample BR12-04
497 from the Torok Formation (95-110 Ma) of the same Nanushuk Group exposed near "Ice cut"
498 along the Dalton Highway, has AFT central age of 31 ± 4 Ma. Sample BR12-02, collected in
499 sandstone of the Sagwon Bluffs member of the Sagavanirktok Formation (55-60 Ma) shows
500 AFT age of 54 ± 4 Ma.

501 For these three samples, the spread of single AFT ages and the failed χ^2 test indicate a
502 multiple age component and therefore points to partial resetting. Dpar values are of 1.58,
503 1.89 and 1.94 μm for samples BR12-01, 02 12-02 and 12-04 respectively, and show no
504 correlation with the single grain ages (Figure S1 in Supporting Information).

505 Samples BR12-07 was collected in the northernmost and youngest sediments of the foreland
506 within the Franklin Bluffs Member (50-20 Ma) of the Sagavanirktok Formation. The sample
507 yield an AFT age of 37 ± 5 Ma associated to a small dispersion that suggests the sample is fully
508 reset and therefore recorded temperature above 120°C . However, the low yield in apatite
509 grains casts doubt on this conclusion.

510 Most of our FT samples failed the χ^2 test and have dispersion values higher than 10%,
511 indicating the samples contain multiple age populations. Over the whole region, most AFT
512 central ages are consistently younger than depositional ages or overlap within error the
513 stratigraphic base (BR12-02) and therefore indicate thermal resetting. We infer that
514 temperature must have been lower than 110° - 120°C and that our samples have resided for
515 in the partial annealing zone before exhumation to the surface. Sample BR12-07 yielded
516 insufficient apatite grains to bring robust conclusions, but its AFT age of ~ 37 Ma is broadly
517 consistent with the Paleocene-Eocene FT age obtained in the other samples. The regional
518 northwards tilt of the Sagwon Bluffs and Franklin Bluffs in the Colville Basin calls for
519 exhumation some time after 50-60 Ma in the Eocene, Oligocene or later.

520

521 *Brooks Range: Endicott allochthons, Mount Doonerak and Schist Belt*

522 In contrast with sandstones from the Colville Basin, rock samples from the Brooks Range
523 yield sufficient apatite grains for analysis. Fission-track analyses of sample BR12-10 from the
524 Kanayut conglomerates of the Endicott Allochthons give an AFT age of 46 ± 3 Ma that is
525 younger than the Late Devonian-Carboniferous depositional age (Table 1 and 2). However,
526 the sample failed the χ^2 test and shows dispersion of 24%, indicating partial reset, though its
527 Dpar value is quite high ($2.15\ \mu\text{m}$) and representative of a highly retentive apatite (Carlson,
528 99). Sample BR12-33 was collected in a metasandstone in the Schist Belt (Fig. 3) and gives an
529 AFT age of 48 ± 3 Ma. Although the sample passes the χ^2 test ($p \gg 5\%$) but shows a large
530 dispersion (33%), we infer this sample is fully reset.

531

532 *Ruby Terrane*

533 Sample BR12-41 was collected in a granite exposed in the Koyukuk basin of the Ruby
534 terrane, south of the Brooks Range (Figures 3, 4 and 5; Table 2). This sample has an AFT age
535 of 59 ± 3 Ma and presents a large age dispersion (20.5%), associated to a mean Dpar of $1.66\ \mu\text{m}$.
536 Once again, these data are in favor of a partial reset of the sample.

537

538 To summarize, the AFT data from southern Brooks Range (Schist Belt and Ruby terrane) to
539 the Colville Basin show ages in the 30-60 Ma range that are slightly older to the south. The
540 AFT ages are always in the same range or younger than the stratigraphic ages. When taking
541 into consideration that in many sampling sites, samples failed the χ^2 test, we interpret these
542 ages as partially reset. A further analysis of the data is developed in the discussion.

543

544 **4.1.2 AHe results**

545 Eight samples ages were obtained (Table 3), two in the Colville basin (BR11-10, BR12-01),
546 four in the Brooks Range (BR12-10; BR11-09, BR12-26 and BR12-33), and two in the Ruby
547 granite (BR11-14 and BR12-41 ; Figures 3 and 4). No specific link is seen between the eU
548 content and ages in each sample.

549

550 *Colville Basin*

551 A large majority of samples collected in the Colville Basin provided a number of grains
552 sufficient for (U-Th)/He analyses, and the AHe ages obtained are well reproduced among the
553 aliquots grains, within 10 % of the mean age. Three to six grains were peaked and analysed
554 in samples BR11-10 and BR12-01. AHe age of 30.9 ± 4.8 Ma was obtained in BR12-01
555 sampled in the Nanushuk Group (93-113 Ma). Sample BR11-10 collected in the Fortress
556 Mountain Formation (100-145 Ma), which is exposed just south of the mountain front at the
557 western termination of the Atigun syncline, is positioned in a deeper stratigraphic level.
558 Apatite (U-Th)/He analyses yielded an age of 49.5 ± 22.9 Ma. These two samples are both
559 reset and broadly consistent with Paleocene-Eocene AFT ages with suggesting cooling and
560 exhumation in Eocene/Oligocene times.

561

562 *Brooks Range: Endicott allochthons, Mount Doonerak and Schist Belt*

563 (U-Th)/He analyses in the Kanayut Conglomerates (sample BR11-09 and BR12-10) yielded
564 two different single-grain ages of 63 ± 5 Ma and 25.6 ± 2 Ma, the latter being younger than
565 the AFT age. BR12-26 was collected in a sandstone bed of the Kayak shale/Kekiktuk
566 conglomerate formation east of Mount Doonerak. It yielded an AHe age of 41.7 ± 3.3 Ma,
567 but the very high eU content (336.8 ppm) associated to a very small Ft (correction factor) are
568 in favor of not taking into account this result. In the Schist Belt, sample BR12-33 provides an
569 AHe age of 71.6 ± 6.8 Ma.

570

571 *Ruby Terrane*

572 Samples BR11-14 and BR12-41 from the Ruby granite yielded respectively 4 and 3 grains.
573 Single grain ages are well reproduced and provide consistent mean ages at 87.6 ± 5.6 Ma
574 and 95.8 ± 10.6 Ma, respectively.

575

576 Distribution of AHe ages follow a younging trend from south to north (Figure 5), from Ruby
577 granite (BR11-14 and BR12-41) with a mean AHe age of ~ 90 Ma, to the Colville basin where
578 ages of ~ 30 Ma were found. A concentration of Cenozoic ages at about ~ 42 Ma in Doonerak
579 duplex are also identified.

580

581 **4.1.3 ZHe results**

582 ZHe analyses were performed on sixteen samples (Tables 1 and 4), seven located in the
 583 Colville basin (BR11-11, BR12-01, BR12-02, BR12-04, BR12-05B, BR12-06, BR12-07), eight
 584 located in the inner range (BR12-10; BR11-08, BR11-09, BR11-12, BR12-13, BR12-22, BR12-
 585 26 and BR12-33) and one in the Ruby granite (BR12-41). Among them, only conglomerates of
 586 the Kanayut Formation and micaschists samples from the Schist Belt did not provide a
 587 sufficient amount of zircons (one grain in samples BR11-08, BR11-09 and BR11-12). The
 588 reproducibility is highly variable among the samples. Br 12-10, 12-13, and 12-22 are very
 589 well reproduced with a SD of 3, 5 and 7 % respectively. Samples BR11-11, 12-02, 12-04, 12-
 590 05, 12-06, 12-33, and 12-41 present an acceptable variability from 10 to 17 %. Finally,
 591 samples BR12-01, 12-07 and 12-26 yield a dispersion of 30, 65 and 41 % respectively,
 592 therefore far above the analytical uncertainty.

593

594 *Colville basin*

595 A ZHe age of 132 ± 40 Ma was obtained in sample BR12-01 from the Nanushuk Group, with
 596 individual ages around the depositional age (93-113 Ma). Further north, sample BR11-11 and
 597 BR12-04 from the Torok Formation (95-110 Ma) from the same Nanushuk Group show ZHe
 598 ages of 105.6 ± 18 Ma and 103.8 ± 17.3 Ma that are similar within error to the depositional age
 599 and therefore probably indicate partial resetting. Sample BR12-02 from the Sagwon Bluffs
 600 member of the Sagavanirktok Formation (55-60 Ma) show ZHe age of 132 ± 40 Ma. Sample
 601 BR12-05B from the White Hills Formation (50-55 Ma/48.6 Ma to 58.7 Ma), a sandstone
 602 member of the Sagavanirktok Formation that lies above the Sagwon member, yielded a ZHe
 603 age of 119.8 ± 19.0 Ma. Samples BR12-06 and BR12-07 were collected in the youngest
 604 sediments of the Franklin Bluffs Member (50-20 Ma) of the Sagavanirktok Formation. ZHe
 605 ages of 117 ± 16 Ma and 246 ± 161 Ma are significantly older than the depositional age. In
 606 summary, all ZHe ages from the Colville Basin show unreset or partially reset samples
 607 indicating temperature remained below 180° - 220° C.

608

609 *Brooks Range: Endicott allochthons and Schist Belt*

610 All the samples from the Kanayut formation present ages much younger than the deposition
 611 dated at 356-382 Ma. Sample BR11-08, BR11-09 from Kanayut conglomerate of the Endicott

612 Allchotons yielded two single grain ages of 82.2 ± 6.6 Ma and 201.9 ± 16.1 Ma. BR12-10
 613 shows a well reproduced mean age of 156.1 ± 4.9 Ma, sample BR12-13 collected along the
 614 Dalton Highway shows ZHe age of 121.1 ± 5.8 Ma. Sample BR11-12 collected within
 615 micaschists of the Slate Creeks terrane in southern Brooks Range gives one single-grain ZHe
 616 age of 65.5 ± 5.2 Ma.

617 Further South, a ZHe age of 47.6 ± 19.6 Ma was recovered from BR12-26 in the Kayak
 618 shale/Kekiktuk conglomerate, east of Doonerak Mountain. This age is slightly older than AHe
 619 age of ~ 42 Ma from the same rocks. Sample BR12-22 from the same area but collected at
 620 lower elevation than BR12-26 yielded a well-defined ZHe age of 57 ± 4 Ma. To the south, an
 621 older ZHe age of 99.7 ± 10 Ma is obtained in BR12-33 from the Schist Belt.

622

623 *Ruby Terrane*

624 Sample BR12-41 from the Ruby granite show single grain ZHe ages varying between 95 ± 7
 625 and 120 ± 9 Ma, corresponding to a mean ZHe age of 104.4 ± 10.9 Ma. This age overlaps
 626 within errors other geochronological K/Ar, Rb/Sr, U/Pb ages (92-112 Ma) obtained in the
 627 same granite and therefore suggests it is a magmatic age. It is also older than AHe and AFT
 628 ages.

629

630 As for AHe ages, ZHe analyses show a trend of decreasing ages from south to north (Figure
 631 5), with the oldest ages in the Ruby granite (104 ± 10 Ma) and in the Schist belt (99 ± 10 Ma)
 632 and younger ages toward the thrust front (82 ± 6 Ma) in the Endicott Allochtons. In between,
 633 younger ages are found in the Doonerak duplex (57 ± 4 and 47 ± 19 Ma). Further North, and
 634 contrary to AHe and AFT analyses, the Colville basin shows ZHe ages that are older than the
 635 inner range ages ranging from 103 ± 17 Ma to 246 ± 161 Ma. We infer that ZHe ages are
 636 reset in the range, and partially reset in the foreland basin (BR11-11, BR12-01, BR12-02,
 637 BR12-04, BR12-05B, BR12-06 and BR12-07).

638

639 **4.2 Raman spectrometry results**

640 The RSCM temperatures are reported in Figure 6 and Table 5. All samples, except BR12-01B
 641 yielded sufficient spectra to compute statistical error and mean age. Temperatures range
 642 between 330 °C and 200 °C (Figure 6). The higher temperature of 324 °C is measured in the

643 center of the range, near Mount Doonerak and then temperatures decrease toward the
644 north until the range front at 192 °C. Temperatures then increase northwards in the Colville
645 basin and reach 250-270 °C.

646

647 **5. Pecube modeling**

648 **5.1 Model set-up and parameter space**

649 ***5.1.1 Model set-up and thermal boundary conditions***

650 With the purpose of oil-system investigation, some studies were conducted in the Colville
651 basin to constrain the thermal history from their measurements of heat flow and subsurface
652 temperatures, we use these data to set up thermal conditions in our model, as summarized
653 in Table 6. Thermal gradient vary from 22°C.km⁻¹ at the front to almost 53°C.km⁻¹ in the
654 coastal plain to the north showing that thermal gradient is inversely correlated to the
655 topography (Deming and Lachenbruch, 1996). With a similar pattern, heat flow
656 measurements reveal values higher in the north of the basin (90 mW/m²) than in the south
657 (27 mW/m²). The temperature and heat-flow pattern can be explained by a ground-water-
658 flow system which transports heat by advection from the high topography zones of the
659 range to the low-topography zones (Deming and Lachenbruch, 1996). Paleo-thermal data
660 are also provided by some studies of Vitrinite Reflectance in the Colville basin (Johnsson and
661 Howell, 1996). Data collected in the basin show a southward increase in the thermal
662 maturity for the rocks exposed at surface (Johnsson and Howell, 1996).

663 The studied area modeled was located between 149°W and 151°W and between 67°45N and
664 69°N to illustrate three major tectonic units from the inner part of the range to the Colville
665 basin. The depth was fixed at 30 km to better reproduce the deep structures in the model as
666 the Doonerak duplex (Figure 8). Based on studies of Deming and Lachenbruch (1996)
667 thermal diffusivity was set to 32 km²/Ma, and a mean heat production of 0.5 °C/Ma was
668 considered. Temperature range from 0 °C at surface to 600 °C at the model base with a
669 constant 20 C.km⁻¹ thermal gradient (Table 6). The Effective Elastic Thickness was set to 52
670 km (Flück et al., 2003). For simplification purposes, and because there are no constraints on
671 these parameters, surface processes as well as topography amplitude were set as fixed at

672 present-day conditions. A few test models were ran at early stages of this study but revealed
673 unsuccessful to resolve any topographic changes.

674

675 ***5.1.2 Age data input for inverse modelling***

676 Several data are considered in the model to constrain the exhumational history. The
677 majority of them are AFT ages obtained in the 1990's (O'Sullivan, 1996; O'Sullivan et al.,
678 1993, 1997) our new (U-Th)/He and AFT data (Table S1 in the supporting information) were
679 added to that database. These data range from 102.3 Ma to 22 Ma and track lengths range
680 from 12.10 to 14.7 μm .

681

682 ***5.1.3 Geometry of faults***

683 The study area includes both internal part of the range and Mesozoic fold-and-thrust belt
684 (Figures 2 and 7) in which we consider several structures. from North to South (Figure 8): 1)
685 a flat-ramp structure to the north for the frontal thrust deforming the Cretaceous basin and
686 delimiting the north of the Atigun syncline. The AFT ages of this area range from 36.5 Ma to
687 81.9 Ma; 2) an other flat ramp structure representing the Atigun fault, a significant structure
688 that brings in contact Paleozoic and Cenozoic rocks. The AFT ages in this area range from
689 39.1 to 165.3 Ma; 3) a strongly dipping thrust, reproducing the Doonerak duplex and
690 affecting the basement. Underplating implies stack of deep portions of the crust and vertical
691 movement due to this stack, so the vertical fault reproduces this vertical trend. Ages in this
692 area are younger than to the north, ranging between 22 and 57 Ma (Figure 5).

693 The two most frontal structures are designed as ramp structures rooting at 10 km -
694 according to different published structural cross-sections (Cole et al., 1997 ; Mull, 1989) and
695 to the TACT - Trans Alaskan Crustal Transect (Fuis et al, 2008). The three structures kept in
696 the model were chosen according to the position of real tectonic structures, and because
697 they appear to represent frontiers between different populations of thermochronological
698 ages. The dip of the faults was previously determined in preliminary Pecube models and is in
699 good agreement with the structural sections published (Cole et al., 1997 ; Mull, 1989).

700

701 **5.1.4 Exhumation rates and duration of exhumational events**

702 The aim of this study is to characterize exhumational events, i.e. their duration and rates. For
 703 that purpose, the parameters evaluated are velocities on faults (called as “exhumation
 704 rates”) and time boundaries of exhumational events in each block. In order to define periods
 705 of activity, time boundaries were inverted (Figure 9 and Table 6). All exhumation rates
 706 inverted range between 0 and 4 km.Myr⁻¹, considering that 4 km.Myr⁻¹ is a very high
 707 estimate in a range where the maximum exhumation rate is evaluated at 0.7 km.Myr⁻¹ since
 708 Paleocene and in the most active part of the belt (O’Sullivan, 1998).

709 For the model results presented below, the onset of the frontal structure activity is fixed at
 710 75 Ma and lasts until 25 Ma. In this time frame, we investigate if the fault was active during
 711 the entire period, therefore we introduced a third time constraint, ranging from 75Ma and
 712 25 Ma as well and delimiting two phases of activation for that fault. Parameter t1a delimits
 713 these two periods. Exhumation rates associated are noted v1a and v1b (Table 6 and Figure
 714 9). The same parameter set up was designed for the two other structures. The Atigun fault is
 715 active from 105 to 40 Ma, with parameter t2a delimiting two periods of exhumation,
 716 associated to exhumation rates noted v2a and v2b. The Doonerak duplex structure was
 717 activated from 105 to 35 Ma, with parameter t3a delimiting two periods with exhumation
 718 rates associated v3a and v3b. For this fault, another period of activity was defined between
 719 35 and 0 Ma for which the exhumation rate is noted v3c.

720

721 **5.2 Pecube modeling results**

722 The results of Pecube inversion modeling are represented as scatter plots in figure 10 for the
 723 most well-resolved parameters, additional model results are presented in Figures S2 and S3
 724 in the supporting information. A summary of the best-fit parameters is provided in Table 7
 725 (see footnotes for details on the appraisal of best-fit results).

726 For t1 and v1b (Figure 10), model results show an area of convergence between 45 and 60
 727 Ma, with a best-fit model giving us a best-solution of 52.45 Ma, associated to peak-value of
 728 0.9 km/Ma. The Probability Density Function (PDF) highlight the good resolution of the
 729 convergence for the parameter v1b, and a less good convergence for the parameter t1. The
 730 parameter t2 converges between 45 and 50 Ma, with the best-fit value at 44.6 Ma, whereas
 731 v2b reveals a small area of convergence, values range from 0.5 to 1.5 km/Ma with a best-fit

732 value at 1.01 km/Ma, with PDF plot showing a peak value at 1 km/Ma. The parameter t_3
733 converges in an area ranging from 65 to 85 Ma, with a PDF peak which is rather centered on
734 79 Ma. The parameter v_{3c} is well-resolved, with a relatively narrow area of convergence,
735 comprised between 0 and 0.5 km.Myr⁻¹, PDF peak-value also at 0.27 km.Myr⁻¹.

736 Despite the poor resolution for some parameters, the ages/elevation/distance trend is well
737 reproduced by our model (Figure 11). In particular, we find that both the younging of
738 thermochronological ages southwards, and the pattern of Cenozoic reset ages in the
739 Doonerak duplex is reproduced. To summarize, the model shows that the Atigun fault
740 initiated at 105 Ma and exhumed at a rate of 3.79 km.Myr⁻¹ until 52 Ma. Then exhumation
741 rate decreased to 0.92 km.Myr⁻¹ until 40 Ma. The frontal structure initiated at 75 Ma and
742 exhumed at 2.53 km.Myr⁻¹ until 44.6 Ma, time when the rate decrease to 1.24 km.Myr⁻¹ until
743 25 Ma. The Doonerak duplex was active at several periods of time; the first one from 105 Ma
744 to 65 Ma (exhumation rate of 0.43 km.Myr⁻¹), and the second one from 35 Ma to present at
745 a rate of 0.27 km.Myr⁻¹. Therefore, the model gives quantitative boundaries to the two-stage
746 evolution of the area, with in-sequence thrust propagation of the Atigun and frontal thrusts,
747 and out-of-sequence emplacement of the Doonerak duplex since 35 Ma, although
748 exhumation rates are low. There are periods of overlap in which these two domains are
749 active (between 75 to 40 Ma) but results show a decrease on the exhumation rate for the
750 Atigun fault when the northward structure becomes active, passing from maximum vertical
751 exhumation rates of 0.57 km.Myr⁻¹ to 0.22 km.Myr⁻¹.

752

753 **6. Discussion**

754 **6.1. Thermochronology method limitations**

755 As the annealing temperature for AFT (110 ± 10 °C) is at higher temperature than the closure
756 temperature for AHe (75 ± 15 °C), the AHe ages in a sample are expected to be younger than
757 AFT ages. However several AHe ages recovered from the southern Brooks Range, including
758 one in the Schist Belt (BR12-33) and two in the Ruby granite (BR11-14 and BR12-41), are
759 older than AFT ages (Tables 2 and 3). Several causes can explain these inconsistencies.
760 Grains may contain inclusions of zircons or monazite grains, not detected under microscope,
761 which might false the apparent age by releasing a significant amount of He due to high initial

762 U content. Moreover, due to selection criteria, apatite grains picked for AHe analysis, which
763 have to be inclusions-free, are probably different than the apatites picked for fission-track.
764 Therefore it is reasonable to think that the chemistry of the apatites for AHe and for fission-
765 track can be different, and that influences the age calculation (Green et al., 1986; O'Sullivan
766 and Parrish, 1995; Carlson et al., 1999; Barbarand et al., 2003). Apatite grains could also
767 implant Helium coming from other grains ("bad neighbourhood"; Spencer et al., 2004). It
768 induces an increase of the He quantity measured and hence alter the age calculation
769 (Spencer et al., 2004 ; Spiegel et al., 2009). Another alternative could be that the samples
770 experienced a long and slow exhumation, known to be responsible for the accumulation of
771 damages in the apatite grains of which the recovering are poorly known. Similar cases of
772 "slowly cooled" samples are documented in the literature (Flowers and Kelley, 2011; Green
773 et al., 2006) and fit particularly well with our modeling results, showing vertical exhumation
774 rates from 0.07 to 0.85 km.Myr⁻¹, over tens of Myr. These rates, combined to very stable
775 conditions of erosion over the past 100 Ma could have led the samples to stay for a long
776 time in the PAZ, favoring the damages in the crystal lattice to accumulate. In these
777 conditions, the mode of annealing of tracks is poorly known, and is strongly dependent on
778 the chemistry of the grains. Granitic samples such as BR12-33 and 12-41 are good
779 representatives of this issue: they both present AFT ages much younger than deposition but
780 a very high dispersion (33% and 20.5% for BR12-33 and 12-41), and low Dpar values (1.63
781 and 1.66 μm). We can deduce that these apatites have a relatively low retentivity (Carlson et
782 al., 1999; Barbarand et al., 2003) and so lower annealing temperatures (lower limit
783 temperatures for the PAZ). Therefore, we interpret our data by considering the AFT samples
784 were particularly sensitive to low temperatures and experienced a long and slow
785 exhumation over the last 100 Myrs.

786

787 **6.2 Interpretation of thermochronological results**

788 The new thermochronological results highlight a trend with ages progressively younger
789 toward the north (Figure 5). The AHe, AFT and ZHe ages are consistent in the whole range
790 and in the basin, except for the three samples discussed in section 6.1. These new results are
791 also consistent with the published ages (e.g. Blythe et al., 1996; O'Sullivan et al., 1993; 1997
792 and 1998), and show the same trend from south to north, with the same younger ages in the

793 Doonerak window (Figure 12). Furthermore, ZHe ages complete this set of data evidencing
794 the fact that the Colville basin has never been heated at temperatures higher than the ZHe
795 closure temperature ($\sim 220^{\circ}\text{C}$).

796 In the literature, the thermochronological data were interpreted as three distinct events at
797 100, 60 and 25 Ma (O'Sullivan et al., 1997). But this new set of data combined to the
798 published one seem to highlight that the range was actually active from 100 Ma to 25 Ma.

799 The main differences with the previous studies of O'Sullivan (1996) and O'Sullivan et al.
800 (1997) is that none of our samples can be considered as fully reset. In details, a few samples
801 present clear inconsistencies, as described below from north to south:

802 Sample BR12-01 collected in the Nanushuk Group (93-113 Ma) has an AFT central age of
803 44 ± 4 Ma, which is consistent with AFT central age of 49 ± 4 Ma measured in the same
804 stratigraphic layer in the same area (O'Sullivan, 1996; O'Sullivan et al., 1997). However,
805 while data from O'Sullivan (1996) indicate rapid cooling from temperatures above 110°C and
806 therefore all grains full reset, the spread of our single AFT ages, further supported by the
807 failed χ^2 test points to partial resetting. We thus infer that our sample have resided for some
808 time in the partial annealing zone before its exhumation. Indeed, a detailed analysis of
809 single-grain ages from a sample collected in the same Marmot syncline but from a deeper
810 stratigraphic level (Neocomian; 145-130 Ma) shows that some grains are older than the
811 stratigraphic age (O'Sullivan, 1996). Unreset grains in this sample are interpreted to reflect
812 less retentive apatite characterized by lower Cl concentrations. It is therefore suggested that
813 age variations with respect to previous FT constraints result from changes in the chemistry
814 of the apatite grains. Moreover, RSCM temperature of $256 \pm 24^{\circ}\text{C}$ (Table 5) is inconsistent
815 with temperature deduced from AFT, this temperature is therefore interpreted to reflect
816 either measurement on a reworked organic matter or an episode of heating, fast enough not
817 to imprint the thermochronological ages.

818 Further north, sample BR11-11 and BR12-04 from the same Torok Formation (95-110 Ma) of
819 the Colville basin show AFT central age of 31 ± 4 Ma that is much younger than the
820 depositional age. In the same area, O'Sullivan (1996) measured an AFT age of 44 ± 4 Ma
821 roughly consistent with our data. However, based on the low dispersion of its sample he
822 suggested it is fully reset and thus recorded temperature above 110°C . This conclusion is
823 further supported by vitrinite-reflectance data (R_0 of 0.75) that indicate temperature in the
824 $120\text{-}135^{\circ}\text{C}$ range (O'Sullivan, 1996). Our ZHe ages of 105 ± 18 Ma and 103 ± 17 Ma (Table 4)

825 are similar within error to the depositional age, and therefore might indicate either 1) fast
826 cooling of source rocks from temperature of 140-220°C or 2) partial reset caused by post-
827 depositional burial. Considering results from AFT analyses it is suggested that our AFT
828 indicate strong partial resetting and temperature close but lower than 110-120°C. ZHe data
829 instead show rapid cooling and exhumation from the internal Brooks Range.

830 Sample BR12-02 collected Sagavanirktok Formation (55-60 Ma) shows an AFT age of 54±4
831 Ma. ZHe analyses yielded a well-defined age of 132 ± 22 Ma significantly older than the
832 depositional age. R_0 value of 0.46 suggests temperature between 70 and 80°C (O'Sullivan,
833 1996). Together with other AFT analyses from the same area, which also failed the χ^2 test, it
834 appears that this sample resided at temperature between 70° and 80°C. Likewise other
835 samples of the Colville basin RSCM temperature reveal temperature of 267 ± 13°C (Table 5)
836 that are inconsistent with temperature range deduced from thermochronological
837 constraints.

838

839 **6.3 Amount of erosion/exhumation-data and model estimates**

840 The combination of AHe, AFT and ZHe thermochronometers allows for quantification of
841 exhumation and erosion through time. Deming and Lachenbruch (1996) proposed thermal
842 gradient from ~20 °C/km from the Atigun pass to ~50 °C/km to the north of the basin based
843 on well measurements. If we consider these gradients kept stable since the end of
844 Cretaceous, the amount of sediments removed through time in the Colville basin can be
845 calculated. We consider here a thermal gradient of 26.5 °C/km in the south of the Colville
846 Basin and thermal gradients comprised between 33 and 45 °C/km in the north of the basin.
847 With these values, and knowing that AFT ages were partially reset to the south of the basin
848 and that ZHe ages were not reset, a maximum amount of eroded sediments would be 4.5 km
849 (considering the base of AFT PAZ at 120°C) since Eocene-Oligocene times. For the north of
850 the basin thermal gradient is poorly constrained between 33 and 45 °C/km, but with in a
851 similar way, uplifted sediments can be estimated at 2.6 to 3.6 km since Eocene-Oligocene
852 times.

853 From Pecube modeling we obtained finite amount of eroded material of 7.5 km from 35 Ma
854 to present, 2.5 km from 52 to 40 Ma, and 5.5 km from 45 to 25 Ma along the Doonerak
855 duplex, the Atigun fault and the Northern Structure, respectively. Although falling in the high

856 end of our estimates, these modeling results are therefore compatible with the amount of
857 erosion deduced from our thermochronological data. These calculated values are also
858 consistent with values published by O'Sullivan (1996, 1999) mentioning between 3 and 4 km
859 of exhumation in the south of Colville basin (at Atigun syncline) and between 2.2 and 2.4 km
860 of exhumation from 60 Ma in the north of the basin.

861

862 **6.4 Cenozoic tectonics and geodynamics**

863 ***6.4.1 Temporal distribution of thrusting/exhumation in the Brooks Range***

864 Both exhumation rates and timing of cooling events resolved in the Brooks Range and
865 Colville Basin permit to distinguish two stages of shortening (Figure 13). The first, main,
866 phase of mountain building occurred from 105 Ma until ca. 50 Ma. During this long-lasting
867 period, shortening is seen to have been accommodated by sliding above a mid-crustal
868 detachment structure at 10 km below the Schist Belt (close to Doonerak), ramping up into
869 the Endicott allochthons that are emergent at the topographic front (Atigun thrust). From a
870 structural point of view, this first thrust belt involved the upper-middle crust and connects
871 HP units to low-grade metamorphic units at the topographic front. Deformation occurred all
872 across the Brooks Range and the first marine synorogenic sediments within the Colville
873 foreland basin were deposited during this period. It is possible that the earliest stages of
874 convergence ca. 110-100 Ma, when the first rifted margin of AAC underwent collision in the
875 Brooks Range associated with HP rock exhumation, occurred at a faster rate (up to 3.79
876 km/Myr) but modeling of cooling history from low-temperature data does not have
877 sufficient resolution (Table 7). Indeed, the resolution on the results depends on the data
878 available and there is a noticeable lack of thermochronological data relevant to constrain the
879 period between 90 Ma and 65 Ma.

880 Of interest is the lack of a distinctive exhumational event at 60 Ma invoked by Blythe et al.
881 (1996) or O'Sullivan et al. (1997) in the central Brooks Range or by O'Sullivan et al. (1993,
882 1998) in the Philip Smith Mountains and the NEBR through analyses of AFT data. Pecube
883 modeling instead suggests a transition at about 52-44 Ma. This difference reflects a more
884 linear and slow cooling trend from ca. 100 Ma than initially thought and that rocks may have
885 resided for several million years in the partial annealing zone for AFT. This is in agreement
886 with the interpretation that several of our samples at the thrust front and in the southern

887 Colville Basin are partially annealed. From ca. 50 Ma, modeling shows that exhumation
888 rates/sliding velocities reduced, especially in the internal domain while deformation
889 migrated to the north along Atigun and frontal thrusts. In the Colville Basin, the occurrence
890 of an unconformity between the Late Cretaceous and Eocene is consistent with halted
891 deformation. In the absence of thermal modeling in the NEBR and Philip Smith Mountains it
892 cannot be excluded that at ca. 60 Ma, deformation was transferred laterally from the central
893 Brooks Range eastwards, in order to accommodate regional scale kinematic reorganization
894 (Figure 12). After this Late Cretaceous-Early Paleogene period of tectonic transition, a
895 second exhumation/shortening period is defined at 35 Ma. It reflects the exhumation of pre-
896 Mississippian basement in the Doonerak window by duplexing in the deeper crust, below the
897 mid-crustal detachment active during the previous period. This was associated with
898 underthrusting of the lithosphere down to 50 km of the Alaska terrane below North Slope
899 and northern Alaska (e.g. Fuis et al., 2008).

900 Only a portion of the plate convergence in the Brooks Range was accommodated in the
901 Doonerak duplex. Until 25 Ma, the northern front was active, indicating that at least
902 between 35 and 25 Ma a component of thrust movement was transferred to the northern
903 front and is responsible for frontal accretion in the Colville Basin. This is attested in the field
904 by the folding of Paleogene strata (Franklin, Sagwon Bluffs and White Hills Formations) in the
905 Colville Basin. Rates of vertical exhumation are well resolved by modeling and show variable
906 amount of erosion, reaching a maximum of up to 7.5 km near Mount Doonerak since 35 Ma.
907 This is slightly larger than exhumation of 5.5 km recorded at the northern fault between 45
908 and 25 Ma. In agreement with estimates published by O'Sullivan (1996, 1998), it is suggested
909 that erosion was limited to about 3 km in the northern Colville basin during the Cenozoic.

910 In summary, our data and model infer that exhumation was continuous rather than
911 punctuated, including the main Brookian orogeny at 105 Ma, and a well-resolved period of
912 renewed tectonic activity at 35 Ma, indicating changes in boundary conditions that
913 influenced the stress budget within the orogenic wedge.

914

915 ***6.4.2 Cenozoic brookian orogeny in the Alaska plate tectonic framework***

916 The kinematic evolution of the Brooks Range inferred from our Pecube modeling are best
917 resolved during the Cenozoic, over the last 52, 44 and 35 Ma (Table 7). Sliding velocities

918 along the main faults shows reduced velocities from 1.2-0.9 km.Myr⁻¹ between 52 and 25
919 Ma at the front of the Brooks Range and out-of-sequence thrusting related to subducted fault
920 activity at 0.27 km.Myr⁻¹ from 35 Ma onwards. This indicates an overall decrease of
921 tectonics since 52 Ma. Despite the reduce rate of shortening, rock uplift seems to have been
922 important in the central part of the Brooks Range (Mount Doonerak) with 7.5 km of
923 cumulated exhumation. In the East, exhumation in the Philip Smith Mountains and NEBR
924 (Romanzof Mountains) show a roughly synchronous acceleration of denudation between 45
925 and 35 Ma. The regional patterns of exhumation appear therefore consistent with a shift of
926 focused deformation from the central northern Brooks Range at the end of the
927 Cretaceous/Paleogene times, to the South of the Brooks Range and to the East (British
928 Mountains/NEBR) during the latest Eocene-Oligocene. This outlines the currently
929 seismogenic, left-lateral strike-slip fault trending N20°E, connecting the NEBR domain to
930 central Alaska near the bend of the Tintina fault and eastern termination of the Kaltag Fault.
931 As inferred from the analysis of the current GPS-derived velocity field (Finzel et al., 2011a),
932 this domain coincides well with a N-S-trending zone of moderate to high-strain rates that
933 extends from southern Alaska to northern coast of Alaska (Figure 1 and 12). This domain is
934 thought to accommodate the transpressional deformation between North America (NAM),
935 Pacific (PAC) and Bering plates (BER) (the latter is roughly equivalent to the AAC terrane).
936 This result would imply that the present-day plate kinematics configuration in northern
937 Alaska was established 35 Ma ago. This finding is further in line with compiling evidence that
938 flat-slab subduction produced by the subduction of the Yakutat (YAK) microplate below
939 Alaska started in Late Eocene-Oligocene (Finzel et al., 2011b), which is also slightly earlier
940 than was suggested by previous studies (Plafker et al., 1994; Nokleberg et al., 2000).

941 We conclude that since 35 Ma, plate-bounding stresses was transferred from the southern
942 Alaska to the upper plate in the eastern Brooks Range of northern Alaska-Yukon region. The
943 main component of plate convergence was accommodated by the Yakutat collision and
944 transpression along major strike-slip faults (Denali, Fairweather, Tintina faults) as indicated
945 by rapid exhumation since at least 27 Ma near Fairweather Fault (Enkelmann et al., 2008;
946 2009). A very small part of the Pacific plate convergence, estimated to 0.27 mm/yr (~0.5% of
947 the 50 mm/yr), was accommodated by duplexing in the Brooks Range and underthrusting of
948 the Arctic Alaska terrane. The overall reduction of rates of thrust faulting from 1.2-0.9

949 km.Myr-1 at 52-25 Ma to 0.27 km.Myr-1 since 35 Ma, points to the progressive shift of
950 collisional deformation and exhumation towards southern Alaska.

951

952 **6.5 Relative effects of dynamic topography, continent architecture and** 953 **climate overprint on exhumational patterns**

954 Other factors than changes in tectonic boundary conditions may have controlled the
955 sequence of exhumation reported in this study, including dynamic topography, geometry of
956 the continental blocks and climate.

957 First, it should be reminded that climate associated with the evolution of the Brooks Range
958 likely promoted efficient erosional unroofing, through dominant fluvial incision processes.
959 Late Cretaceous and Paleogene times were marked by high temperatures all around the
960 globe, including the North Pole (Zachos et al, 2001; Figure 13); and the Eocene was the
961 warmest part of the Cenozoic (Zachos et al., 2008). Very high precipitation rates (up to 1760
962 mm/yr) are estimated at the end of Cretaceous and observations on flora samples confirm
963 warm temperatures in Arctic in this period (Herman and Spicer, 1997). Reconstitution of the
964 Arctic landscape and temperatures for the Eocene (~50 Ma) and Early Cenozoic yields high-
965 temperatures, high productivity and landscapes similar to actual eastern Asia forests
966 (Schubert et al., 2012; Stein, 2007). The Azolla flora blooms in the Arctic Ocean in the Eocene
967 were suggested to indicate distinctive freshwater influxes (Brinkhuis et al., 2006) from the
968 northern hemisphere drainage basins, under high-precipitation (1200 mm/yr) and mean
969 annual temperature of 13-15°C (Greenwood et al., 2010). The Eocene-Oligocene boundary
970 marks the transition from “greenhouse” to “icehouse” characterized by a decrease of sea-
971 level (Miller et al., 2005) associated with the growth of the Antarctica ice-cap (Coxall et al.,
972 2005; Lear et al., 2008). In the Arctic, the Eocene-Oligocene boundary (~34 Ma) is recorded
973 by 1) the gradual reduction of surface temperatures of 3-5°C (Schouten et al., 2006) which
974 could have triggered the establishment of alpine-type glaciers, and 2) the increased
975 seasonality (Eldrett et al., 2010) which is known to trigger erosion onland by the periodic
976 destabilization of river profiles.

977 Whereas the initiation of underplating in the Brooks Range and underthrusting of AAC at 35
978 Ma is explained by the onset of Yakutat collision, 1000 km to the south, the net exhumation
979 of 7.5 km indicates efficient erosional processes. Deep underplating (basal accretion) of

980 tectonic units in orogenic wedges is known to be promoted by the combined effect of
981 tectonics, erosion and sedimentation in the foreland (Malavieille, 2010). It is therefore likely
982 that exhumation in the late orogenic stages was favored by the overall humid climate
983 established during the Eocene and the onset of global cooling at the Eocene-Oligocene
984 boundary.

985 Underplating is also likely to occur during the late mature stages of collision, when higher
986 elevation and slopes trigger erosion. Therefore, underthrusting of a thicker and more
987 buoyant crustal part of the AAC plate in late orogenic stages at 35 Ma may have also
988 triggered rock uplift. The transition from shallow to deep-seated thrusting is likely to mark a
989 change from the accretion of the thinned distal rifted margin of AAC that was subducted
990 during the Late Mesozoic to accretion of the less thinned AAC margin. The role of margin
991 architecture is known to be an important driver of the changes in exhumation rates with
992 examples from the Taiwan (Mesalles et al., 2014) or the Pyrenees (Mouthereau et al., 2014,
993 Vacherat et al., 2014).

994 Dynamic topography resulting from the shear traction at the base of the lithosphere can also
995 be important in such subduction-dominated settings. However, the dynamic topography of
996 about 400 m estimated based on mantle structure in the Brooks Range region from 100 Ma
997 and over the last 46 Ma (Shepard et al., 2013) reveal only moderate positive changes that
998 are far from the several kilometers exhumation recorded in the Brooks Range and Colville
999 Basin. It is inferred that interaction between crustal shortening and erosion was the main
1000 driver of rock uplift.

1001 Both measured AHe ages that are older than 25 Ma and Pecube modeling reveal that
1002 exhumation from the Late Miocene to the Pliocene-Pleistocene cannot be resolved by using
1003 fission-track or (U-Th)/He thermochronological techniques. It is therefore inferred that erosion
1004 remained well below 1 km. Alpine-type glaciers that developed in the Brooks Range at this
1005 time were therefore not as efficient as they were at the same time in Southern Alaska,
1006 where glacial erosion is known to have dictated patterns of exhumation over the last 6 Ma
1007 (e.g. Enkelmann et al., 2008, 2009 ; Spotila et al., 2004 ; Berger and Spotila, 2008). It is
1008 inferred that the decreasing tectonic activity combined with the high latitudes (>65°N)
1009 glaciers characterized by cold-based ice conditions inhibited erosion in the Brooks Range, a
1010 situation that have been proposed for cold-based glaciers like in Patagonia (Thomson et al.,
1011 2010).

1012

1013 **7. Conclusion**

1014 In this study, we aimed to evaluate the temporal evolution of tectonics and exhumation in
1015 the Brooks Range of northern Alaska to examine further the interactions between large-
1016 scale geodynamics and surface processes in this Arctic region. We have provided new AFT
1017 and (U-Th)/He thermochronological data and performed thermo-mechanical modelling.

1018 AFT, AHe and ZHe ages show a consistent younging trend from the southern Brooks Range to
1019 North in the Colville Basin within the 100-25 Ma range. A noticeable exception is found
1020 within the pre-Mississippian units of the Doonerak window of the inner Brooks Range where
1021 ages are found systematically younger, with for instance AHe ages clustered at ~42 Ma. A
1022 detailed analysis of the fission-track data shows a spread of our single AFT ages that points
1023 to partial resetting. We thus infer that our sample have resided for some time in the partial
1024 annealing zone before its exhumation. Together with evidence that several AHe ages are
1025 found older than AFT ages, despite the lower closure temperature of the (U-Th)/He
1026 thermochronological system, we infer that many of our samples recorded slow cooling. This
1027 is confirmed by Pecube modeling showing vertical exhumation rates from 0.07 to 0.85
1028 km.Myr⁻¹, over tens of Myr.

1029 Thermo-kinematic modeling of previous and our new data thermochronological data show
1030 that exhumation was continuous rather than punctuated, including the main Brookian
1031 orogeny at 105 Ma, and a well-resolved period of renewed tectonic activity at 35 Ma. In
1032 addition, displacement rates along main faults show decreasing activity from 1.2-0.9
1033 km.Myr⁻¹ between 52 and 25 Ma at the front of the Brooks Range and out-of-sequence
1034 thrusting at 0.27 km.Myr⁻¹ in the Doonerak duplex from 35 Ma onwards. This is interpreted
1035 to reflect the shift of collisional deformation towards the southern and eastern Brooks
1036 Range consistent with the establishment of a N-S-trending zone of present-day moderate to
1037 high-strain rates that extends from southern Alaska to northern coast of Alaska and
1038 accommodate the transpressional deformation between North America, Pacific and Bering
1039 plates. We infer that the present-day plate kinematics configuration in northern Alaska was
1040 likely established about 35 Ma ago, consistent with onset of flat-slab subduction of Yakutat
1041 terrane below Alaska in Late Eocene-Oligocene. Warm and humid climate conditions during
1042 the Eocene, followed by onset of cooling recorded in the Arctic region in the Oligocene

1043 enhanced erosion (up to 7.5 km were eroded recorded in the inner Brooks Range since 35
 1044 Ma) and sedimentation. Climate is seen to have facilitated the tectonic reorganisation in the
 1045 region. However, low erosion reported for the Pliocene-Pleistocene period indicate that the
 1046 low tectonic activity and cold-based glaciers at high latitudes inhibited coupling between
 1047 deep tectonic and surface processes, which contrasts with the efficient positive feedback
 1048 between glacier erosion and tectonics in southern Alaska.

1049

1050 **ACKNOWLEDGMENTS**

1051 This work was funded by Total-GRI-Arctic project to L. Labrousse. T. Ehlers is thanked for
 1052 access to ICP-MS and (U-Th)/He measurements facilities at Tübingen University. E. Hardwick
 1053 and M. Balvay are thanked for their help during AFT samples preparation at Isterre
 1054 (Grenoble). The authors greatly benefited from discussions and field experience of Thomas
 1055 Moore (USGS). We also thank D. Stockli for giving access to the Thermochronometry Lab at
 1056 University of Texas at Austin.

1057

1058 **TABLES**

1059 Table 1: Sample informations.

1060

1061 Table 2: Apatite Fission Track results.

1062 Measurements were performed by M. B. B. with a ζ -factor= 238.79 ± 5.35 for IRMM-540
 1063 dosimeter glasses ; p_s is the spontaneous track density; p_i is the induced track density; p_d is
 1064 the induced track density measured on the external detector ; $P\chi^2$ is the χ^2 -probability ; D is
 1065 the single-grain dispersion ; $P(\chi^2) < 5$ and/or $D > 0.15$ means that the data distribution contains
 1066 multiple age components.

1067

1068 Table 3: Apatite (U-Th)/He results. ¹ FT is the geometric correction factor used for age
 1069 calculation. ² eU is a proxy for the U concentration, $eU = [U] + 0.24[Th]$. The uncertainty 1σ
 1070 was fixed at 8% of the age.

1071

1072 Table 4: Zircon (U-Th)/He results. ¹ FT is the geometric correction factor used for age
 1073 calculation. ² eU is a proxy for the U concentration, $eU=[U] + 0.24[Th]$. The uncertainty 1σ
 1074 was fixed at 8% of the age.

1075

1076 Table 5: RSCM temperatures results. ¹ SD stands for Standard deviation.

1077

1078 Table 6: Thermal modeling parameters.

1079 * inverted parameters are in bold.

1080

1081 Table 7: Summary of *Pecube* modeling results. These results correspond to the best-fit
 1082 solution from data inversion (in bold). Exhumation rate stands for the velocity on each fault
 1083 (see text for explanation); vertical exhumation rate is the value projected according to the
 1084 fault geometry. Errors were estimated by measuring the length of the Gaussian curve
 1085 centered on the Probability Density Function (grey curves in Figure 10). When the PDF is not
 1086 showing any significant peak to properly assess the value, the lowest misfit value (black star
 1087 on the scatter plots, Figure 10) is given and marked with a star.

1088

1089 FIGURES

1090 Figure 1: Tectonic setting of Alaska. Rectangle delimits the Brooks Range area considered in
 1091 this study (see Figure 2). Insert: the seismological activity recorded since 1973 until 2013
 1092 (data coming from the USGS catalogs of 1973-2013 for the earthquakes magnitude minor
 1093 than 4 and catalog of 2000-2013 for the earthquakes magnitude up to 4) is reported. The
 1094 color is associated to a depth in km and the circle size is linked to the magnitude of the
 1095 earthquake. High deformation rate is in red, after Finzel et al. (2011a).

1096

1097 Figure 2: Geological map of the Brooks Range with data from previous studies (see text for
 1098 references). Cross-section shown in Figure 3 and the modeled region shown in Figure 7 are
 1099 reported on the map. Abbreviations are NEBR: North Eastern Brooks Range ; BR Mtns: British

1100 Mountains ; Dk: Doonerak window; Rb: means Ruby granite. All ZFT (squares) and AFT
1101 (circles) available in the literature are reported, each color is associated to an age range.

1102

1103 Figure 3 : Geological section across the Brooks Range (modified after Moore et al., 1997 and
1104 Fuis et al., 2008) and position of the sampled stratigraphic intervals. The tectonic position of
1105 synthetic stratigraphic sections in which samples are reported are shown. As shown sampled
1106 were collected in the Brooks Range (Slate Creek, Doonerak, Endicott Mountains), in the
1107 northern foreland basin (Colville Basin) and in the plateau region at the rear of the range
1108 (Ruby Terrane). Rocks sampled during the two sampling missions in 2011 and 2012 are
1109 denoted by white and grey-stars, respectively. Sample numbers correspond to those
1110 reported in Table 1.

1111

1112 Figure 4: Thermochronological data from this study sampled along the Dalton Highway. In
1113 black are reported the ZHe ages, in orange the AFT ages and in blue the AHe ages (Tables 2,3
1114 and 4).

1115

1116 Figure 5 : Graphs showing the distribution with latitude of thermochronological data and
1117 depositional ages. All available data are shown in A) while a zoom on the ages younger or
1118 equal to 100 Ma are presented in B). Color code for age envelopes corresponds to the color
1119 used for individual data. Purple circles represent ZHe ages, orange circles AFT ages and green
1120 circles AHe ages. Pink rectangles represent each sample stratigraphic age.

1121

1122 Figure 6 : RSCM temperatures obtained along the Brooks Range are reported with 1σ error
1123 bars calculated for each temperature (see also Table 5).

1124

1125 Figure 7 : Map showing the area of the Brooks Range modeled using Pecube and
1126 thermochronological available for numerical modelling (location in Figure 2). The three faults
1127 considered in the model (light grey) represent the main thrust faults, namely, the frontal
1128 structure, the Atigun fault and the Doonerak duplex.

1129

1130 Figure 8 : Schematic representation of the model box with the faults and their geometry
1131 (black lines), the temperature at the base of the model and at the surface (respectively 600

1132 and 0 °C). The particles path is represented by the black grains in an open-system at t0
1133 passing in a closed-system between t0 and t1. The white lines represent the closure
1134 temperatures of the different thermochronometers (AHe, AFT and ZHe) discussed in the
1135 text.

1136
1137 Figure 9 : Synthetic spatial and temporal representation of the boundary conditions tested
1138 for each fault in Pecube modelling. Dashed lines represent the tested time intervals for each
1139 fault within which arrows indicate the moving intervals in search for the best solution. Each
1140 color is associated to one structure: green for Doonerak duplex, red for Atigun fault and blue
1141 for Northern structure. These three structures are reported in a simplified cross-section as
1142 modeled in Pecube.

1143
1144 Figure 10 : Plot of parameters t_1/v_1b , t_2/v_2b , and t_3/v_3c . Each dot represents a model
1145 tested in a run with a color associated to the misfit. The star stands the best fit model (*i.e* the
1146 model with the lowest misfit value). 1D and 2D posterior parameter probability was
1147 reported as probability-density function (PDFs) along each axis and probability envelopes on
1148 the scatter plots.

1149
1150 Figure 11 : Observed thermochronological ages (black squares) versus ages calculated by the
1151 model (white circles) plotted on a topographic profile of the Brooks Range. Positions of the
1152 three structures considered in this study are also reported.

1153
1154 Figure 12 : Map showing the exhumation sequence along the strike of the Brooks Range and
1155 evolution of foreland basin. The sequence in the central Brooks Range is inferred from our
1156 study and is compared to ages and timing of exhumation from the eastern Brooks Range.
1157 Numbers represent the deformation sequence as obtained by thermal modeling with 1)
1158 activation of Atigun fault, 2) activation of the Northern structure and 3) re-activation in out-
1159 of-sequence for example with Doonerak duplex. These numbers are correlated to other
1160 exhumation events from the literature, in the PSM and NEBR. Contours of the Upper
1161 Cretaceous and Cenozoic deposits are after Beikman (1980). High deformation rate is in red,
1162 after Finzel et al. (2011a).

1163

1164 Figure 13 : Synthesis of the spatial-temporal evolution of the Brooks Range combined with
 1165 Colville basin filling history and climate changes in the Arctic region. From left to right:
 1166 summary of deformation sequence as defined by Pecube modeling; vertical exhumation
 1167 rates calculated by the model for each fault (Atigun fault, Frontal structure and Doonerak
 1168 duplex) from 105 Ma; AFT data used for modeling are shown in brown with data acquired in
 1169 this study in black; type of sedimentation in foreland Colville basin (marine/non-marine);
 1170 and indications of global climate changes (Zachos et al., 2001), as well as a representation of
 1171 major Arctic events and the precipitations in the Arctic. See text for discussion.

1172

1173 REFERENCES

- 1174 Avouac, J. P., and E. B. Burov (1996), Erosion as a driving mechanism of intracontinental
 1175 mountain growth, *Journal of Geophysical Research*, 101, B8, 17747-17769.
- 1176 Barbarand, J., A. Carter, I. Wood, and T. Hurford (2003), Compositional and structural control
 1177 of fission-track annealing in apatite, *Chemical Geology*, 198, 107-137, doi:10.1016/S0009-
 1178 2541(02)00424-2.
- 1179 Beikman, H. M. (1980), *Geologic Map of Alaska*, 1:2,500,000.
- 1180 Berger, A. L., and J. A. Spotila (2008), Denudation and deformation in a glaciated orogenic
 1181 wedge, The St Elias orogène, Alaska, *Geology*, 36(7), 523-526, doi:10.1130/G24883A.1.
- 1182 Beyssac, O., B. Goffé, C. Chopin, and J. N. Rouzaud (2002), Raman spectra of carbonaceous
 1183 material in metasediments: a new geothermometer, *J. metamorphic Geol.*, 20, 859-871.
- 1184 Beyssac, O., B. Goffé, J.-P. Petitet, E. Froigneux, M. Moreau, and J.-N. Rouzaud (2003), On the
 1185 characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman
 1186 spectroscopy, *Spectrochimica Acta, Part A* 59, 2267-2276, doi:10.1016/S1386-
 1187 1425(03)00070-21.
- 1188 Beyssac, O., L. Bollinger, J.-P. Avouac, and B. Goffé (2004), Thermal metamorphism in the
 1189 lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material,
 1190 *Earth and Planetary Science Letters*, 225, 233-241, doi:10.1016/j.epsl.2004.05.023.
- 1191 Blythe, A. E., J. M. Bird, and G. I. Omar (1996), Deformational history of the Central Brooks
 1192 Range, Alaska: results from fission track and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses, *Tectonics*, 15(2), 440-455.
- 1193 Blythe, A. E., J. M. Bird, and G. I. Omar (1998), Constraints on the cooling history of the
 1194 central Brooks Range, Alaska, from fission-track and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses, in *Architecture of the*
 1195 *Central Brooks Range Fold and Thrust Belt, Arctic Alaska*, Geological Society of America
 1196 *Special Paper 324*, edited by J. S. Oldow and H. G. Avé Lallemant, Boulder, Colorado.
- 1197 Box, S. E. (1985), Early Cretaceous Orogenic Belt in Northwestern Alaska: Internal
 1198 Organization, Lateral Extent, and Tectonic Interpretation, *Tectonostratigraphic Terranes of*
 1199 *the Circum-Pacific Region*, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth*
 1200 *Science Series*, 1, 137-145.
- 1201 Braun, J. (2003), Pecube: a new finite-element code to solve the 3D heat transport equation
 1202 including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography, *Computers and*
 1203 *Geosciences*, 29, 787-794, doi:10.1016/S0098-3004(03)00052-9.

- 1204 Braun, J, P. van der Beek, P. Valla, X. Robert., F. Herman, C. Glotzbach, V. Pedersen, C. Perry
 1205 Perry, T. Simon-Labric, and C. Prigent (2012), Quantifying rates of landscape evolution and
 1206 tectonic processes by thermochronology and numerical modeling of crustal heat transport
 1207 using PECUBE, *Tectonophysics*, 524, 1-28, doi:10.1016/j.tecto.2011.12.035.
- 1208 Briner, J. P., and D. S. Kaufman (2008), Late Pleistocene mountain glaciation in Alaska: key
 1209 chronologies, *Journal of Quaternary Science*, 23(6-7), 659-670, doi:10.1002/jqs.1196
- 1210 Calkin, P. E. (1988), Holocene glaciation of Alaska (and adjoining Yukon territory, Canada),
 1211 *Quaternary Science Reviews*, 7, 159-184.
- 1212 Carlson, W. D., R. A. Donelick, and R. A. Ketcham (1999), Variability of apatite fission-track
 1213 annealing kinetics: I. Experimental results, *American Mineralogist*, 84, 1213-1223.
- 1214 Carslaw, H. S., and C. J. Jaeger (1959), *Conduction of Heat in Solids*, 3rd edition, Clarendon
 1215 Press, Oxford.
- 1216 Churkin, M. Jr., and J. H. Jr. Trexler (1980), Circum-Arctic plate accretion-Isolating part of a
 1217 Pacific plate to form the nucleus of the Arctic Basin, *Earth and Planetary Science Letters*, 48,
 1218 356-362.
- 1219 Clough, J. G., and F. Larson (1997), *Short Notes on Alaska Geology*, State of Alaska
 1220 Department of National Resources, Division of Geological and Geophysical Surveys,
 1221 Professional Report 118.
- 1222 Cole, F., K. J. Bird, J. Toro, F. Roure, P. B. O'Sullivan, M. Pawlewicz, and D. G. Howell (1997),
 1223 An integrated model for the tectonic development of the frontal Brooks Range and Colville
 1224 Basin 250 km west of the Trans-Alaska Crustal Transect, *Journal of Geophysical Research*,
 1225 102, B9, 20685-20708.
- 1226 Coxall, H. K., P. A. Wilson, H. Pälike, C. H. Lear, and J. Backman (2005), Rapid stepwise onset
 1227 of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean, *Nature*,
 1228 433(7021), 53-57, doi:10.1038/nature03135.
- 1229 DeMets, C., and T. H. Dixon (1999), New kinematic models for Pacific-North America motion
 1230 from 3 Ma to present, I: Evidence for steady motion and biases in the NUVEL-1A model,
 1231 *Geophys. Res. Lett.*, 26 (13), 1921-1924.
- 1232 Deming, D., J. Sass, and A. H. Lachenbruch (1996), Heat flow and Subsurface Temperature,
 1233 North Slope of Alaska, in *Thermal evolution of sedimentary basins in Alaska*, U.S. Geological
 1234 Survey Bulletin 2142, edited by M. J. Johnsson, D. G. Howell, U.S. Government Printing Office,
 1235 Washington.
- 1236 Denton, G. H., and R. L. Armstrong (1969), Miocene-Pliocene glaciations in southern Alaska,
 1237 *American Journal of Science*, 267, 1121-1142.
- 1238 Duk-Rodkin, A., R. W. Barendregt, D. G. Froese, F. Weber, R. Enkin, I. Rod Smith, G. D. Zadula,
 1239 P. Waters, and R. Klassen (2004), Timing and extent of Plio-Pleistocene glaciations in north-
 1240 western Canada and east-central Alaska, *Developments in Quaternary Sciences*, 2, 313-345,
 1241 doi:10.1016/S1571-0866(04)80206-9.
- 1242 Dumitru, T. A. (1993), A new computer-automated microscope stage system for fission-track
 1243 analysis, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 21(4), 575-580.
- 1244 Dusel-Bacon, C., W. P. Brosgé, A. B. Till, E. O. Doyle, C. F. Mayfield, H. N. Reiser, and T. P.
 1245 Miller (1989), Distribution, facies, ages, and proposed tectonic associations of regionally
 1246 metamorphosed rocks in northern Alaska, United States Geological Survey, Professional
 1247 Paper (USA), 1497.
- 1248 Dutro, J. T. Jr. (1981), Geology of Alaska bordering the Arctic Ocean, in *the Arctic Ocean*, 21-
 1249 36, edited by A. E. M. Nairn, M. Jr. Churkin, F. G. Stehli, Springer US.

- 1250 Eberhart-Phillips, D., D. H. Christensen, T. M. Brocher, R. Hansen, N. A. Ruppert, P. J.
 1251 Haeussler, and G. A. Abers (2006), Imaging the transition from Aleutian subduction to
 1252 Yakutat collision in central Alaska, with local earthquakes and active source data, *J. Geophys.*
 1253 *Res.*, 111(B11), B11303, doi:10.1029/2005JB004240.
- 1254 Embry, A. F., and J. Dixon (1990), The breakup unconformity of the Amerasia Basin, Arctic
 1255 Ocean: Evidence of Arctic Canada, *Geological Society of America Bulletin*, 102, 1526-1534.
- 1256 Enkelmann, E., J. I. Garver, and T. L. Pavlis (2008), Rapid exhumation of ice-covered rocks of
 1257 the Chugach-St. Elias orogen, Southeast Alaska, *Geology*, 36(12), 915-918,
 1258 doi:10.1130/G2252A.1.
- 1259 Enkelmann, E., P. K. Zeitler, T. L. Pavlis, J. I. Garver, and K. D. Ridgway (2009), Intense
 1260 localized rock uplift and erosion in the St Elias orogen of Alaska, *Nature Geoscience*, 2,
 1261 doi:10.1038/NGEO502.
- 1262 Espurt, N., F. Funiciello, J. Martinod, B. Guillaume, V. Regard, C. Faccenna, and S. Brusset
 1263 (2008), Flat subduction and deformation of the South American plate: Insights from analog
 1264 modeling, *Tectonics*, 27, TC3011, doi:10.1029/2007TC002175.
- 1265 Estabrook, C. H., D. B. Stone, and J. N. Davies (1988), Seismotectonics of Northern Alaska,
 1266 *Journal of Geophysical Research*, 93, B10, 12026-12040.
- 1267 Farley, K. A. (2000), Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by
 1268 Durango fluorapatite, *Journal of Geophysical Research*, 105, B2, 2903-2914.
- 1269 Farley, K. A., R. A. Wolf, and L. T. Silver (1996), The effects of long alpha-stopping distances
 1270 on (U-Th)/He ages, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(21), 4223-4229.
- 1271 Finzel, E. S., L. M. Flesch, and K. D. Ridgway (2011a), Kinematics of a diffuse North America–
 1272 Pacific–Bering plate boundary in Alaska and western Canada, *Geology*, 39(9), 835–838.
- 1273 Finzel, E. S., J. M. Trop, K. D. Ridgway, and E. Enkelmann (2011b), Upper plate proxies for
 1274 flat-slab subduction processes in southern Alaska, *Earth and Planetary Science Letters*,
 1275 303(3-4), 348–360, doi:10.1016/j.epsl.2011.01.014.
- 1276 Fitzgerald, P. G., R. B. Sorkhabi, T. F. Redfield, and E. Stump (1995), Uplift and denudation of
 1277 the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology
 1278 to determine absolute uplift parameters, *Journal of Geophysical Research*, 100, B10, 20175-
 1279 20191.
- 1280 Fletcher, H. J., and J. T. Freymueller (1999), New GPS Constraints on the Motion of the
 1281 Yakutat Block, *Geophysical Research Letters*, 26, 3029-3032, doi:10.1029/1999GL005346.
- 1282 Flück, P., R. D. Hyndman, and C. Lowe (2003), Effective elastic thickness T_e of the lithosphere
 1283 in western Canada, *Journal of Geophysical Research*, 108, B9, 2430,
 1284 doi:10.1029/2002JB002201.
- 1285 Fuis, G. S., A. R. Levander, W. J. Lutter, E. S. Wissinger, T. E. Moore, and N. I. Christensen
 1286 (1995), Seismic images of the Brooks Range, Arctic Alaska, reveal crustal-scale duplexing,
 1287 *Geology*, 23(1), 65, doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0065:SIOTBR>2.3.CO;2.
- 1288 Fuis, G. S., J. M. Murphy, W. J. Lutter, T. E. Moore, K. J. Bird, and N. I. Christensen (1997),
 1289 Deep seismic structure and tectonics of northern Alaska: Crustal-scale duplexing with
 1290 deformation extending into the upper mantle, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*,
 1291 102(B9), 20873–20896, doi:10.1029/96JB03959.
- 1292 Fuis, G. S., T. E. Moore, G. Plafker, T. M. Brocher, M. A. Fisher, W. D. Mooney, W. J.
 1293 Nokleberg, R. A. Page, B. C. Beaudoin, N. I. Christensen, A. R. Levander, W. J. Lutter, R. W.
 1294 Saltus, and N. A. Ruppert (2008), Trans-Alaska Crustal Transect and continental evolution
 1295 involving subduction underplating and synchronous foreland thrusting, *Geology*, 36(3), 267-
 1296 270, doi:10.1130/G24257.A.1.

- 1297 Galbraith, R. F., and P. F. Green (1990), Estimating the component ages in a finite mixture,
 1298 Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 17(3), 197-206.
- 1299 Galbraith, R. F., and G. M. Laslett (1993), Statistical models for mixed fission track ages,
 1300 Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 21(4), 459-470.
- 1301 Grantz, A., and S. D. May (1983), Rifting history and structural development of the
 1302 continental margin north of Alaska, in Studies in continental margin geology, American
 1303 Association of Petroleum Geologists Memoir, 34, 77-100, edited by J. S. Watkins, C. L. Drake.
- 1304 Grantz, A., S. D. May, P. T. Taylor, and L. A. Lawver (1990), The Geology of North America, in
 1305 The Arctic Ocean region, Geological Society of America, D, 379-402, edited by A. Grantz, L.
 1306 Johnson, J. F. Sweeney, Boulder, Colorado.
- 1307 Green, P. F., I. R. Duddy, A. J. W. Gleadow, P. R. Tingate, and G. M. Laslett (1986), Thermal
 1308 annealing of fission tracks in apatite, 1. A Qualitative Description, Chemical Geology (Isotope
 1309 Geoscience Section), 59, 237-253.
- 1310 Greenwood, D. R., J. F. Basinger, and R. Y. Smith (2010), How wet was the Arctic Eocene rain
 1311 forest? Estimates of precipitation from Paleogene Arctic macrofloras, *Geology*, 38(1), 15-18,
 1312 doi:10.1130/G30218.1.
- 1313 Gryc G. (1988), Geology and exploration of the National Petroleum Reserve in Alaska, 1974
 1314 to 1982, U. S. Geological Survey Professional Paper, 1399, U.S. Government Printing Office,
 1315 Washington.
- 1316 Hamilton, T. D., and S. C. Porter (1975), Ikillik Glaciation in the Brooks Range, Northern
 1317 Alaska, *Quaternary Research*, 5, 471-497.
- 1318 Herman, A. B., and R. A. Spicer (1997), New quantitative palaeoclimate data from the Late
 1319 Cretaceous Arctic: evidence for a warm polar ocean, *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*
 1320 *Palaeoecology*, 128, 227-251.
- 1321 Herron, E. M., J. F. Dewey, and W. C. Pitman (1974), Plate Tectonics Model for the Evolution
 1322 of the Arctic, *Geology*, 2(8), 377-380.
- 1323 Houseknecht, D.W., and K. J. Bird (2011), Geology and petroleum of rifted margins of the
 1324 Canada Basin, Geological Society, London, *Memoirs* 35(1), 509-526.
- 1325 Houseknecht, D. W., and M. A. Wartes (2013), Clinoform deposition across a boundary
 1326 between orogenic front and foredeep - an example from the Lower Cretaceous in Arctic
 1327 Alaska, *Terra Nova*, 25(3), 206–211, doi:10.1111/ter.12024.
- 1328 Hurford, A. J., and P. F. Green (1983), The zeta age calibration of fission-track dating,
 1329 *Chemical Geology*, 41, 285-317.
- 1330 Johnsson, M. J., and D. G. Howell (1996), Thermal Maturity of Sedimentary Basins in Alaska -
 1331 An Overview, U.S. Geological Survey Bulletin 2142, U.S. Government Printing Office,
 1332 Washington.
- 1333 Jones, P. B. (1982), Mesozoic rifting in the western Arctic Ocean basin and its relationship to
 1334 Pacific seafloor spreading, in *Arctic geology and geophysics*, Canadian Society of Petroleum
 1335 Geologists Memoir 8, 83-99.
- 1336 Lahfid, A., O. Beyssac, E. Deville, F. Negro, C. Chopin, and B. Goffé (2010), Evolution of the
 1337 Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps
 1338 (Switzerland), *Terra Nova*, 22, 354-360, doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x.
- 1339 Lear, C. H., T. R. Bailey, P. N. Pearson, H. K. Coxall, and Y. Rosenthal (2008), Cooling and ice
 1340 growth across the Eocene-Oligocene transition, *Geology*, 36(3), 251–254,
 1341 doi:10.1130/G24584A.1.

- 1342 Leonard, L. J., R. D. Hyndman, S. Mazzotti, L. Nikolaishen, M. Schmidt, and S. Hippchen
 1343 (2007), Current deformation in the northern Canadian Cordillera inferred from GPS
 1344 measurements, *Journal of Geophysical Research*, 112, B11401, doi:10.1029/2007JB005061.
- 1345 Leonard, L. J., S. Mazzotti, and R. D. Hyndman (2008), Deformation rates estimated from
 1346 earthquakes in the northern Cordillera of Canada and eastern Alaska, *Journal of Geophysical
 1347 Research*, 113, B08406, doi:10.1029/2007JB005456.
- 1348 Little, T. A., E. L. Miller, J. Lee, and R. D. Law (1994), Extensional origin of ductile fabrics in
 1349 the Schist Belt, Central Brooks Range, Alaska – Geologic and structural studies, *Journal of
 1350 Structural Geology*, 16(7), 899-918.
- 1351 Luth, S., E. Willingshofer, D. Sokoutis, and S. Cloetingh (2010), Analogue modelling of
 1352 continental collision: Influence of plate coupling on mantle lithosphere subduction, crustal
 1353 deformation and surface topography, *Tectonophysics*, 484, 87-102,
 1354 doi:10.1016/j.tecto.2009.08.043.
- 1355 Malavieille, J. (2010), Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the
 1356 structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies, *Gsa Today*,
 1357 20(1), 4–10, doi:10.1130/GSATG48A.1account.
- 1358 Martinod, J., F. Funiciello, C. Faccenna, S. Labanieh, and V. Regard (2005), Dynamical effects
 1359 of subducting ridges: insights from 3-D laboratory models, *Geophys. J. Int.*, 163, 1137-1150,
 1360 doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02797.x.
- 1361 Martinod, J., B. Guillaume, N. Espurt, C. Faccenna, F. Funiciello, and V. Regard (2013), Effect
 1362 of aseismic ridge subduction on slab geometry and overriding plate deformation: Insights
 1363 from analogue modeling, *Tectonophysics*, Elsevier, 588, 39-55,
 1364 doi:10.1016/j.tecto.2012.12.010.
- 1365 Mazzotti S., and R. D. Hyndman (2002), Yakutat collision and strain transfer across the
 1366 northern Canadian Cordillera, *Geology*, 30(6), 495-498, doi:10.1130/0091-
 1367 7613(2002)030<0495:YCASTA>2.0.CO;2.
- 1368 Meigs, A., and J. Sauber (2000), Southern Alaska as an example of the long-term
 1369 consequences of mountain building under the influence of glaciers, *Quaternary Science
 1370 Reviews*, 19, 1543-1562.
- 1371 Mesalles, L., F. Mouthereau, M. Bernet, C.-P. Chang, A. Tien-Shun Lin, C. Fillon, and X.
 1372 Sengelen (2014), From submarine continental accretion to arc-continent orogenic evolution:
 1373 The thermal record in southern Taiwan, *Geology*, 42(10), 907–910, doi: 10.1130/G35854.1.
- 1374 Miller, K. G., M. A. Kominz, J. V. Browning, J. D. Wright, G. S. Mountain, M. E. Katz, P. J.
 1375 Sugarman, B. S. Cramer, N. Christie-Blick, and S. F. Pekar (2005), The Phanerozoic record of
 1376 global sea-level change, *Science*, 310(5752), 1293–1298, doi:10.1126/science.1116412.
- 1377 Molenaar, C. M., K. J. Bird, and T. S. Collett (1986), Regional correlation sections across the
 1378 North Slope of Alaska: U. S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-1907, 1
 1379 sheet.
- 1380 Molenaar, C. M., K. J. Bird, and A. R. Kirk (1987), Cretaceous and Tertiary stratigraphy of
 1381 northeastern Alaska, in *Alaskan North Slope Geology*, Special Publication 50 Pacific Section,
 1382 Alaska Geological Society, 1, 513-528, edited by I. L. Tailleux and P. Weimer, Los Angeles,
 1383 California.
- 1384 Moore, T. E., and J. A. Dumoulin (1994), *Geologic Studies in Alaska by the U. S. Geological
 1385 Survey*, U. S. Geological Survey Bulletin, 2152, U.S. Government Printing Office, Washington.
- 1386 Moore, T. E., W. K. Wallace, K. J. Bird, S. M. Karl, C. G. Mull, and J. T. Dillon (1994), *Geology of
 1387 northern Alaska*, in *The geology of Alaska*, Geological Society of America, *Geology of North
 1388 America*, G-1, 49-140, edited by G. Plafker and H. C. Berg, Boulder, Colorado.

- 1389 Moore, T. E., W. K. Wallace, C. G. Mull, K. E. Adams, G. Plafker, and W. J. Nokleberg (1997),
 1390 Crustal implications of bedrock geology along the Trans-Alaska Crustal Transect (TACT) in the
 1391 Brooks Range, northern Alaska, *Journal of Geophysical Research*, 102, B9, 20645-20684.
- 1392 Moore, T. E., C. J. Potter, P. B. O'Sullivan, K. L. Shelton, and M. B. Underwood (2004), Two
 1393 stages of deformation and fluid migration in the west-central Brooks Range fold and thrust
 1394 belt, northern Alaska, in *Deformation, fluid flow, and reservoir appraisal in foreland fold and*
 1395 *thrust belts*, AAPG Hedberg Series, 1, 157-186, edited by R. Swennen, F. Roure, J. W.
 1396 Granath, doi:10.1306/1025690H13116.
- 1397 Moran, K., J. Backman, H. Brinkhuis, S. C. Clemens, T. Cronin, G. R. Dickens, F. Eynaud, J.
 1398 Gattacceca, M. Jakobsson, R. W. Jordan, M. Kaminski, J. King, N. Koc, A. Krylov, N. Martinez,
 1399 J. Matthiessen, D. McInroy, T. C. Moore, J. Onodera, M. O'Regan, H. Pälke, B. Rea, D. Rio, T.
 1400 Sakamoto, D. C. Smith, R. Stein, K. St John, I. Suto, N. Suzuki, K. Takahashi, M. Watanabe, M.
 1401 Yamamoto, J. Farrell, M. Frank, P. Kubik, W. Jokat, and Y. Kristoffersen (2006), The Cenozoic
 1402 palaeoenvironment of the Arctic Ocean, *Nature*, 441, 601-605, doi:10.1038/nature04800.
- 1403 Mouthereau, F., A. B. Watts, and E. Burov (2013), Structure of orogenic belts controlled by
 1404 lithosphere age, *Nature Geoscience*, 6, 785-789, doi:10.1038/NGEO1902.
- 1405 Mouthereau, F., P.-Y. Filleaudeau, A. Vacherat, R. Pik, O. Lacombe, M. G. Fellin, S. Castellort,
 1406 F. Christophoul, and E. Masini (2014), Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees:
 1407 Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence, *Tectonics*,
 1408 33(12), 2283–2314, doi:10.1002/2014TC003663.
- 1409 Mull, C. G. (1989), Generalized Geologic Map of the Brooks Range and Arctic Slope, Northern
 1410 Alaska, Guidebook 7, Sheet 1, Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys,
 1411 Fairbanks, Alaska.
- 1412 Mull, C. G., and K. E. Adams (1989), Dalton Highway, Yukon River to Prudhoe Bay, Alaska:
 1413 Bedrock geology of the Eastern Koyukuk Basin, Central Brooks Range, and Eastcentral Arctic
 1414 Slope, Guidebook 7, 328 p., Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys,
 1415 Fairbanks, Alaska.
- 1416 Mull, C. G., R. K. Glenn, and K. E. Adams (1997), Tectonic evolution of the central Brooks
 1417 Range mountain front: Evidence from the Atigun Gorge region, *Journal of Geophysical*
 1418 *Research*, 102, B9, 20749-20772.
- 1419 Mull, C. G., D. W. Houseknecht, and K. J. Bird (2003), Revised Cretaceous and Tertiary
 1420 Stratigraphic Nomenclature in the Colville Basin, Northern Alaska, U.S. Geological Survey
 1421 Professional Paper 1673, Reston, Virginia.
- 1422 Mull, C. G., E. E. Harris, P.R. Delaney, and R.F Swenson (2009), Geology of the Cobblestone
 1423 Creek-May Creek Area, East-central Brooks Range Foothills, Alaska, Preliminary
 1424 Interpretative Report 2009-5, Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys,
 1425 Fairbanks, Alaska.
- 1426 Nilsen, T. H., T. E. Moore, J. T. Dutro, Jr. W. P. Brosgé, and D. M. Orchard (1980),
 1427 Sedimentology and Stratigraphy of the Kanayut conglomerate and associated units, Central
 1428 and Eastern Brooks Range, Alaska--Report of 1978 Season, U.S. Geological Survey, Open-File
 1429 Report 80-888, 40 p.
- 1430 Nokleberg, W. J., L. M. Parfenov, J. W. H. Monger, I. O. Norton, A. I. Chand'uk, D. B. Stone, C.
 1431 R. Scotese, D. W. Scholl, K. Fujita, and U. S. G. Survey (2000), Phanerozoic Tectonic Evolution
 1432 of the Circum-North Pacific, Open-File Report 98-754, USGS Professional Paper 1626, 1-122.
- 1433 O'Sullivan, P. B. (1988a), Preliminary results of 42 apatites fission-track analyses of rock
 1434 samples from Arctic National Wildlife Refuge, Northeastern Alaska, Public-data File 88-25,
 1435 Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Fairbanks, Alaska.

- 1436 O'Sullivan, P. B. (1988b), Apatite fission-track study of the thermal history of Permian to
 1437 Tertiary sedimentary rocks in the Arctic National Wildlife Refuge, Northeastern Alaska,
 1438 Public-data File 88-42, Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Fairbanks,
 1439 Alaska.
- 1440 O'Sullivan, P. B. (1989), Preliminary results of 17 apatites fission track analyses of samples
 1441 from the Okpilak Batholith in the Arctic National Wildlife Refuge, Alaska, Public-data File 89-
 1442 2b, Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Fairbanks, Alaska and Department
 1443 of Geology La Trobe University, Bundoora, Victoria, Australia.
- 1444 O'Sullivan, P. B. (1990), Preliminary results of 25 apatites fission track analyses of samples
 1445 from five wells on the North Slope of Alaska, Public-data File 178, Alaska Geologic Materials
 1446 Center Data Report, Department of Geology La Trobe University, Bundoora, Victoria,
 1447 Australia.
- 1448 O'Sullivan, P. B. (1991), Timing of tectonic events on the North Slope of Alaska: by apatite
 1449 fission track analysis, and a comparison between these tectonic events and the offshore
 1450 sedimentary record, Public-data File 91-13, Alaska Division of Geological and Geophysical
 1451 Surveys, Fairbanks, Alaska and Department of Geology La Trobe University, Bundoora,
 1452 Victoria, Australia.
- 1453 O'Sullivan, P. B. (1996), Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic evolution of the Colville
 1454 Basin, North Slope, Alaska, in Thermal evolution of sedimentary basins in Alaska, U.S.
 1455 Geological Survey Bulletin 2142, edited by M. J. Johnsson, D. G Howell, U.S. Government
 1456 Printing Office, Washington.
- 1457 O'Sullivan, P. B. (1999), Thermochronology, denudation and variations in palaeosurface
 1458 temperature: a case study from the North Slope foreland basin, Alaska, Basin Research, 11,
 1459 191-204.
- 1460 O'Sullivan, P. B., and J. Decker (1990), Apatite fission track evidence for Paleocene and
 1461 Oligocene uplift events in the Northeastern Brooks Range, Alaska, Nuclear Tracks and
 1462 Radiation Measurements, 17(3), 367-371 (Int. J. Radiat. Appl. Instrum., Part D).
- 1463 O'Sullivan, P. B., and R. R. Parrish (1995), The importance of apatite composition and single-
 1464 grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: a case study from the
 1465 Coast Ranges, British Columbia, Earth and Planetary Science Letters, 132, 213-224.
- 1466 O'Sullivan, P. B., J. M. Murphy, T. E. Moore, and D. G. Howell (1993), Results of 110 apatite
 1467 fission-track analyses from the Brooks Range and North Slope of Northern Alaska, completed
 1468 in cooperation with the Trans-Alaska Crustal Transect (TACT), Open-File Report 93-545, U.S.
 1469 Geological Survey, Menlo Park, California and Department of Geology La Trobe University,
 1470 Bundoora, Victoria, Australia.
- 1471 O'Sullivan, P. B., P. F. Green, S. C. Bergman, J. Decker, I. R. Duddy, A. Gleadow, and D. L.
 1472 Turner (1993), Multiple phases of Tertiary uplift and erosion in the Arctic National Wildlife
 1473 Refuge, Alaska, revealed by apatite fission track analysis, Bulletin, 77(3), 359-385.
- 1474 O'Sullivan, P. B., J. M. Murphy, and A. E. Blythe (1997), Late Mesozoic and Cenozoic
 1475 thermotectonic evolution of the central Brooks Range and adjacent North Slope foreland
 1476 basin, Alaska: including fission track results from the Trans-Alaska Crustal Transect (TACT),
 1477 Journal of Geophysical Research, 102, B9, 20821-20845.
- 1478 O'Sullivan, P. B., W. K. Wallace, and J. M. Murphy (1998), Fission-track evidence for apparent
 1479 out-of-sequence Cenozoic deformation along the Philip Smith Mountain front, Northeastern
 1480 Brooks Range, Alaska, Earth and Planetary Science Letters, 164, 435-449.
- 1481 Pagani, M., N. Pedentchouk, M. Huber, A. Sluijs, S. Schouten, H. Brinkhuis, J. S. Sinninghe
 1482 Damsté, G. R. Dickens, and the Expedition 302 Scientists (2006), Arctic hydrology during

- 1483 global warming at the Palaeocene/Eocene thermal maximum, *Nature*, 442, 671-675,
 1484 doi:10.1038/nature05043.
- 1485 Pallister, J. S., J. R. Budahn, and B. L. Murchey (1989), Pillow Basalts of the Angayucham
 1486 Terrane: Oceanic Plateau and Island Crust Accreted to the Brooks Range, *Journal of*
 1487 *Geophysical Research*, 94, B11, 15901-15923.
- 1488 Patchett, P. J., M. A. Roth, B. S. Canale, T. A. de Freitas, J. C. Harrison, A. F. Embry, and G. M.
 1489 Ross (1999), Nd isotopes, geochemistry, and constraints on sources of sediments in the
 1490 Franklinian mobile belt, Arctic Canada, *GSA Bulletin*, 111(4), 578-589.
- 1491 Patton, W. W., Jr., and S. E. Box (1989), Tectonic Setting of the Yukon-Koyukuk Basin and its
 1492 Borderlands, Western Alaska, *Journal of Geophysical Research*, 94, B11, 15807-15820.
- 1493 Pinney, D.S., and P. K. Davis (1999), Short Notes on Alaska Geology, State of Alaska
 1494 Department of National Resources, Division of Geological and Geophysical Surveys,
 1495 Professional Report 119, Fairbanks, Alaska.
- 1496 Plafker, G., and H. C. Berg (1994), Overview of the geology and tectonic evolution of Alaska,
 1497 in *The geology of Alaska*, Geological Society of America, *Geology of North America*, G-1, 989-
 1498 1021, edited by G. Plafker and H. C. Berg, Boulder, Colorado.
- 1499 Plafker, G., T. Hudson, T. Bruns, and M. Rubin (1978), Late Quaternary offsets along the
 1500 Fairweather fault and crustal plate interactions in southern Alaska, *Canadian Journal of Earth*
 1501 *Sciences*, 15(5), 805-816.
- 1502 Regard, V., C. Faccenna, J. Martinod, O. Bellier, and J.-C. Thomas (2003), From subduction to
 1503 collision: Control of deep processes on the evolution of convergent plate boundary, *Journal*
 1504 *of Geophysical Research*, 18, B4, 2208, doi:10.1029/2002JB001943.
- 1505 Reiners, P. W., K. A. Farleyand, and H. J. Hicke (2002), He diffusion and (U-Th)/He
 1506 thermochronometry of zircon: initial results from Fish Canyon Tuff and Gold Butte,
 1507 *Tectonophysics*, 349, 297-308.
- 1508 Reiners, P. W., T. L. Spell, S. Nicolescu, and K. A. Zanetti (2004), Zircon (U-Th)/He
 1509 thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, *Geochimica and*
 1510 *Cosmochimica Acta*, 68(8), 1857-1887, doi:10.1016/j.gca.2003.10.021.
- 1511 Roeder, D., and C. G. Mull (1978), Tectonics of Brooks Range Ophiolites, Alaska: Geologic
 1512 Notes, *AAPG Bulletin*, 62(9), 1696-1702.
- 1513 Sambridge, M. (1999a), Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm – Searching a
 1514 parameter space, *Geophysical Journal International*, 138, Issue 2, 479-494.
- 1515 Sambridge, M. (1999b), Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm – Appraising
 1516 the ensemble, *Geophysical Journal International*, 138, Issue 3, 727-746.
- 1517 Schouten, S., J. Eldrett, D. R. Greenwood, I. Harding, M. Baas, and J. S. S. Damsté (2008),
 1518 Onset of long-term cooling of Greenland near the Eocene-Oligocene boundary as revealed
 1519 by branched tetraether lipids, *Geology*, 36(2), 147, doi:10.1130/G24332A.1.
- 1520 Schubert, B. A., A. H. Jahren, J. J. Eberle, L. S. L. Sternberg, and D. A. Eberth (2012), A
 1521 summertime rainy season in the Arctic forests of the Eocene, *Geological Society of America*,
 1522 40(6), 523-526, doi:10.1130/G32856.1.
- 1523 Shephard, G. E., R. Dietmar Müller, and M. Seton (2013), The tectonic evolution of the Arctic
 1524 since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with
 1525 mantle structure, *Earth Science Reviews*, 124, 148-183, doi:10.1016/j.earscirev.2013.05.012.
- 1526 Sluijs, A., S. Schouten, M. Pagani, M. Woltering, H. Brinkhuis, J. S. Sinninghe Damsté, G. R.
 1527 Dickens, M. Huber, G.-J. Reichert, R. Stein, J. Matthiessen, L. J. Lourens, N. Pedentchouk, J.
 1528 Backman, K. Moran, and the Expedition of 302 Scientists (2006), *Subtropical Arctic Ocean*

- 1529 temperatures during the Paleocene/Eocene thermal maximum, *Nature*, 441, 610-613,
1530 doi:10.1038/nature04668.
- 1531 Spencer, S., B. Kohn, A. Gleadow, M. Norman, D. Belton, and T. Carter (2004), The
1532 importance of residing in a good neighbourhood: rechecking the rules of the game for
1533 apatite (U-Th)/He thermochronometry, in 10th International Fission Track Dating
1534 Conference, p.20 Amsterdam.
- 1535 Spiegel, C., B. Kohn, D. Belton, and A. Gleadow (2009), Apatite (U-Th-Sm)/He
1536 thermochronology of rapidly cooled samples: The effect of He implantation, *Earth and
1537 Planetary Science Letters*, 285, 105-114, doi:10.1016/j.epsl.2009.05.045.
- 1538 Spotila, J. A., J. T. Buscher, A. J. Meigs, and P. W. Reiners (2004), Long-term glacial erosion of
1539 active mountain belts: Example of the Chugach-St. Elias Range, Alaska, *Geology*, 32(6), 501-
1540 504, doi:10.1130/G20343.1.
- 1541 Stein, R. (2007), Upper Cretaceous/lower Tertiary black shales near the North Pole: Organic-
1542 carbon origin and source-rock potential, *Marine and Petroleum Geology*, 24, 67-73,
1543 doi:10.1016/j.marpetgeo.2006.10.002.
- 1544 Tailleur I., and P. Weimer (1987), *Alaskan North Slope Geology*, Pacific Section, Society of
1545 Economic Paleontologists and Mineralogists, Bakersfield, California and The Alaska
1546 Geological Society, Anchorage, Alaska.
- 1547 Thomson S. N., T. K. Brandon, J. H. Tomkin, P. W. Reiners, C. Vasquez, and N. J. Wilson
1548 (2010), Glaciation as a destructive and constructive control of mountain building, *Nature*,
1549 467, 313-317, doi:10.1038/nature09365.
- 1550 Till, A. B. (1992), Detrital blueschist facies metamorphic mineral assemblages in early
1551 Cretaceous sediments of the foreland basin of the Brooks Range, Alaska, and implications for
1552 orogenic evolution, *Tectonics*, 11(6), 1207-1223.
- 1553 Till, A. B., J. M. Schmidt, and S. W. Nelson (1988), Thrust involvement of metamorphic rocks,
1554 southwestern Brooks Range, Alaska, *Geology*, 16, 930-933.
- 1555 Torsvik, T. H., and T. B. Andersen (2002), The Taimyr fold belt, Arctic Siberia: timing of
1556 pre-fold remagnetisation and regional tectonics, *Tectonophysics*, 352, 335-348.
- 1557 Turner, D. L., R. B. Forbes, and J. T. Dillon (1979), K-Ar geochronology of the southwestern
1558 Brooks Range, Alaska, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16(9), 1789-1804.
- 1559 Vacherat, A., F. Mouthereau, R. Pik, M. Bernet, C. Gautheron, E. Masini, L. Le Pourhiet, B.
1560 Tibari, and A. Lahfid (2014), Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded
1561 in the Pyrenees, *Earth and Planetary Science Letters*, 408, 296-306,
1562 doi:10.1016/j.epsl.2014.10.014.
- 1563 Vermeesch, P. (2008), RadialPlotter: a Java application for fission track, luminescence and
1564 other radial plots, *Radiation Measurements*, 44(4), 409-410.
- 1565 Vogl, J. J. (2003), Thermal-baric structure and P-T history of the Brooks Range metamorphic
1566 core, Alaska, *J. metamorphic Geol.*, 21, 269-284.
- 1567 Wagner, G. A., and P. Van den Haute (1992), *Fission-Track Dating*, 285 p., Edition Klüwer,
1568 Michigan.
- 1569 Whipple, K. X. (2009), The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts,
1570 *Nature Geoscience*, 2, 97-104, doi:10.1038/NGEO413.
- 1571 Willett, S. D. (1999), Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of
1572 mountain belts, *Journal of Geophysical Research*, 104, B12, 28957-28981.
- 1573 Wolf, R. A., K. A. Farley, and D. M. Kass (1998), Modeling of the temperature sensitivity of
1574 the apatite (U-Th)/He thermochronometer, *Chemical Geology*, 148, 105-114.

- 1575 Zachos, J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas, and K. Billups (2001), Trends, Rhythms, and
1576 Aberrations in Global Climate 65 Ma to present, *Science*, 292(5517), 686-693

Table 1 : Sample informations

Sample	Lat (°N)	Lon (°W)	Methods	Lithology	Formations/Units	Age (Ma)
BR11-08	68.13	149.48	ZHe	conglomerate	Kanayut formation	346-382
BR11-09	68.32	149.33	AHe / ZHe	conglomerate	Kanayut formation	346-382
BR11-10	68.52	149.45	AHe	sandstone	Fortress Mountain formation	100-145
BR11-11	69.02	148.84	ZHe	sandstone	Torok formation - Colville basin	95-110
BR11-12	67.40	150.09	ZHe	micaschist	Schist belt	> 485
BR11-14	66.36	150.46	AHe	granite	Ruby terrane	90-110
BR12-01	68.72	149.04	AHe / AFT / ZHe / RSCM	sandstone	Nanushuk formation	93-113
BR12-02	69.40	148.73	AFT / ZHe / RSCM	sandstone	Sagwon Bluffs formation	55-60
BR12-04	69.02	148.84	AFT / ZHe	sandstone	Torok formation - Colville basin	95-110
BR12-05B	69.56	149.72	ZHe / RSCM	sandstone	White Hills	50-55
BR12-06	69.83	148.69	ZHe	sandstone	Franklin Bluffs formation	20-50
BR12-07	69.83	148.67	AFT / ZHe	pebble-sandstone	Franklin Bluffs formation	20-50
BR12-08	68.52	149.46	RSCM	slates	Torok formation	95-110
BR12-10	68.32	149.34	AHe / AFT / ZHe	sandstone	Kanayut formation	346-382
BR12-11	68.16	149.44	RSCM	slates	Kanayut formation	346-382
BR12-12	68.13	149.48	RSCM	sandstone	Kanayut formation	346-382
BR12-13	68.05	149.63	ZHe / RSCM	sandstone	Kanayut formation	358-372
BR12-22	67.93	149.90	ZHe	slates	Whiteface Mountain volcanics	358-393
BR12-25	67.95	149.97	RSCM	slates	Black phyllite - Metasiltstone	419-541
BR12-26	67.95	149.96	AHe / ZHe / RSCM	slates	Kayak shale - Kekiktuk congl.	346-358
BR12-27	67.94	149.95	RSCM	slates	Kayak shale - Kekiktuk congl.	346-358
BR12-29	67.94	149.93	RSCM	slates		299-359
BR12-33	67.40	150.09	AHe / AFT / ZHe	metasandstone	Schist belt	> 485
BR12-41	66.36	150.46	AHe / AFT / ZHe	granite	Ruby terrane	90-110

Table 2 : Apatite Fission Track results¹

Sample	Stratigraphic age (Ma)	N	ρ_s - cm ⁻² (Ns)	ρ_i - cm ⁻² (Ni)	ρ_d - cm ⁻² (Nd)	P χ^2 (%)	D (%)	Central Age (Ma)	Dpar (N)
Detrital samples									
BR12-01	93-113	29	4.68E+05 (274)	9.80E+05 (574)	8.38E+05 (6424)	0.1	35.0	44.0 (-7.8 +9.5)	1.58 ± 0.10 (15)
BR12-02	55-60	15	6.40E+05 (488)	1.21E+06 (926)	8.48E+05 (6502)	2.9	18.2	54.3 (-7.8 +9.1)	1.89 ± 0.22 (14)
BR12-04	95-110	14	3.87E+05 (256)	1.48E+06 (977)	8.56E+05 (6568)	0.0	40.5	31.4 (-7.4 +9.7)	1.94 ± 0.53 (14)
BR12-07	20-50	5	2.25E+05 (63)	6.29E+05 (176)	8.67E+05 (6646)	95.0	0.0	36.9 (-9.3 +12.5)	2.38 ± 0.61 (5)
BR12-10	346-382	30	7.68E+05 (1153)	1.74E+06 (2613)	8.77E+05 (6725)	0.0	24.2	46.2 (-5.4 +6.2)	2.15 ± 0.40 (30)
In situ samples									
BR12-33	> 485	26	6.93E+04 (110)	1.70E+05 (270)	8.89E+05 (6816)	18.4	33.0	48.3 (-11.4 +14.9)	1.63 ± 0.26 (24)
BR12-41	90-110	30	9.36E+05 (1583)	1.67E+06 (2826)	8.94E+05 (6855)	0.0	20.5	59.7 (-6.2 +6.9)	1.66 ± 0.15 (25)

Table3 : Apatite (U-Th)/He results

Sample	Stratigraphic age (Ma)	FT ¹	Weight (µg)	Length (µm)	Width (µm)	4He (nmol/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	Th/U	eU ² (ppm)	Corr. age (Ma) ± 1 σ (Ma)	Mean age (Ma)
<i>Detrital samples</i>													
BR11-10-1	100-145	0.52	0.63	83.03	61.41	0.5	1.2	4.1	63.7	3.32	2.5	65.4 ± 5.23	49.5 ± 22.9
BR11-10-2		0.64	1.80	127.55	83.75	0.8	3.7	10.8	75.1	2.94	6.6	33.5 ± 2.68	
BR11-10-3		0.70	2.69	128.87	66.95	0.6	3.0	9.6	35.6	3.26	5.3	26.5 ± 2.12	
BR11-10-4		0.72	2.95	103.92	78.08	0.2	1.8	2.0	17.4	1.15	2.3	22.7 ± 1.82	
BR11-10-5		0.68	1.99	97.59	66.21	0.3	1.4	3.8	20.8	2.67	2.4	33.5 ± 2.68	
BR11-10-6		0.66	1.71	120.52	55.31	0.3	3.7	5.9	32.0	1.57	5.3	14.4 ± 1.15	
BR12-01-1	93-113	0.77	2.15	137.10	96.40	5.2	13.2	107.7	318.7	8.17	38.5	34.2 ± 0.67	30.9 ± 4.8
BR12-01-2		0.57	2.00	118.00	82.60	1.5	6.4	44.4	476.7	6.90	16.9	25.4 ± 1.27	
BR12-01-3		0.68	2.44	137.00	109.20	7.9	29.3	130.2	509.6	4.44	59.9	33.1 ± 0.37	
BR12-10-3	346-382	0.64	3.64	164.80	109.80	6.4	34.71	105.8	115.8	3.05	59.6	25.6 ± 2.05	
BR11-09	346-382	0.58	1.42	183.38	62.03	1.1	3.6	8.9	19.7	2.49	5.7	63.0 ± 5.04	
BR12-26-3	346-358	0.577	0.66	113.70	59.00	44.5	335.7	5.2	0.2	0.01	336.8	41.7 ± 3.3	
<i>In situ samples</i>													
BR12-33-1	> 485	0.68	1.60	154.70	78.70	2.1	6.6	3.6	17.1	0.55	7.4	76.4 ± 6.11	71.6 ± 6.8
BR12-33-3		0.64	1.00	96.00	79.10	1.3	4.6	3.4	5.8	0.73	5.4	66.9 ± 5.35	
BR12-41-1	90-110	0.78	3.87	178.00	131.80	33.8	50.2	95.3	90.8	1.90	73.1	107.5 ± 8.7	95.8 ± 10.6
BR12-41-2		0.68	1.57	155.40	80.60	55.5	109.9	209.8	160.1	1.91	160.2	93.1 ± 7.48	
BR12-41-4		0.73	2.95	212.20	90.80	30.7	62.1	110.9	95.7	1.78	88.7	86.9 ± 6.95	
BR11-14-1	90-110	0.52	0.75	118.21	55.99	13.1	34.3	59.1	101.4	1.72	48.4	94.5 ± 7.56	87.6 ± 5.6
BR11-14-2		0.55	1.15	181.23	56.24	6.7	18.5	34.9	71.5	1.89	26.9	82.7 ± 6.61	
BR11-14-3		0.59	1.35	154.97	65.70	19.4	48.4	100.0	144.1	2.07	72.1	83.4 ± 6.67	
BR11-14-4		0.56	1.01	125.50	63.32	21.4	51.6	108.5	122.2	2.10	77.2	89.7 ± 7.18	

Table 4 : Zircon (U-Th)/He results

Sample	Stratigraphic age (Ma)	FT	Weight (µg)	Length (µm)	Width (µm)	⁴ He (nmol/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Th /U	eU (ppm)	Corr. age (Ma) ± 1σ (Ma)	Mean age (Ma)
Detrital samples												
BR11-11-1		0.71	2.82	140.3	65.8	186.6	465.8	207.4	0.45	506.6	95.5 ± 7.64	
BR11-11-2	95-110	0.70	2.20	124.5	61.6	110.6	218.8	53.9	0.25	231.7	126.5 ± 10.12	105.6 ± 18.0
BR11-11-6		0.66	1.65	129.3	52.3	143.2	384.7	166.7	0.43	424.7	95.0 ± 7.60	
BR12-01-1		0.70	2.02	130.4	72.8	255.4	347.9	96.5	0.28	371.1	177.4 ± 14.19	
BR12-01-2	93-113	0.74	2.96	141.7	87.2	262.2	566.1	347.1	0.63	649.4	99.2 ± 7.94	132.0 ± 40.6
BR12-01-3		0.76	3.80	155.0	94.1	155.5	271.6	167.1	0.63	311.7	119.2 ± 9.54	
BR12-02-2		0.76	4.73	191.9	87.2	140.6	227.9	46.3	0.21	239.0	140.0 ± 11.19	
BR12-02-3	55-60	0.75	4.75	203.2	83.1	57.5	82.2	43.9	0.55	92.8	149.7 ± 11.98	132.6 ± 21.7
BR12-02-4		0.75	4.70	207.8	81.1	38.5	77.9	36.7	0.48	86.7	108.1 ± 8.65	
BR12-04-3	95-110	0.65	1.26	109.5	63.4	257.1	692.4	399.6	0.60	788.3	91.6 ± 7.33	103.8 ± 17.3
BR12-04-4		0.67	1.71	132.9	63.8	163.7	341.5	182.1	0.55	385.2	116.0 ± 9.28	
BR12-05B-1		0.74	4.73	222.4	77.1	157.3	308.7	226.5	0.75	363.1	107.1 ± 8.57	
BR12-05B-2	50-55	0.67	1.53	120.5	65.5	224.8	395.2	255.1	0.66	456.4	134.6 ± 10.77	119.8 ± 19.0
BR12-05B-3		0.69	2.21	144.5	69.6	210.4	366.1	138.6	0.39	399.4	137.6 ± 11.00	
BR12-05B-4		0.69	2.50	167.1	66.1	556.0	1356.7	450.8	0.34	1464.9	100.0 ± 7.99	
BR12-06-1		0.69	2.27	151.1	67.9	189.9	414.1	229.2	0.57	469.1	106.9 ± 8.55	
BR12-06-2	20-50	0.72	1.88	110.9	88.0	167.0	252.8	239.1	0.97	310.2	135.4 ± 10.83	117.4 ± 16.1
BR12-06-3		0.69	1.86	128.6	69.8	176.3	327.9	175.7	0.55	370.1	126.2 ± 10.09	
BR12-06-4		0.68	1.91	137.4	66.3	241.3	586.7	219.5	0.38	639.4	101.1 ± 8.08	
BR12-07-1	20-50	0.78	5.63	196.8	95.3	118.1	194.8	98.3	0.52	218.5	126.5 ± 10.12	246.0 ± 161.6

REORGANISATION TECTONIQUE AU NORD DE L'ALASKA AU CENOZOÏQUE

BR12-07-2		0.76	4.81	195.5	86.7	170.3	138.6	132.5	0.98	170.4	239.0 ± 19.12	
BR12-07-3		0.78	6.25	209.9	96.0	299.2	443.6	191.2	0.44	489.5	142.0 ± 11.36	
BR12-07-4		0.75	4.46	195.8	82.6	459.6	193.7	144.4	0.76	228.3	476.6 ± 38.13	
BR12-10-1		0.75	3.36	146.6	92.1	242.0	316.7	296.5	0.96	387.9	150.8 ± 12.07	
BR12-10-2	346-382	0.72	2.68	150.8	75.9	209.0	295.7	209.1	0.72	345.9	153.3 ± 12.27	156.1 ± 4.9
BR12-10-3		0.71	3.12	177.6	71.9	92.0	128.4	69.3	0.55	145.0	161.3 ± 12.90	
BR12-10-4		0.76	3.81	160.4	90.5	385.8	492.6	376.1	0.78	582.9	159.1 ± 12.73	
BR11-08-1	346-382	0.78	7.26	230.1	82.4	741.7	2022.3	504.2	0.25	2143.3	82.2 ± 6.6	
BR11-09-1	346-382	0.71	2.86	135.1	67.5	1073.9	1158.5	889.8	0.77	1372.1	201.9 ± 16.1	
BR11-12-3	> 485	0.69	2.18	131.3	59.8	35.5	137.9	27.7	0.20	144.5	65.5 ± 5.2	
BR12-13-1		0.78	5.35	179.1	101.6	51.6	88.0	55.7	0.65	101.4	118.4 ± 9.47	
BR12-13-2	358-372	0.72	2.62	150.1	75.1	181.3	385.9	62.6	0.17	400.9	114.4 ± 9.16	121.1 ± 5.8
BR12-13-3		0.73	3.35	171.7	77.4	55.5	90.6	78.2	0.88	109.3	127.5 ± 10.20	
BR12-13-4		0.70	2.65	159.3	71.4	141.5	253.9	170.8	0.69	294.9	124.0 ± 9.92	
BR12-22-1		0.66	1.81	146.7	60.4	85.6	377.4	70.0	0.19	394.2	60.0 ± 4.80	
BR12-22-2	358-393	0.73	2.81	143.5	82.7	36.6	163.2	46.9	0.29	174.5	52.3 ± 4.18	57.0 ± 4.1
BR12-22-3		0.69	2.23	149.4	67.8	105.4	453.9	80.3	0.18	473.2	58.7 ± 4.70	
BR12-26-1		0.68	2.23	156.7	65.1	128.2	1087.5	922.2	0.87	1308.9	26.5 ± 2.12	
BR12-26-2	346-358	0.71	2.39	140.6	75.5	33.5	156.6	48.2	0.31	168.2	51.1 ± 4.08	47.6 ± 19.6
BR12-26-3		0.67	1.60	118.3	69.0	105.0	352.9	352.0	1.02	437.4	65.2 ± 5.22	
<i>In situ samples</i>												
BR12-33-1		0.74	4.22	193.8	80.5	97.4	256.2	52.6	0.21	268.8	88.5 ± 7.08	99.7 ± 10.0
BR12-33-2	> 485	0.77	5.36	201.8	90.2	498.1	1067.7	340.9	0.33	1149.5	102.5 ± 8.20	

REORGANISATION TECTONIQUE AU NORD DE L'ALASKA AU CENOZOÏQUE

BR12-33-3		0.76	5.08	199.1	88.3	160.8	308.3	200.5	0.67	356.5	108.0 ± 8.63	
BR12-41-1		0.84	18.20	331.5	125.7	1005.5	2049.6	520.9	0.26	2174.6	100.2 ± 8.02	
BR12-41-2	90-110	0.83	14.97	306.0	119.2	941.9	2007.6	651.4	0.33	2163.9	95.6 ± 7.64	
BR12-41-3		0.73	4.35	227.7	72.2	1023.0	1992.4	564.4	0.29	2127.9	120.2 ± 9.62	104.4 ± 10.9
BR12-41-4		0.77	6.20	221.1	91.2	1211.3	2645.5	639.1	0.25	2798.9	101.5 ± 8.12	

Table 5 : RSCM temperatures results

Sample	Lithology	RA1 parameter mean	SD ¹	RA2 parameter mean	SD	Nb of spectra	T (°C) ± σ/\sqrt{n}
BR12-01B	Sandstone	0.58	0.019	1.39	0.109	9	256 ± 8.11
BR12-02	Sandstone	0.59	0.010	1.44	0.060	16	267 ± 3.17
BR12-05B	Sandstone	0.58	0.020	1.40	0.119	16	257 ± 6.36
BR12-08	Slates	0.53	0.034	1.14	0.164	22	192 ± 9.17
BR12-11B	Slates	0.59	0.007	1.43	0.042	18	266 ± 2.10
BR12-12	Sandstone	0.58	0.012	1.38	0.065	16	244 ± 3.68
BR12-13B	Slates	0.61	0.017	1.60	0.101	20	291 ± 4.38
BR12-25	Slates	0.63	0.018	1.69	0.127	21	314 ± 5.11
BR12-26	Slates	0.62	0.010	1.66	0.073	20	310 ± 2.92
BR12-27	Slates	0.63	0.006	1.74	0.046	22	324 ± 1.65
BR12-29	Slates	0.63	0.011	1.69	0.082	19	315 ± 3.31

Table 6 : Thermal modeling parameters***Thermal and geometric properties***

Crust density	2700 kg/m ³
Mantle density	3200 kg/m ³
Thermal diffusivity	32 km ² /Ma
Heat production	0.5 °C/Ma
Thickness of the model	30 km
Effective Elastic Thickness	52 km
Surface temperature	0 °C
Base of the model temperature	600 °C
Atmospheric lapse rate	4 °C/km

Fault parameters *

Fault name	Onset of exhumation (Ma)	End of exhumation (Ma)	Exhumation rate (km/Ma)
Atigun fault	105	t1	v1a
	t1	40	v1b
Frontal fault	75	t2	v2a
	t2	25	v2b
Doonerak duplex fault	105	t3	v3a
	t3	35	v3b
	35	0	v3c

Table 7 : Summary of *Pecube* modeling results¹

Fault name	Onset of exhumation (Ma)	End of exhumation (Ma)	Exhumation rate (km/Ma)	Vertical exhumation rate (km/Ma)	Amount of erosion (km)
Atigun fault	105	52*	3.79*	0.85*	51*
	52*	40	0.92 (+1.5/-0.9)	0.21	2.5
Frontal fault	75	44.6*	2.53*	0.57*	17*
	44.6*	25	1.24 (+2.6/-1.2)	0.28	5.5
Doonerak duplex	105	79 (+15.2/-17.9)	0.43*	0.34*	8.8*
	79 (+15.2/-17.9)	35	0.09*	0.07*	3.1*
	35	0	0.27 (1.3/-0.04)	0.21	7.5

REORGANISATION TECTONIQUE AU NORD DE L'ALASKA AU
CENOZOÏQUE

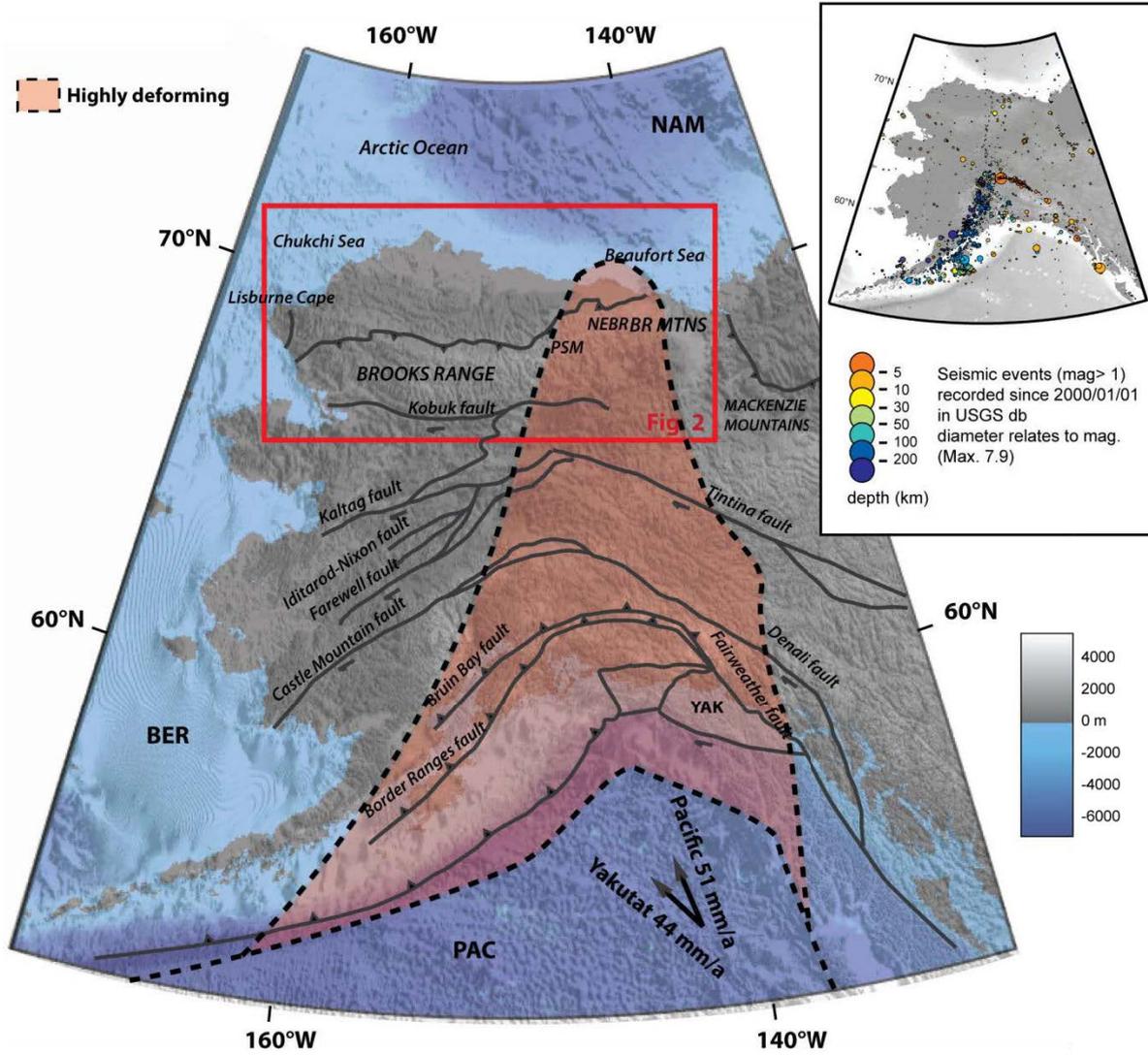


Figure 1

REORGANISATION TECTONIQUE AU NORD DE L'ALASKA AU
CENOZOÏQUE

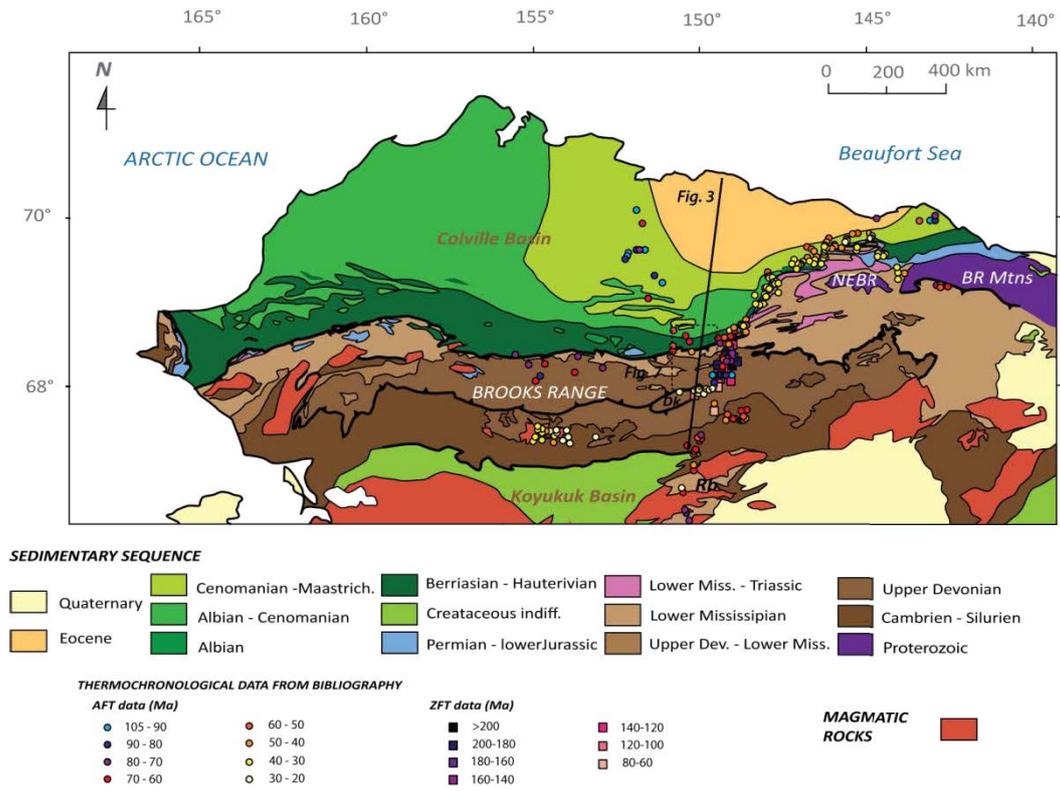


Figure 2

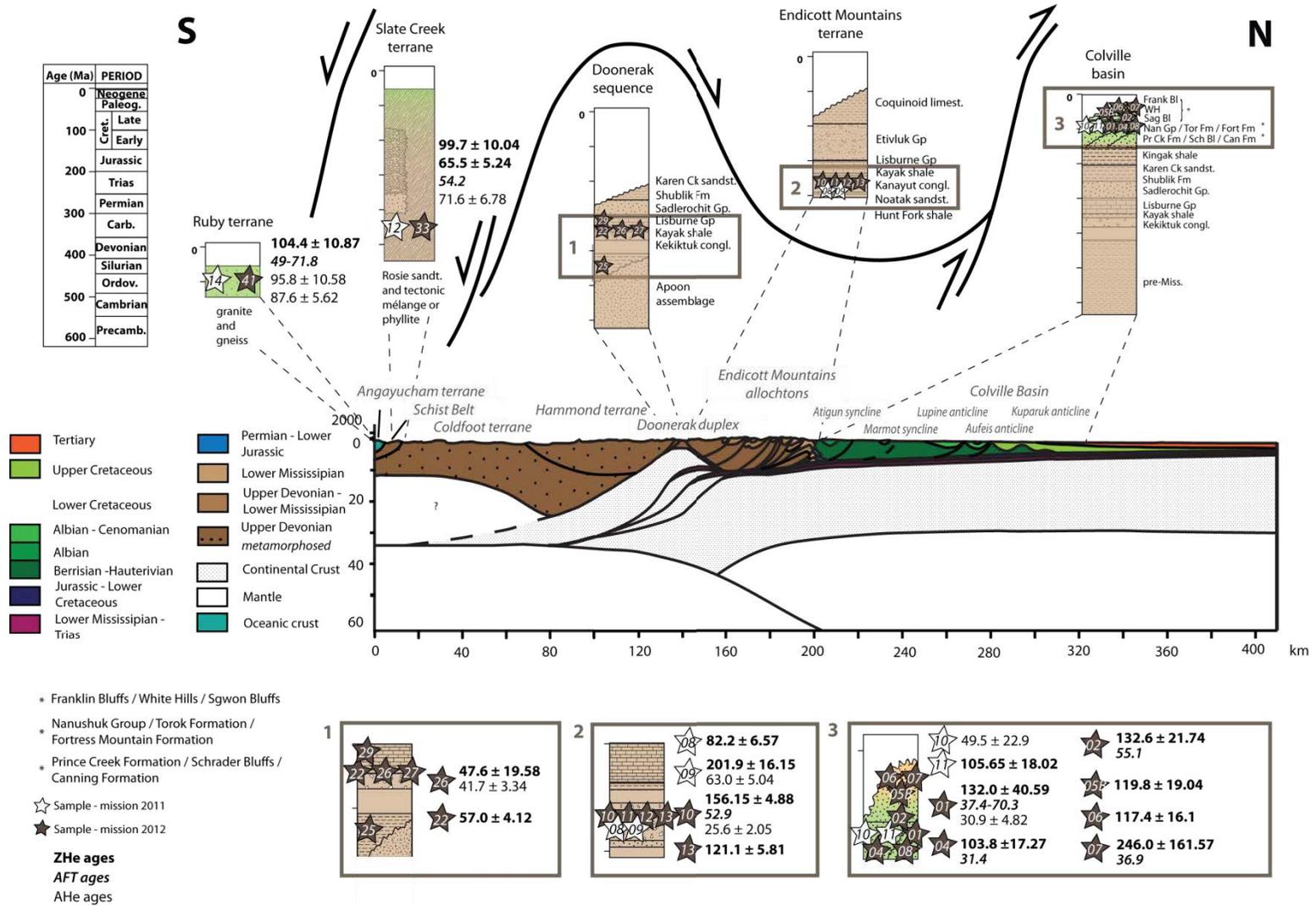


Figure 3

REORGANISATION TECTONIQUE AU NORD DE L'ALASKA AU
CENOZOÏQUE

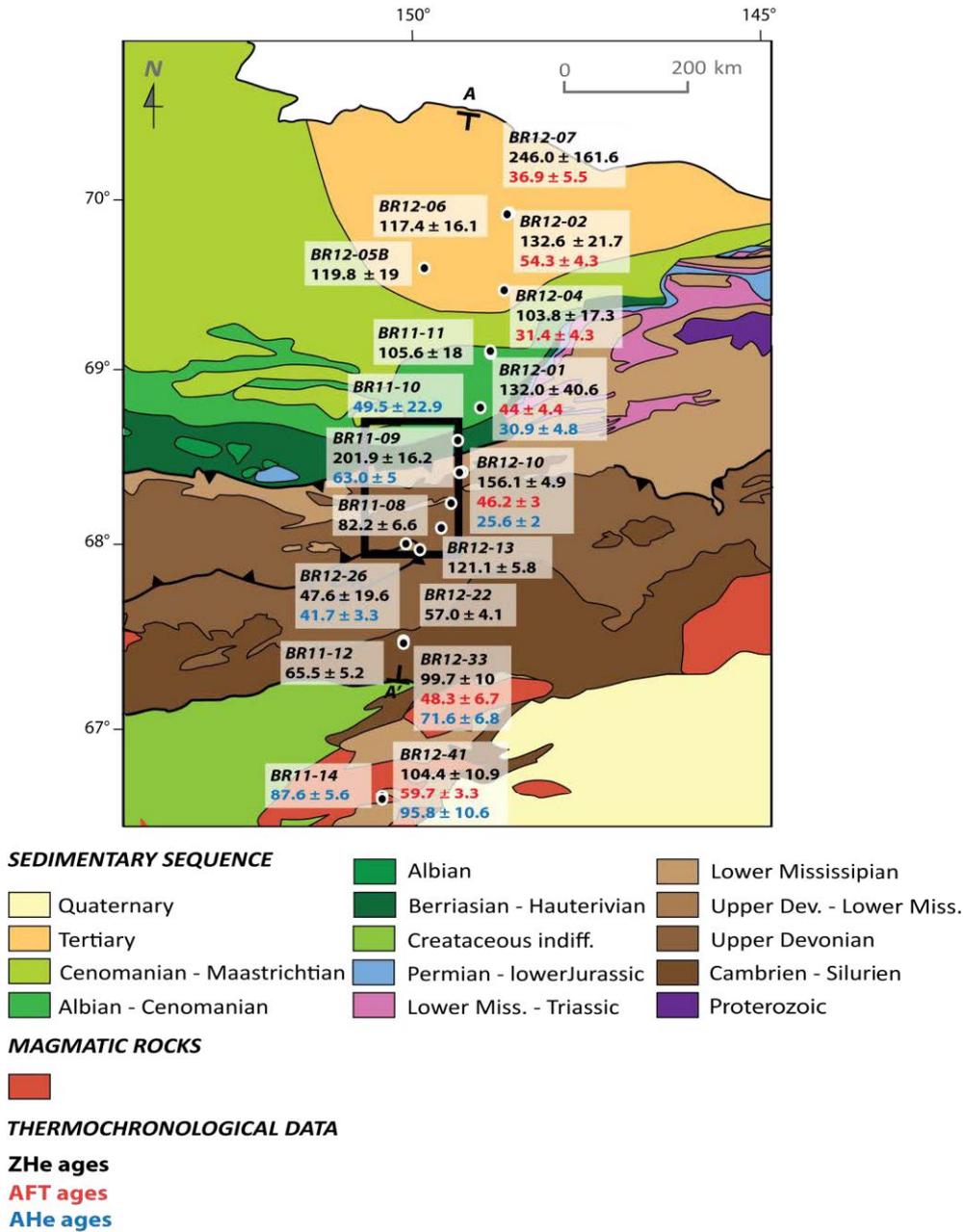


Figure 4

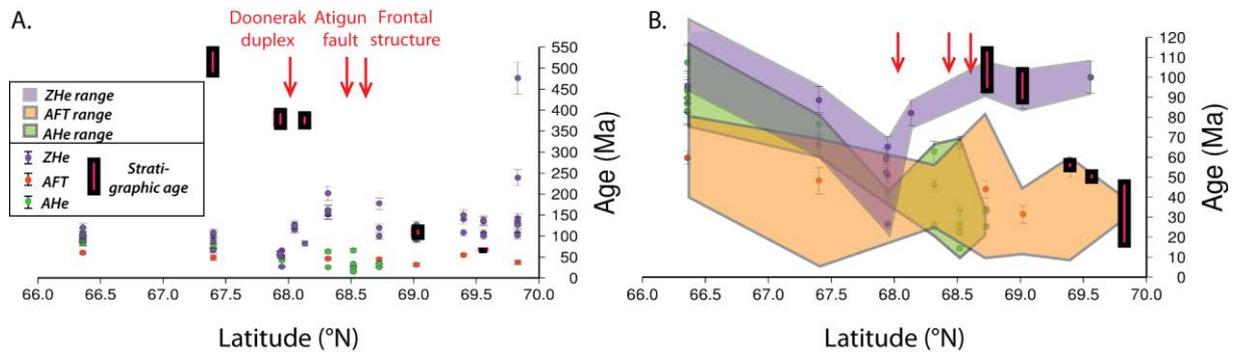


Figure 5

**REORGANISATION TECTONIQUE AU NORD DE L'ALASKA AU
CENOZOÏQUE**

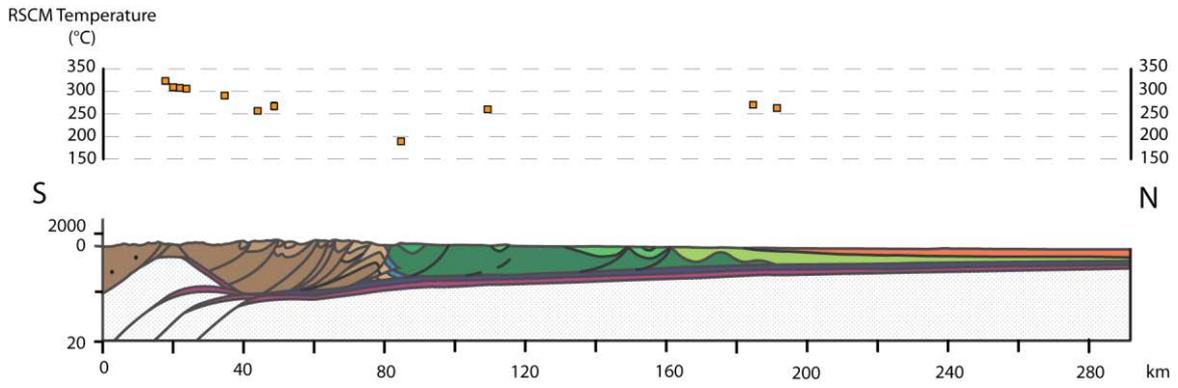


Figure 6

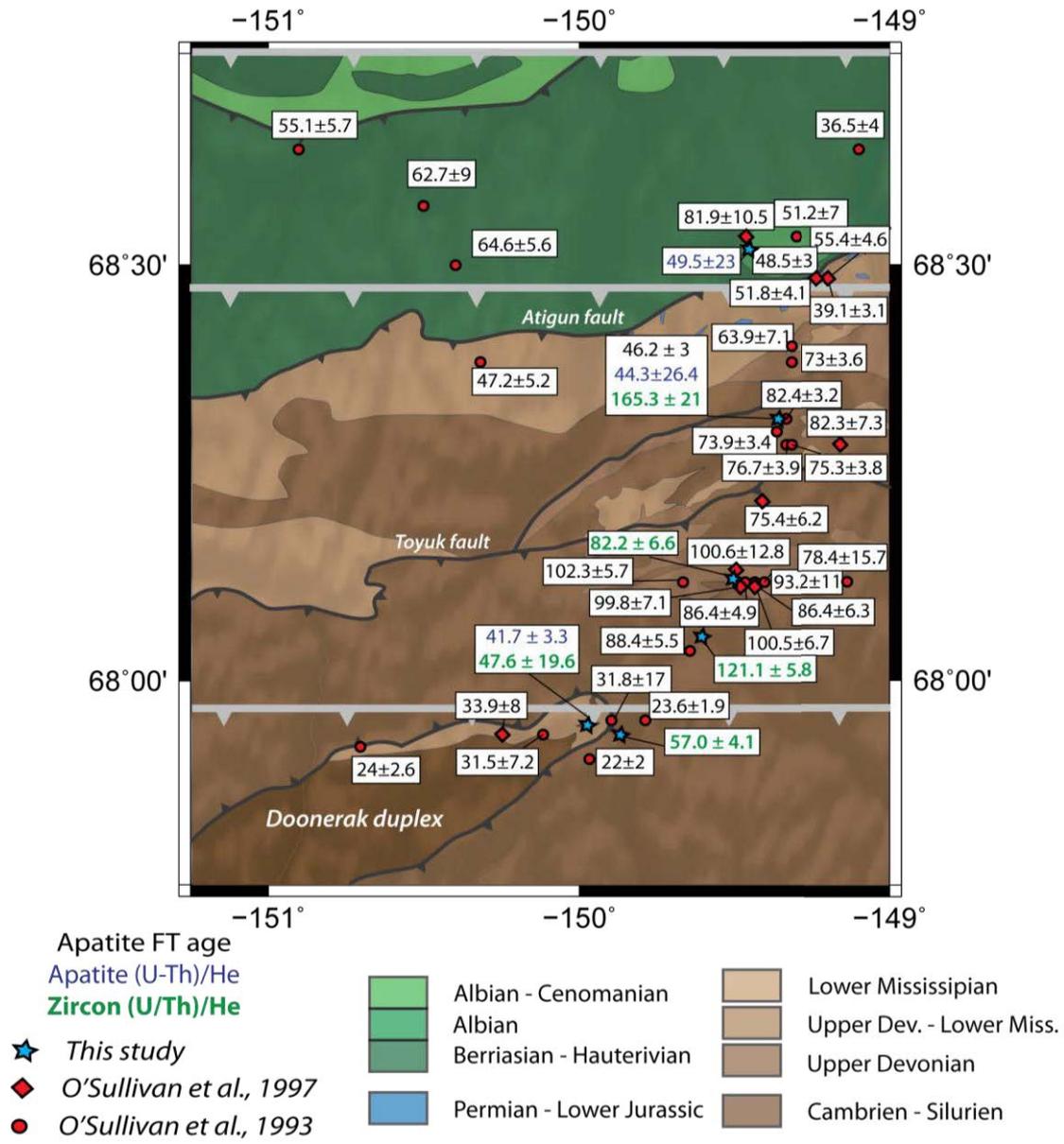


Figure 7

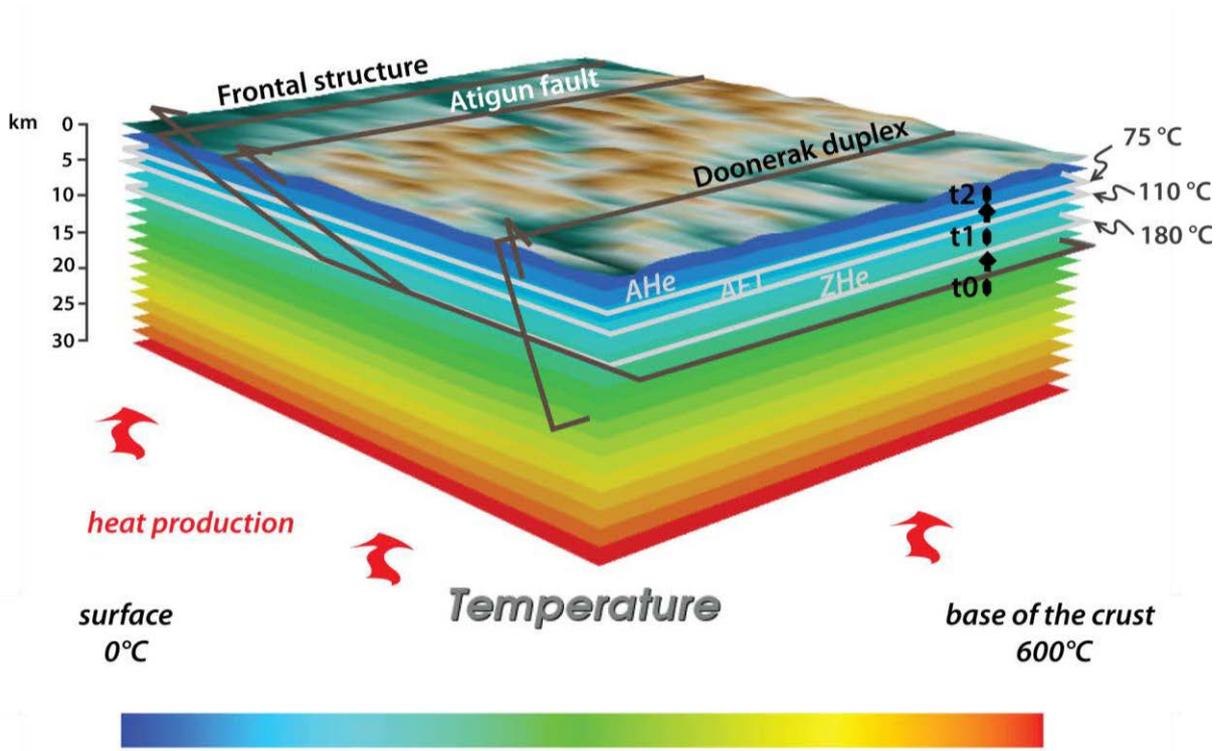


Figure 8

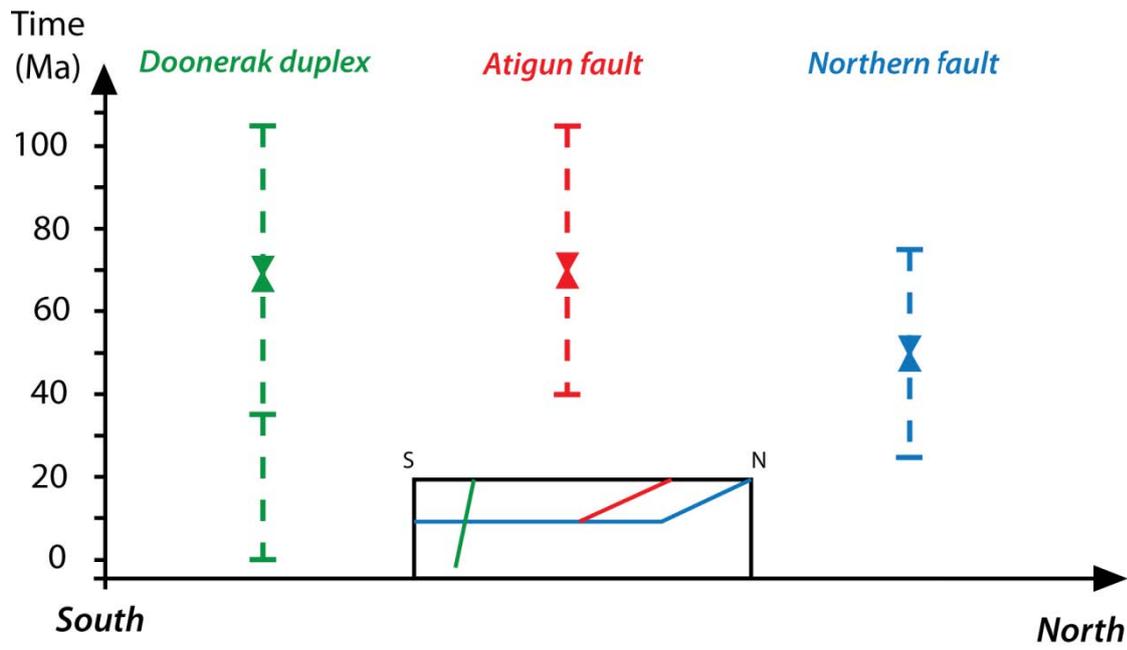


Figure 9

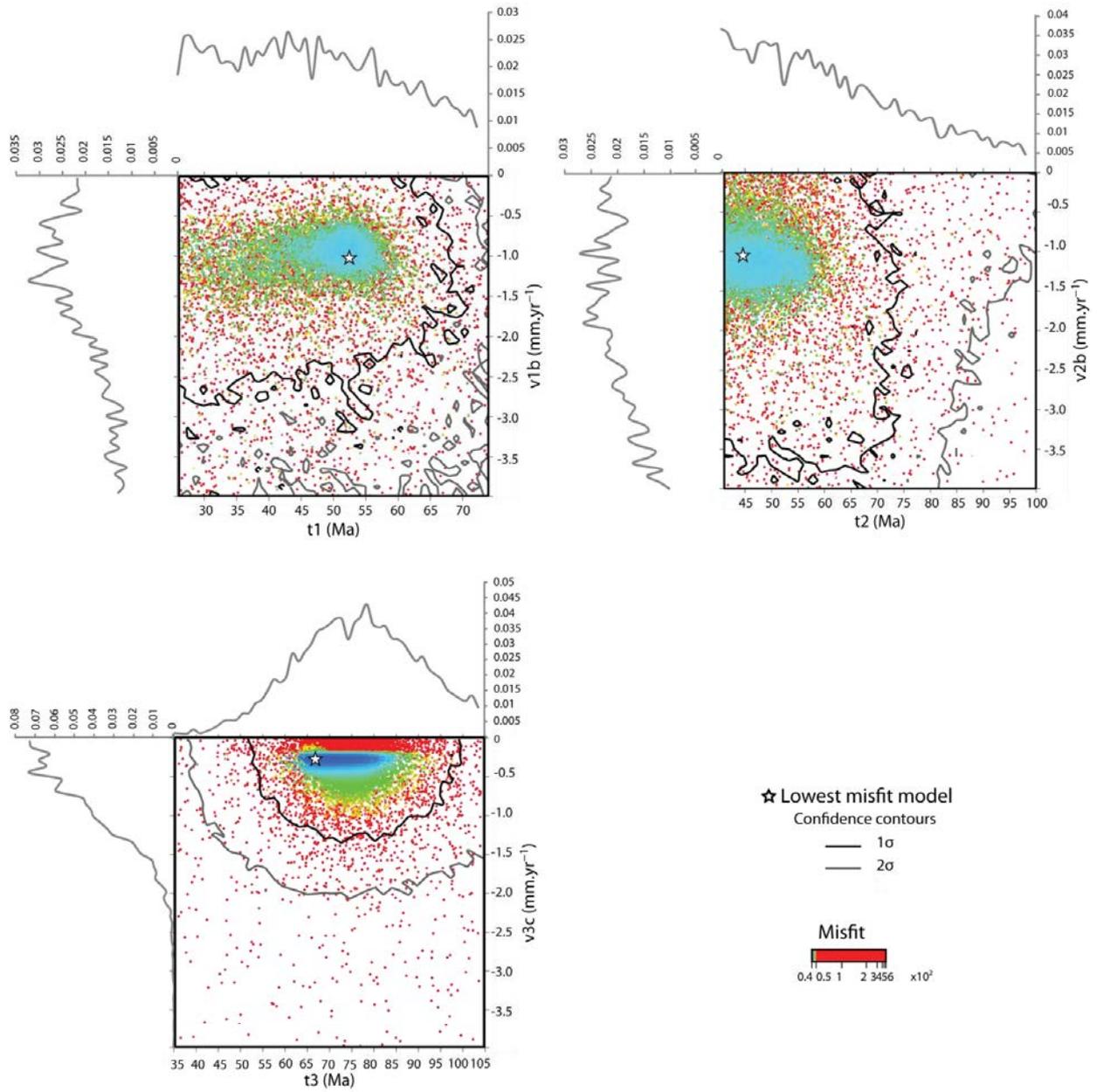


Figure 10

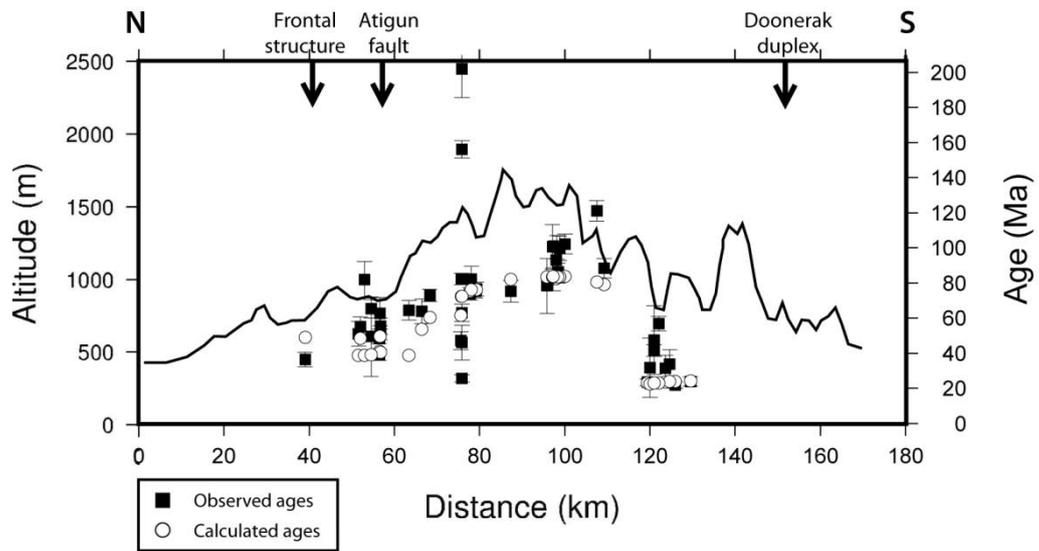


Figure 11

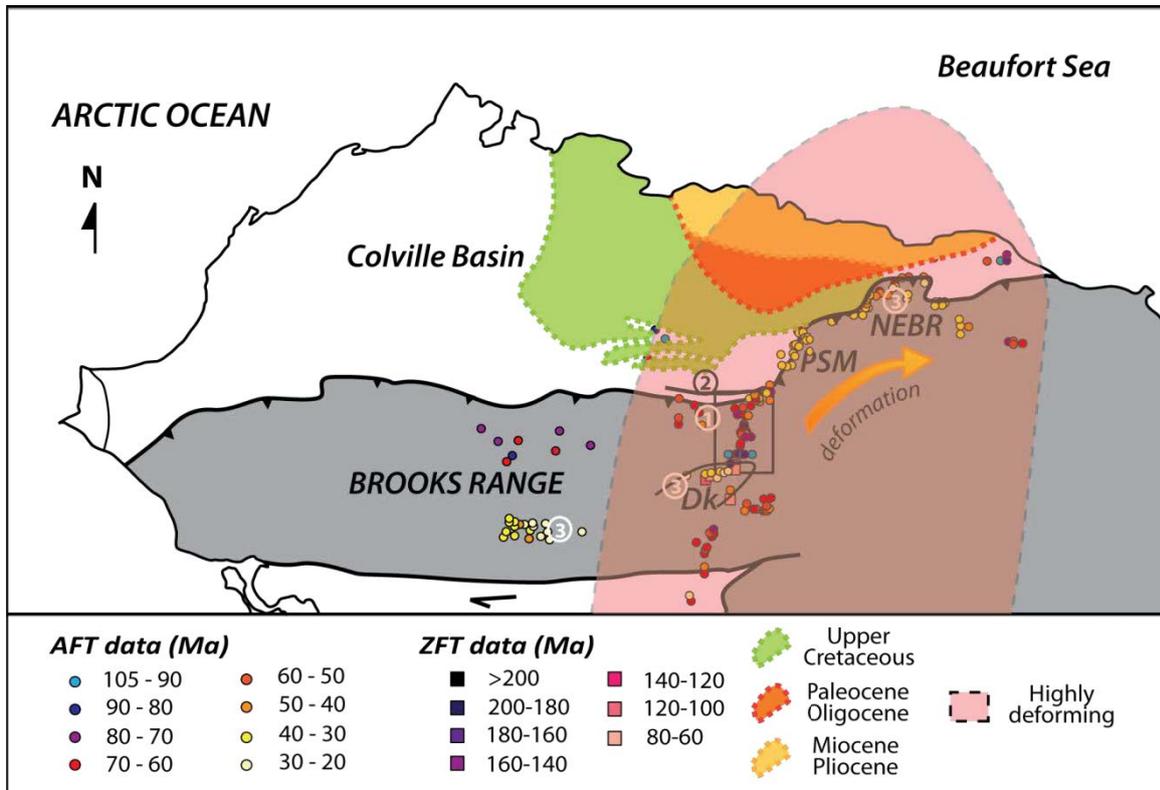


Figure 12

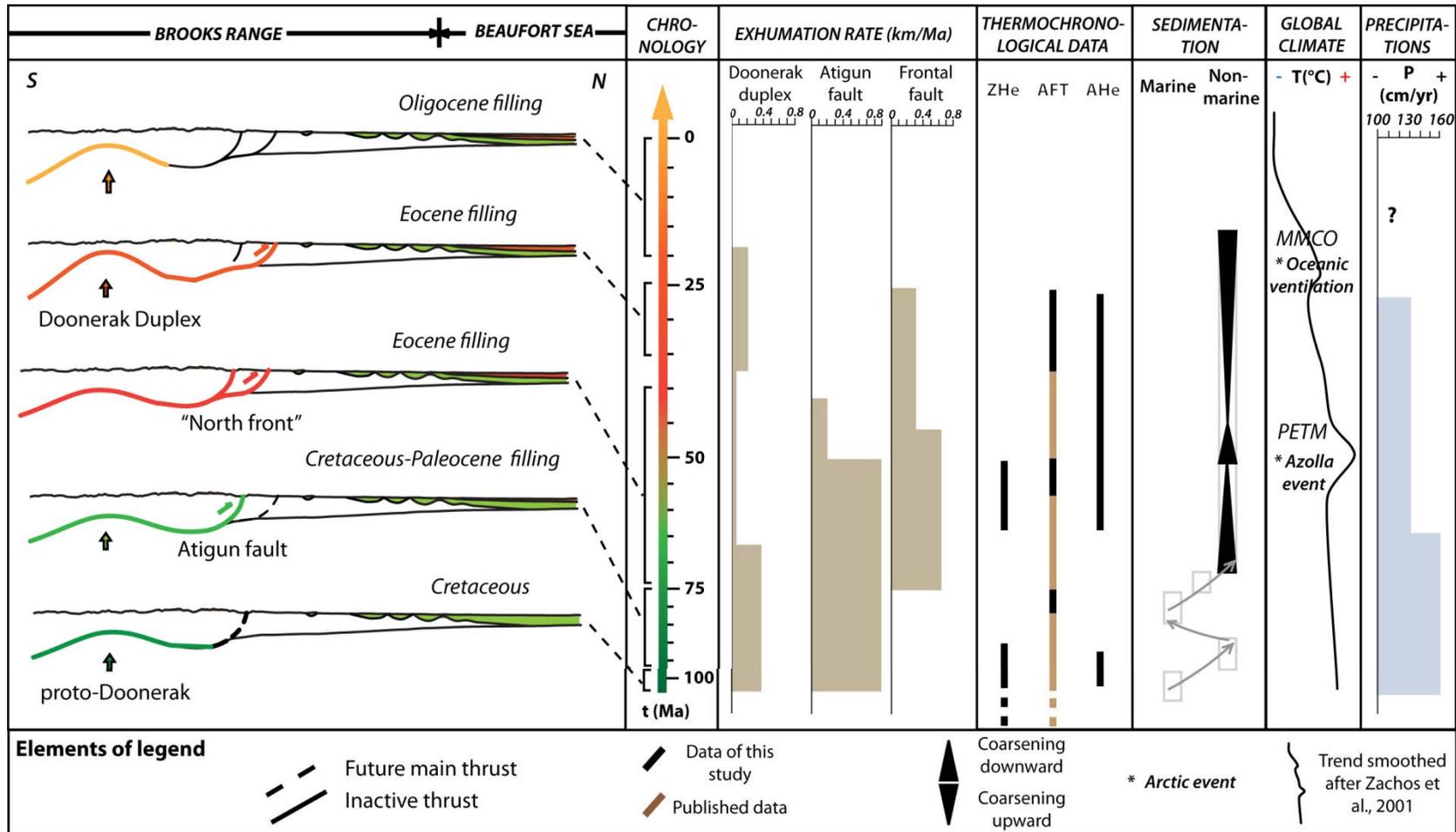


Figure 13

DATA REPOSITORY

Sample	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Elevation (m)	Central Age (Ma)	Age error (Ma)	TL (μ m)	Error TL(μ m)	SD
91POS93A	68.63	149.10	976	36.5	4.0	13.32	0.16	1.64
91POS94A	68.53	149.30	884	51.2	7.0	14.49	0.18	1.17
91POS82A	68.38	150.32	945	47.2	5.2	14.44	0.19	0.76
91POS83A	68.57	150.50	915	62.7	9.0	13.94	0.10	1.01
91POS87A	68.63	150.90	489	55.1	5.7	14.18	0.11	1.15
91POS88A	68.50	150.40	793	64.6	5.6	12.12	0.22	2.16
90TM519A	68.12	149.67	1860	102.3	5.7	14.01	0.12	1.22
90TM525A	68.12	149.47	1402	86.4	4.9	13.90	0.16	1.64
90TM533A	68.12	149.43	1220	100.5	6.7	13.93	0.16	0.93
90TM645B	68.32	149.34	933	82.4	3.2	13.83	0.12	1.26
90TM646A	68.12	149.40	1646	93.2	11.0	14.07	0.26	0.88
90TM648A	68.29	149.32	1585	75.3	3.8	13.78	0.12	1.21
90TM649A	68.28	149.34	1220	76.7	3.9	13.34	0.12	1.25
90TM650A	68.12	149.13	823	78.4	15.7	13.27	0.33	1.19
90POS23A	68.40	149.32	854	63.9	7.1	13.21	0.31	0.54
90POS24A	68.38	149.32	854	73.0	3.6	12.10	0.31	2.24
90POS25A	68.30	149.37	915	73.9	3.4	12.20	0.25	1.76
90POS28A	68.03	149.65	1220	88.4	5.5	14.05	0.18	0.85
90POS29A	67.95	149.78	673	23.6	1.9	11.58	0.25	2.26
TM299A	67.90	149.97	1200	22.0	2.0	13.63	0.12	1.25
TM492A	67.92	149.70	570	24.0	2.6	13.88	0.28	1.32
TM494A	67.93	150.12	1452	31.5	7.2	13.14	0.26	1.46
TM495A	67.95	149.90	768	31.8	17.0	14.65	0.17	0.50
90TM491A	67.93	150.25	882	33.9	8.0	14.15	0.18	0.63
89POS101A	68.12	149.48	1402	99.8	7.1	13.56	0.15	1.46
90POS27A	68.12	149.43	976	86.4	6.3	13.60	0.22	1.28
90TM545A	68.13	149.50	1920	100.6	12.8	14.69	0.18	1.06
90POS26A	68.22	149.42	976	75.4	6.2	12.34	0.75	2.37
90TM647A	68.28	149.17	1433	82.3	7.3	13.51	0.14	1.37
90POS22A	68.53	149.47	915	81.9	10.5	13.12	0.39	1.67
92AJM18A	68.48	149.20	960	39.1	3.1	14.06	0.24	2.11
92AJM18B	68.48	149.20	823	48.5	3.0	14.48	0.14	1.11
92AJM19A	68.48	149.23	762	51.8	4.1	13.61	0.20	2.08
92AJM19B	68.48	149.23	792	55.4	4.6	14.18	0.31	1.91

Input AFT data used for the inverse modeling (from O'Sullivan, 1996; O'Sullivan et al., 1993 ; O'Sullivan et al., 1997).

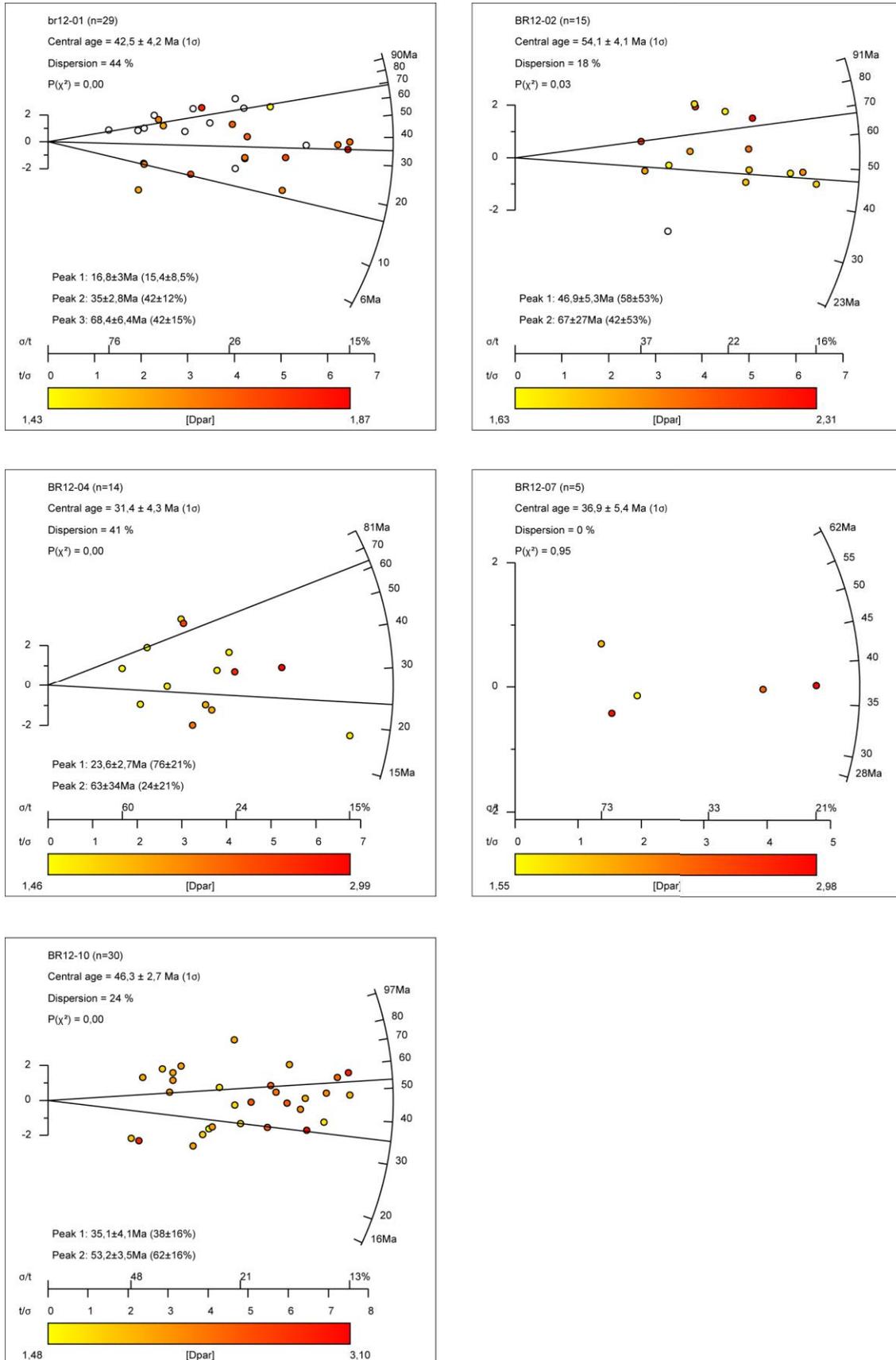


Figure 1 : AFT ages plots using Radial Plotter (Vermeesch, 2008). Dots color is associated to Dpar value. Lines represent peak ages.

REORGANISATION TECTONIQUE AU NORD DE L'ALASKA AU CENOZOÏQUE

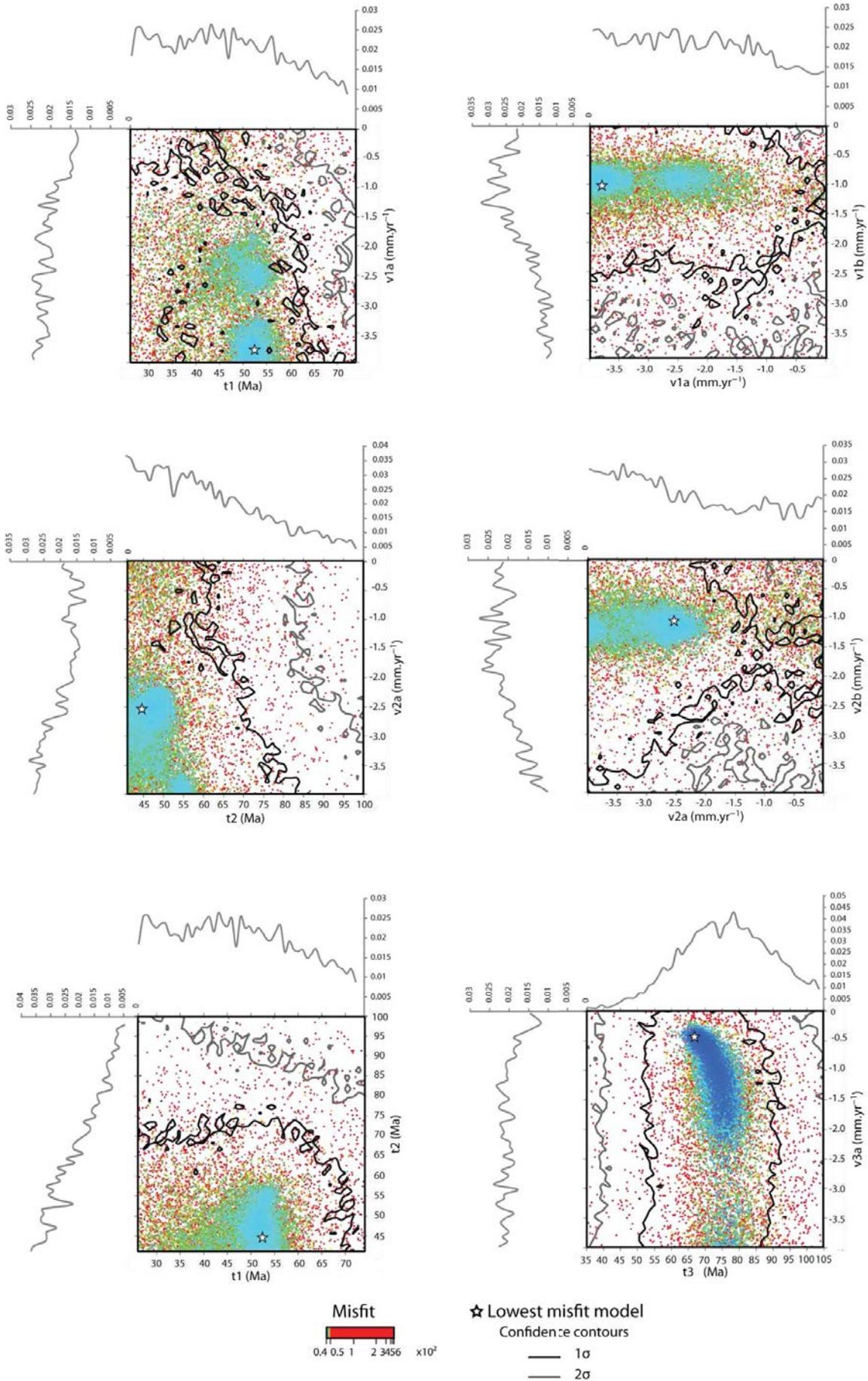


Figure 2 : Plot of parameters $t1/v1a$, $v1a/v1b$, $t2/v2a$, $v2a/v2b$, $t1/t2$, $t3/v3a$. Each dot represents a model tested in a run with a color associated to the misfit. The star stands the best fit model (*i.e* the model with the lowest misfit value). 1D and 2D posterior parameter probability was reported as probability-density function (PDFs) along each axis and probability envelopes on the scatter plots.

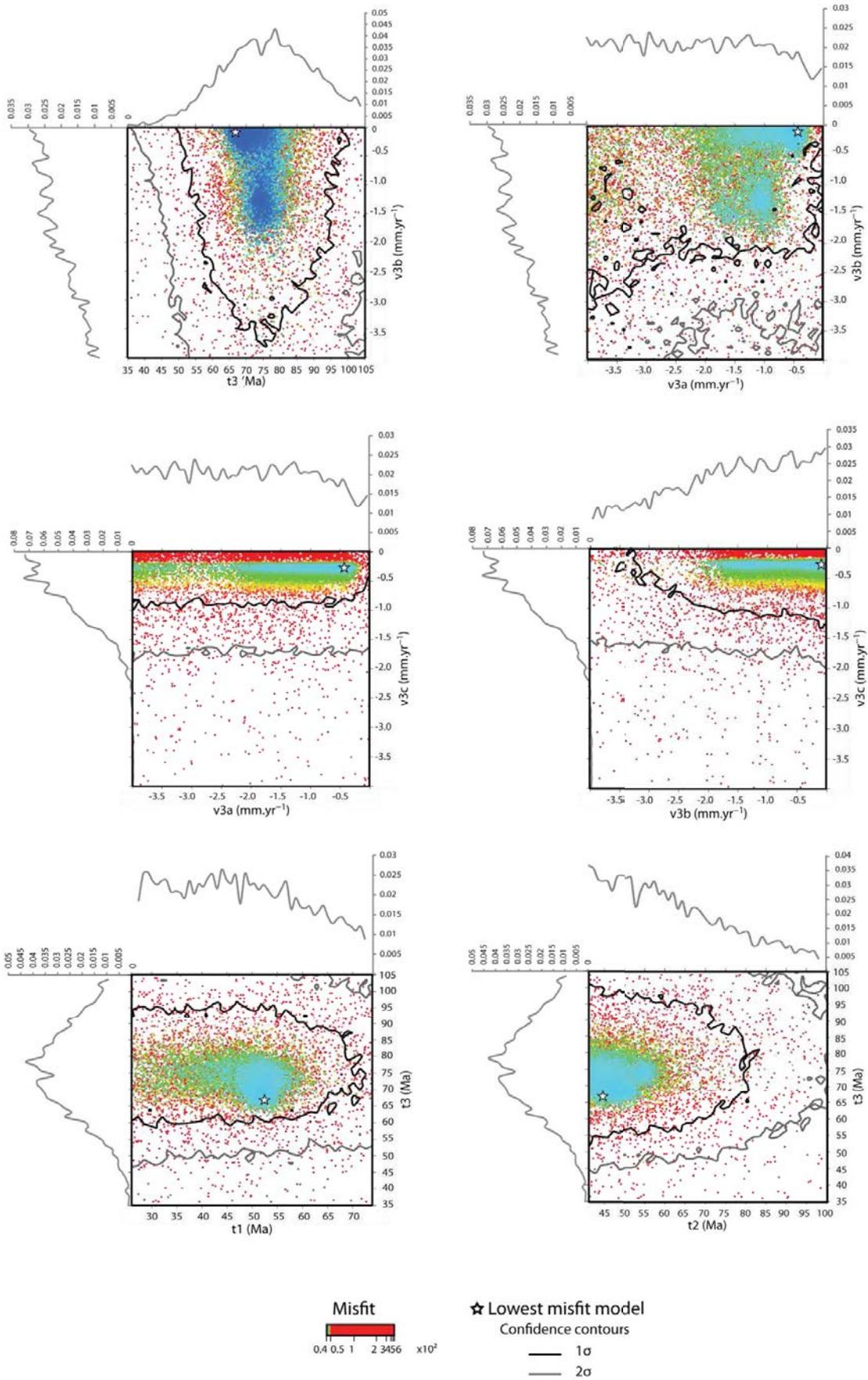


Figure 3 : Plot of parameters t_3/v_{3b} , v_{3a}/v_{3b} , v_{3a}/v_{3c} , v_{3b}/v_{3c} , t_1/t_3 and t_2/t_3 . Each dot

represents a model tested in a run with a color associated to the misfit. The star stands the best fit model (*i.e* the model with the lowest misfit value). 1D and 2D posterior parameter probability was reported as probability-density function (PDFs) along each axis and probability envelopes on the scatter plots.

Chapitre V

Etude thermique des British-Barn Mountains et du bassin du Yukon

Ce Chapitre présente le travail qui a été effectué dans les British et Barn Mountains ainsi que dans la plaine côtière du Yukon. La croissance orogénique de cette partie canadienne de la chaîne de Brooks est étudiée par les analyses thermochronologiques basse-température traces de fission et (U-Th)/He sur apatite et zircon. La thermicité de la chaîne et du bassin est également contrainte à l'aide de la thermométrie RSCM. Les données thermochronologiques ont été modélisées à l'aide du programme QTQt afin de mettre en évidence les épisodes de refroidissement ainsi que de quantifier les taux d'exhumation qui y sont associés. Ces données nous permettent de mettre en évidence un épisode majeur qui commence à 100 Ma dans la chaîne et est identifié à partir de 60 Ma dans le bassin et dans les échantillons de granites. Les taux associés à cet événement sont élevés (1 km/Ma). A partir de 50 Ma, l'exhumation se fait plus lente, et ce jusqu'à 20-10 Ma où un autre épisode important est identifié. Ces résultats ont été discutés en fonction du contexte géodynamique et climatique de la zone Arctique.

1. Introduction

Un des objectifs de ce travail a été d'étudier la chaîne des British Mountains dans le Yukon (Canada) qui constituent le prolongement vers l'Est de la chaîne des Brooks Range examinée dans le Chapitre précédent. Si la séquence de déformation des Brooks Range a longuement été discutée dans le Chapitre IV (IV.6.4) à partir de données thermochronologiques, thermométriques RSCM et de modélisation thermique, la séquence n'est pas connue le long de segment Est, dans les chaînes des British et Barn Mountains. Cette séquence est nécessaire pour comprendre le rôle de cette chaîne dans le contexte géodynamique de l'Arctique entre le bassin alaskien et la subduction au Sud de l'Alaska.

Les seules données thermochronologiques obtenues dans la partie canadienne de la chaîne ont fait l'objet d'une seule publication, et uniquement des âges AFT ont été acquis (O'Sullivan and Lane, 1997), dans des roches sédimentaires et granitiques. Ces âges ont mis en évidence un âge de refroidissement Paléocène mais ces données n'ont pas été intégrées à une l'histoire de la déformation à plus grande échelle. L'objectif de ce travail a été de collecter un maximum d'échantillons dans les zones déjà étudiées et surtout dans les zones où aucun âge n'était disponible. Plusieurs zones ont été ciblées, incluant les chaînes et le bassin Méso-Cénozoïque. Les granites ont également été échantillonnés. Plusieurs thermochronomètres, dont les traces de fission sur apatites et zircons et les analyses (U-Th)/He sur apatites et zircons, ont été utilisés afin de contraindre au maximum la reconstruction de l'histoire thermique de la région. Ces données sont complétées par des données thermométriques RSCM (Beysac et al., 2002, 2003) qui donnent une indication sur les températures maximales enregistrées par les roches. Ces données thermochronologiques ont été utilisées dans des modèles thermiques (QTQt ; Gallagher, 2003, 2012) afin de contraindre les chemins temps-températures empruntés par les roches.

2. Contexte géologique et géodynamique

2.1. Evolution géodynamique et structures tectoniques

Les British et Barn Mountains constituent la continuité au Canada de la chaîne des Brooks Range en Alaska. A l'instar des Brooks Range elle est le résultat de la convergence entre la

marge continentale alaskienne et des arcs volcaniques dont l'Arc de Koyukuk (voir Chapitre II, Figure II.15). Cependant la cinématique et de le calendrier tectonique associé à la croissance de la topographie de cette partie de la chaîne sont mal connus. La région des British Mountains, des Barn Mountains et leurs bassins adjacents ont été affectés par des épisodes de compression qui se sont étalés du Crétacé supérieur au Cénozoïque (Dixon, 1992) et qui correspondent à la phase de collision associée au Brooks Range et décrite dans les Chapitres précédents. Dans le Yukon (Canada) plusieurs discordances ont été mises en évidence entre le Paléocène moyen et jusqu'au Miocène supérieur, mais l'épisode de déformation le plus important est daté de l'Eocène moyen (Lane and Dietrich, 1995). Cependant, ces événements ne sont pas intégrés à l'échelle de l'orogène et ne tiennent pas compte de l'évolution plus ancienne et plus récente de la chaîne.

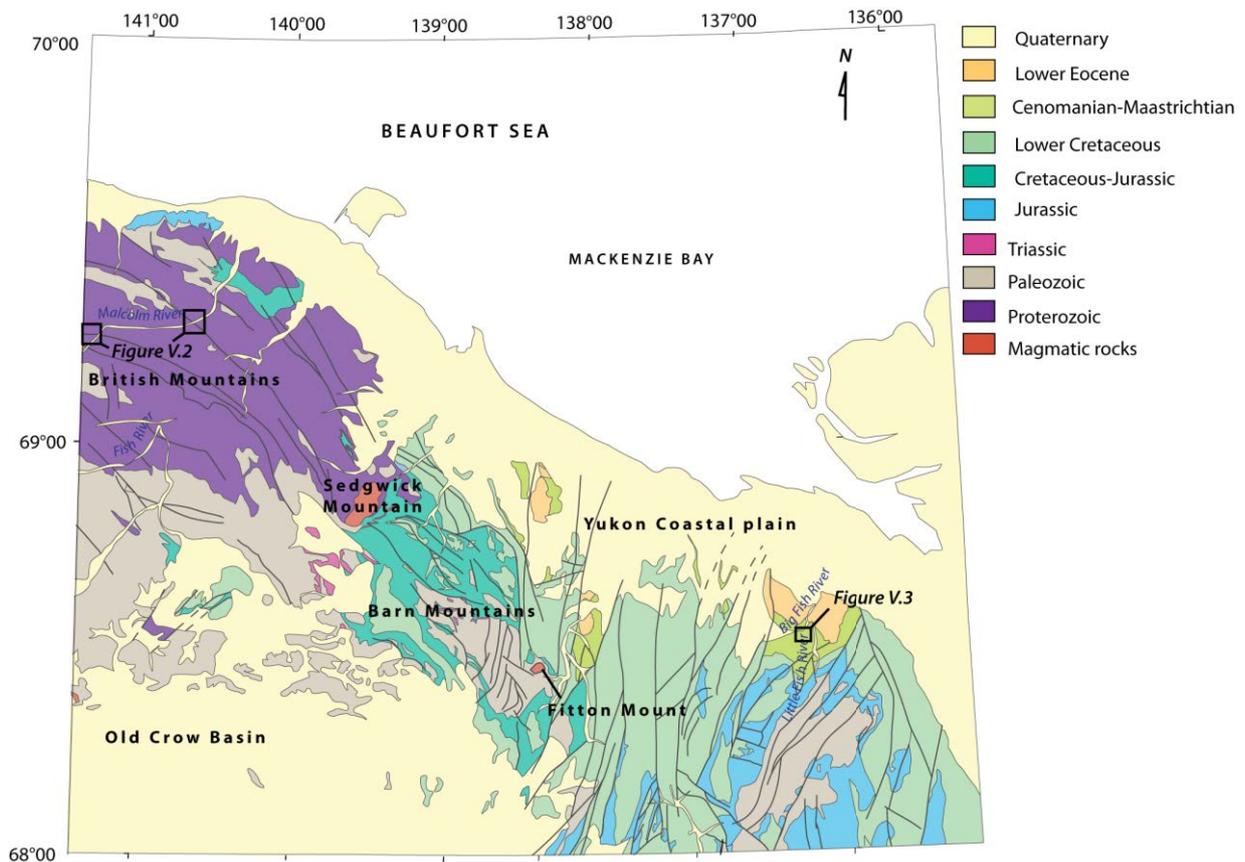


Figure V.1 : Carte géologique du nord du Yukon modifiée d'après la carte géologique du Yukon (GSC, 1986).

Notre zone d'étude est divisée en plusieurs ensembles tectoniques distincts: les British Mountains sur la partie Ouest du Yukon, les Barn Mountains, les Richardson Mountains dans la partie SE du Yukon et la plaine Côtière du Yukon (Figure V.1).

British Mountains

Les British Mountains sont une chaîne de haute latitude (supérieure à 69°N) et dont les altitudes sont assez faibles (maximum 2000 m). Cette chaîne est en grande partie composée de roches protérozoïques qui constituent la formation de Neruokpuk faite d'argilites et de grès, localement métamorphisée en phyllites et quartzites. Cet ensemble est recouvert par des argilites cambriennes (Young et al., 1976), des schistes et des conglomérats carbonifères (respectivement formations de Kekiktuk et de Kayak) ainsi que des calcaires carbonifères (formation de Lisburne), et des alternances schistes-grès permo-triasiques provenant de la formation de Shublik. Les sédiments triasiques, jurassiques et crétacés sont déposés en discordance (angulaire dans le cas des sédiments du Trias) sur les dépôts protérozoïques et paléozoïques. Se succèdent les formations de Shublik (Trias), de Kingak (Jurassique), un flysch (Crétacé inférieur - Albien) et la séquence de Fish River qui est l'équivalent des formations de Prince Creek et Schrader Bluff du Crétacé supérieur dans la partie NE de la chaîne de Brooks (cf Figure V.4).

Les British Mountains montrent à la surface une succession de chevauchements à pendage Sud. Ceux-ci sont arqués, leur direction passe de d'E/O à l'Ouest à NO/SE à l'Est. Les unités qui forment les British Mountains ont subi plusieurs phases de déformation et sont extrêmement plissées et faillées (cf Figure V.2). Cette chaîne est composée de roches protérozoïques de la formation de Neruokpuk qui constituent les zones internes bien qu'elles ne semblent pas affectées par une déformation syn-métamorphe notable. Les sédiments d'âge Mésozoïque situés au Nord forment les zones externes. Des séries sédimentaires d'âges divers recouvrent en discordance cet ensemble protérozoïque : des dépôts Crétacé qui affleurent dans un synclinal d'axe NO/SE au nord de la chaîne ; des dépôts Carbonifère et Permien observés par endroits au nord de la chaîne et recouvrant tous les dépôts protérozoïques au sud de la chaîne, dépôts qui sont également plissés et d'un axe également NO/SE ; des dépôts cambrien si l'on en croit ce qui est décrit dans la littérature (Young et al., 1976).

Les séries sédimentaires protérozoïques de Neruokpuk, mississippiennes de Endicott Group et pennsylvaniennes de Lisburne sont intrudées dans l'extrémité Est de la chaîne par le granite de Sedgwick, qui est décrit comme un granite porphyrique. Les datations successives

ont fourni un âge de 370 Ma en U/Pb sur zircon et 369 Ma en K/Ar (Mortensen et Bell, 1991).



Figure V.2 : Sédiments protérozoïques de la formation de Neruokpuk prélevés le long de la Malcolm River.

Barn Mountains

Les Barn Mountains sont dans la continuité Est de la chaîne des British Mountains et sont de plus basse altitude (au maximum 1000 m). Cette chaîne est composée de sédiments paléozoïques et mésozoïques. La partie paléozoïque est constituée de dépôts carbonatés et silicoclastiques. Des dépôts mésozoïques (Figure V.4) affleurent comme des schistes (formation de Kingak), des flyschs et des roches clastiques provenant de la séquence de Fish River (Young et al., 1976).

Les dépôts mésozoïques sont affectés par des chevauchements NO-SE qui sont dans la même direction que ceux observés dans les British Mountains et semblent être dans leur continuité. Des plis sont également observés dans ces mêmes dépôts. Les roches paléozoïques des Barn Mountains sont elles affectées par des failles décrochantes à composante normale de directions N/S.

La série jurassique-crétacée inférieure de Kingak de la chaîne des Barn Mountains sont intrudées par des granites, dont le granite du Mont Fitton, qui a été estimé du même âge que le granite du Mont Sedgwick, c'est-à-dire d'âge Dévonien (Mortensen and Bell, 1991).

A l'Est du Mont Fitton sont identifiées plusieurs formations sédimentaires mésozoïques. On trouve notamment la formation de Husky qui est composée d'argiles et de grès fins. Elle est surmontée de la formation de Martin Creek (Berriasien, Crétacé inférieur) qui se compose

d'argiles et de grès. Viennent ensuite les argiles, les grès fins et les grès de la formation de Mount Goodenough (Barrémien, Crétacé inférieur). La dernière formation qu'on retrouve dans cette zone est celle de Rat River qui est composée de grès Barrémo-Aptien (Crétacé inférieur). L'ensemble des dépôts correspondant à ces formations sont marins. Ces dépôts sont affectés par de grands décrochements, de direction N-S dont le mouvement n'est pas connu.

Enfin au Nord de toutes les structures détaillées ci-dessus se situe la plaine Côtière du Yukon, constituée de sédiments du Cénomaniens au Maastrichtien, cénozoïques (Paléocène à Pléistocène) en grande partie recouverts par des dépôts du Quaternaire. Les unités éparées composées de séries du Crétacé-Tertiaire dans la plaine côtière correspondent à trois formations. La plus ancienne est d'âge Turonien. Elle est composée de schistes bitumineux et de niveaux de bentonites. Ces dépôts sont marins. Ces séries sont surmontées par la formation de Tent Island, d'âge Maastrichtien composée d'argiles, de grès et de conglomérats marins et fluviaux. Vient ensuite la formation de Moose Channel paléocène composée d'argiles et de grès, déposés dans un environnement deltaïque ou alluvial.

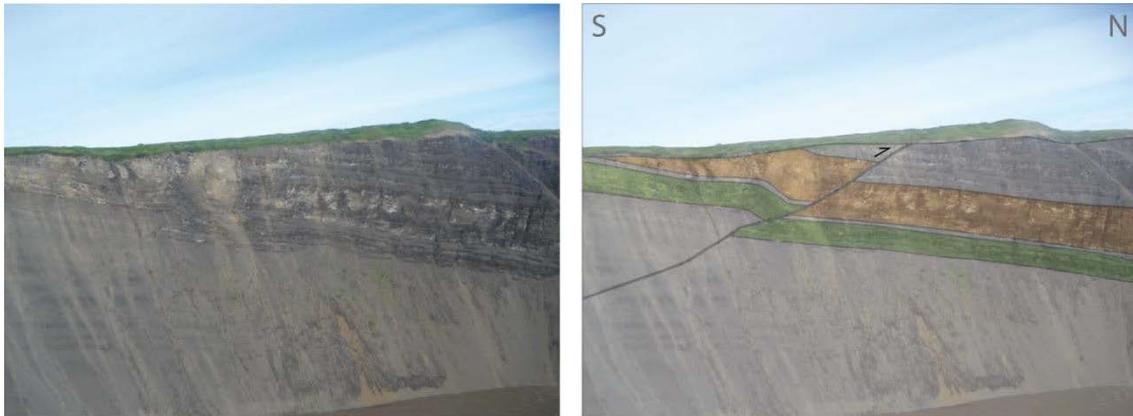


Figure V.3 : Grès du Crétacé-Paléocène observés le long de la rivière Big Fish, inclinés vers le Nord et affectés par un chevauchement à vergence Nord.

Les dépôts Crétacé supérieur-Cénozoïque ne sont pas affectés par les grands décrochements mentionnés précédemment affectant la couverture mésozoïque, mais sont en revanche affectés par des chevauchements à vergence Nord (Figure V.3) pour former la chaîne plissée externe.

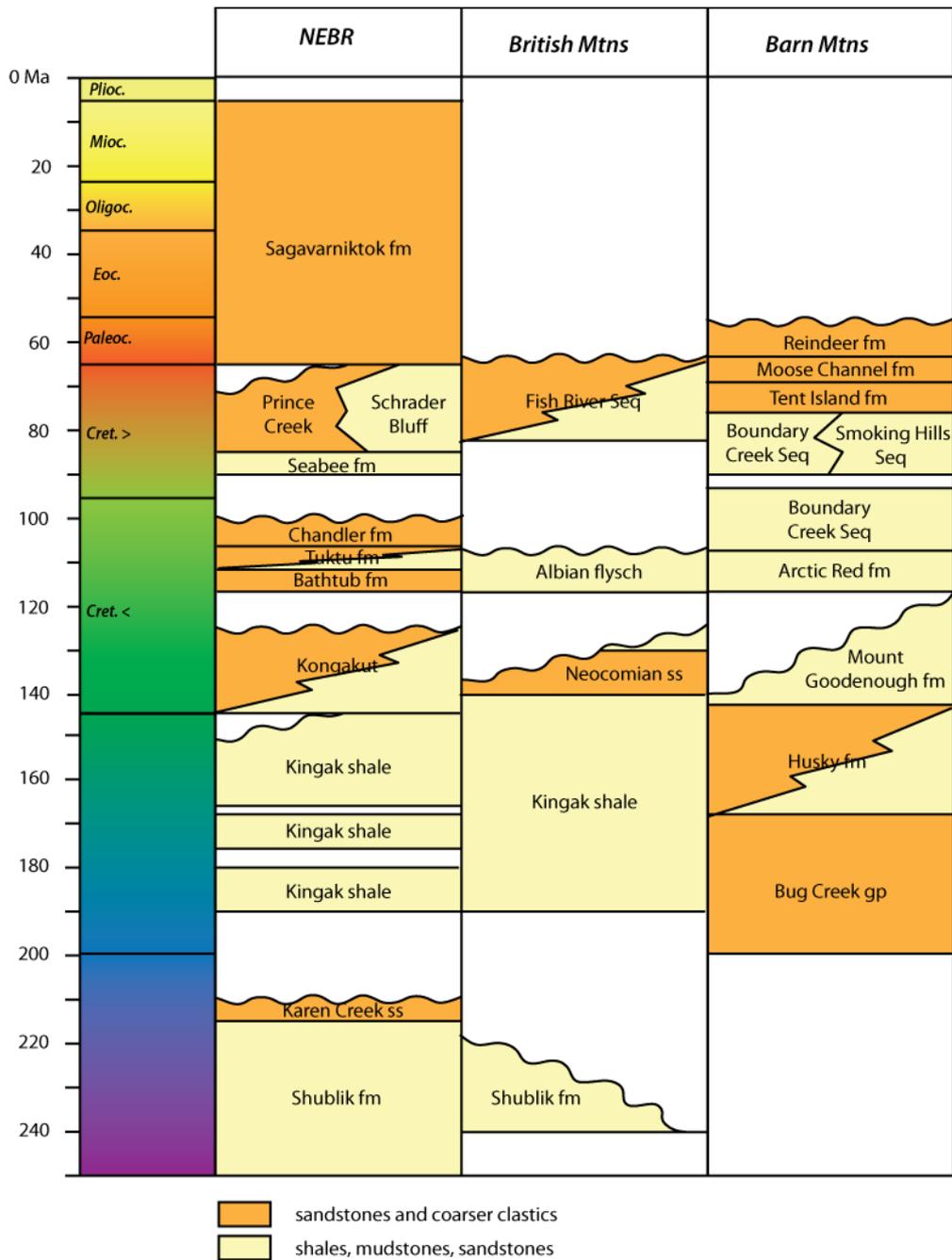


Figure V.4 : Colonnes stratigraphiques synthétiques présentant les principales formations d'âge mésozoïque et cénozoïque du Yukon (Dixon, 1992).

2.2. Données thermochronologiques basse-température existantes

Des analyses thermochronologiques basse-température, traces de fission sur apatites, ont été réalisées dans notre zone d'étude et publiées essentiellement dans un article (O'Sullivan and Lane, 1997). Les âges centraux déduits de ces analyses sont représentés sur la Figure V.5 et les données résumées dans le Tableau en Annexe 2.

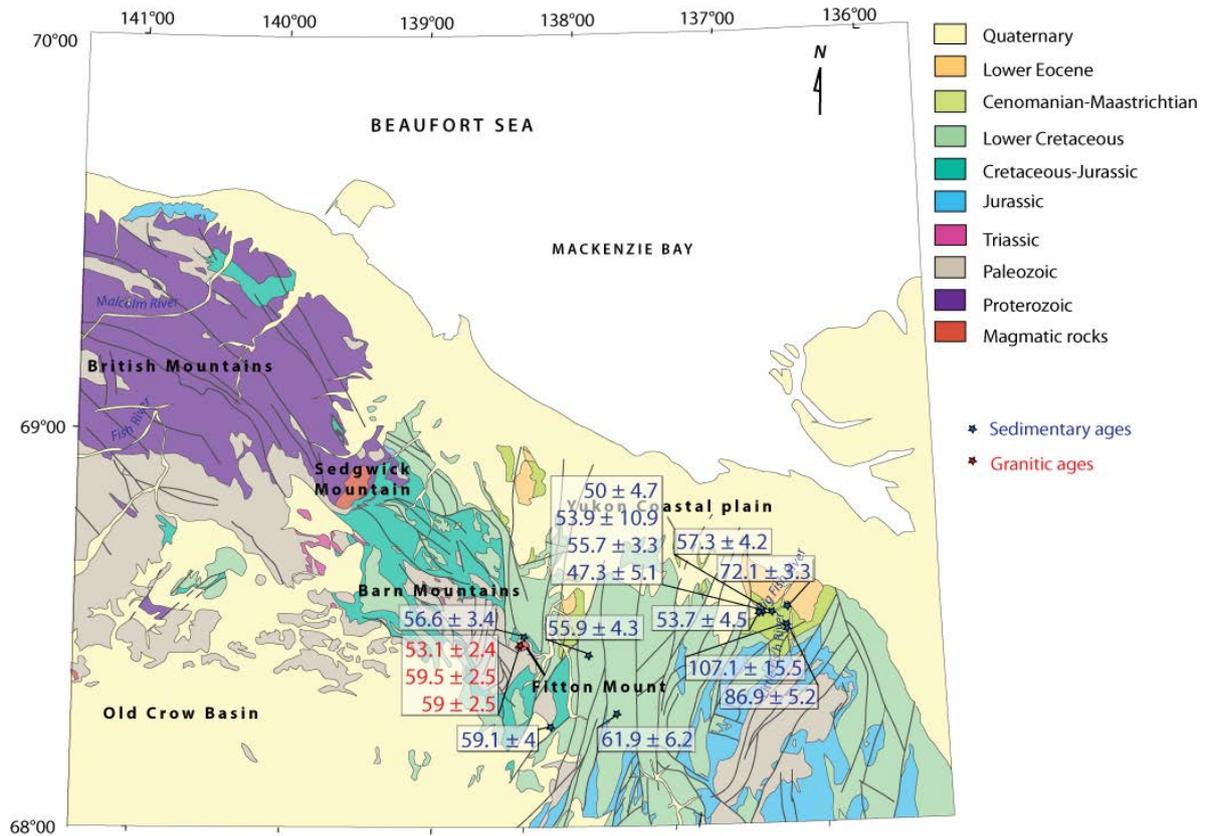


Figure V.5 : Ages traces de fission sur apatite issus d'analyse sur sédiments et roches magmatiques (*in-situ*) d'après O'Sullivan et Lane (1997).

Les échantillons prélevés sur le granite du Mont Fitton montrent des âges assez bien reproduits dont la valeur oscille entre 50 et 60 Ma. Les âges obtenus dans les sédiments d'âge mésozoïque et paléozoïque sont répartis principalement entre la Big Fish River (9 échantillons) et les Barn Mountains (7 échantillons).

Pour les échantillons collectés le long de la rivière Big Fish, les âges varient entre 47 et 57 Ma et sont très proches de ceux obtenus dans le pluton de Mount Fitton. Tous les échantillons donnent des âges centraux traces de fission plus jeunes que l'âge de dépôt. Ce résultat indique que les sédiments ont été remis à zéro et ont atteint des températures supérieures à 110°C. Ces âges indiquent bien un âge de refroidissement.

L'analyse des échantillons situés au niveau de la Little Fish River (88POS08A, 88POS09A et 99POS14A, à l'Est de la Big Fish River) montrent des âges qui sont eux tous plus vieux que l'âge stratigraphique ; ils ne sont donc par conséquent pas recuits et ont enregistré des températures inférieures à 110°C. Enfin les échantillons provenant des Barn Mountains donnent des âges équivalents qui sont semblables aux âges des échantillons granitiques (entre 50 et 64 Ma).

Les longueurs de traces révèlent un refroidissement plutôt rapide pour les granites avec des longueurs de traces moyennes entre 13 et 13.5 μm ainsi que pour les échantillons sédimentaires localisés dans les Barn Mountains. Les échantillons provenant de Big Fish River ont eux aussi des longueurs de traces assez grandes, entre 13 et 14 μm , hormis deux échantillons dont la longueur moyenne est de 12 μm (cf Tableau en Annexe 2).

Ces valeurs nous donnent des informations sur l'histoire temps-température des Barn Mountains et du bassin du Yukon : elles reflètent un épisode majeur de dénudation à l'Eocène inférieur (O'Sullivan and Lane, 1997). Ces données suggèrent que le gradient géothermique de la région était de 28°C/km avant l'épisode de refroidissement. Cependant un seul système thermochronométrique a été utilisé et il existe peu d'échantillons dans la base de données. La stratégie d'échantillonnage a donc été de prélever dans les zones encore non-échantillonnées comme la chaîne des British Mountains et d'utiliser dans les zones déjà étudiées différents systèmes thermochronométriques.

3. Thermochronologie BT et thermométrie RSCM

3.1. Thermochronologie Basse-Température

Pour obtenir une histoire thermique détaillée de la chaîne des British Mountains, qui sera comparée au modèle thermique proposé pour les Brooks Range nous avons utilisé une combinaison de quatre thermochronomètres : (U-Th)/He et les traces de fission sur apatite et zircon : AHe, ZHe, TFA et TFZ donc les températures de recuit sont mentionnées dans le Chapitre III.1.

Les échantillons ont été prélevés au cours d'une mission effectuée en 2013 à travers les British Mountains, en altitude dans la haute chaîne et dans les dépressions adjacentes au nord et à l'est de la chaîne. Parmi les 40 échantillons collectés (Figure V.6), 5 échantillons ont été prélevés dans des granites, et 35 échantillons dans des sédiments (Tableau V.1). Pour compléter l'histoire thermique l'analyse des températures RSCM a été réalisée à la fois dans la chaîne et dans le bassin.

3.1.1 Analyses traces de fission

Les échantillons ont été préparés dans le Laboratoire de Géodynamique (Geodynamik Laboratory) de Tübingen en Allemagne et analysés à l'ISTerre de Grenoble. J'ai réalisé la sélection des grains d'apatites et de zircons provenant d'échantillons de granites, de grès et de schistes par séparation magnétique et la séparation par liqueur dense a été réalisée au sein du laboratoire. J'ai ensuite monté les apatites sur epoxy (résine), les ai polies et attaquées à l'acide 5.5M HNO₃ pendant 20 secondes à 21 °C. J'ai monté les grains de zircons sur des plaques de téflon de quelques centimètres de côté et puis les ai polis et attaqués à un mélange KOH-NaOH à 228 °C, pendant plusieurs heures à plusieurs dizaines d'heures. J'ai ensuite fixé des morceaux de plaques de mica à faible teneur en uranium sur ces différents plots d'apatites et de zircons, micas qui ont ensuite été utilisés comme détecteur externe. Les plots et plaques de muscovite correspondantes ont été irradiées dans le FRM II Research Reactor à l'Université de Munich en Allemagne. Les échantillons ont été irradiés avec des standards Durango et Fish Canyon dont les âges sont connus. Après l'irradiation, les échantillons, les plaques de micas correspondants et les standards ont été attaqués à l'acide HF 48% pendant 18 minutes à 21 °C. J'ai ensuite compté tous les échantillons au grossissement x1250 en utilisant un microscope optique Olympus BH2 et une tablette de comptage FTStage 4.04 de Dumitru (1993). Les âges traces de fission ont été calculés en utilisant la méthode des Zetas et l'équation d'âges traces de fission standard de Hurford and Green (1983). Le test du χ^2 et la dispersion d'âges (Galbraith and Green, 1990; Galbraith and Laslett, 1993) ont également été utilisés afin d'estimer l'homogénéité des âges TFA et TFZ.

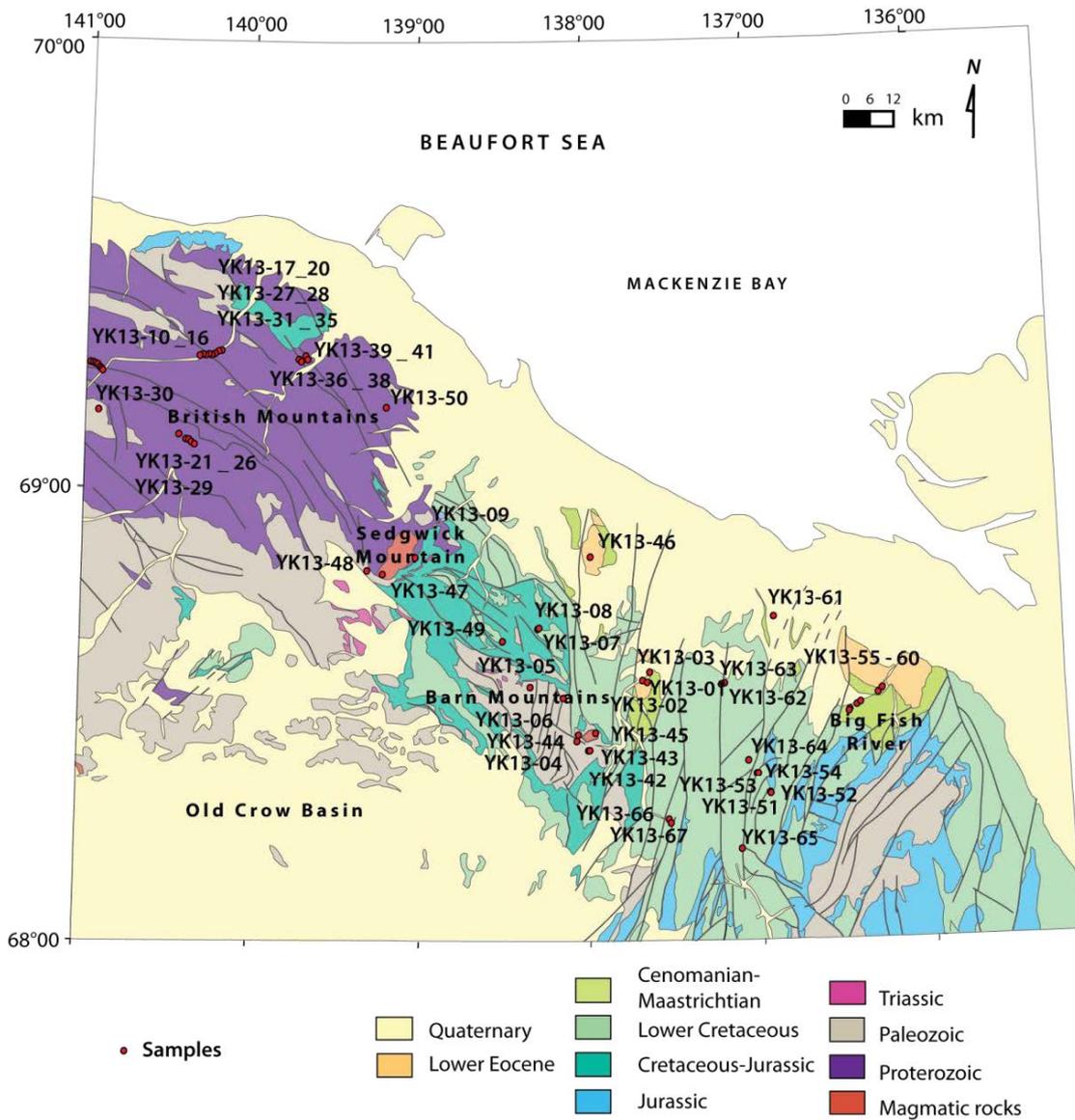


Figure V.6 : Carte de localisation des échantillons prélevés au cours de la mission de Juillet 2013.

3.1.2 Analyses (U-Th)/He

Pour les analyses Hélium sur apatites, des grains sans inclusions ou impuretés ou quelconques craquelures doivent être sélectionnés. Pour les analyses sur zircons, les plus beaux grains, c'est-à-dire d'une taille moyenne (90-100 μm de largeur) et entiers sans cassures dans la mesure du possible sont sélectionnés. J'ai effectué cette sélection au microscope optique et les mesures de taille des grains ont été notées pour les calculs de correction morphométrique liée à l'éjection de particules alpha (facteur FT) de Farley et al. (1996) et Farley (2000). J'ai ensuite déposé et enfermé les grains sélectionnés chacun dans un tube en Niobium pour le dégazage Hélium.

Les échantillons ont été analysés dans la ligne d'extraction Hélium de l'Université de Tübingen qui est équipée d'un laser de 960 nm de longueur d'onde. Les échantillons ont été chauffés pendant 5 minutes à 11 Ampères. Chaque grain a été ensuite chauffé une seconde fois pour s'assurer d'un complet dégazage lors du premier chauffage. Après dégazage, les apatites et les zircons ont été envoyés à l'ICP-MS afin d'obtenir les quantités d'U, Th et Sm contenues dans chaque grain. Cette étape a été réalisée par Konstanze Stübner du laboratoire de Tübingen.

L'erreur analytique liée à l'ICP-MS est assez faible (généralement inférieure à 2 %). En revanche, l'erreur liée à la reproductibilité des âges peut elle être bien plus grande et sera discutée pour chaque échantillon dans la suite de ce chapitre. L'erreur systématique attribuée à chaque analyse de grain a été fixée à 8 % de l'âge.

3.2. Thermométrie RSCM

Pour compléter les données concernant la thermicité de la chaîne et de son bassin, d'autres types de données peuvent être couplés aux informations de thermochronologie basse-température. La transformation de la matière organique peut notamment être utilisée comme un géothermomètre pour étudier l'évolution de la température. La Spectroscopie Raman sur du matériel carboné est basée sur la réorganisation de la matière organique contenue dans les roches lors de leur maturation et nous fournit la température maximale enregistrée par la roche.

Cette technique résout des températures allant de 150 à 650 °C (Beysac et al, 2002 ; Beysac et al., 2003, Lahfid, 2010). Dans cette étude, 24 échantillons de grès riches en matière organique, ont été utilisés pour déterminer les températures maximales vues par les roches au cours de leur cycle enfouissement-exhumation. Ce travail a été réalisé à l'IMPIC à Paris avec Olivier Beysac et Alberto Vitale-Brovarone et a requis l'utilisation d'un laser Renishaw InVia Reflex de 541 nm de longueur d'onde. Les résultats sont détaillés dans la partie suivante.

Sample	Lat (°N)	Lon (°W)	Altitude (m)	Lithology	Formation	Stratigraphic Age (Ma)	Methods
Sedimentary samples							
YK13-01	68.5744	137.6593	149	Sandstone	Moose Channel Fm	56-66	AHe / ZHe / ZFT / RSCM
YK13-02	68.5802	137.6849	192	Sandstone	Moose Channel Fm	56-66	AHe / ZHe / ZFT
YK13-03	68.5957	137.6384	144	Sandstone	Tent Island Fm	66-72	ZHe
YK13-04	68.4448	138.0712	464	Sandstone	-	433-458	ZHe
YK13-05	68.5645	138.3462	786	Sandstone	-	433-458	ZHe
YK13-07	68.6949	138.2965	458	Sandstone	Kingak Fm	100-200	RSCM
YK13-08	68.6949	138.2965	532	Sandstone	Kingak Fm	100-200	ZHe
YK13-09	68.8537	139.0190	626	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 485	ZHe / RSCM
YK13-10	69.2769	140.9800	1477	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	ZHe / ZFT / RSCM
YK13-11	69.2746	140.9652	1290	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	ZHe / ZFT
YK13-12	69.2757	140.9557	1130	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	AHe / ZHe / ZFT
YK13-13	69.2766	140.9436	1002	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	AHe / ZHe / ZFT
YK13-14	69.2718	140.9355	993	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	ZHe / ZFT
YK13-15	69.2705	140.9340	942	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	ZHe / ZFT
YK13-16	69.2682	140.9300	909	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	ZHe / ZFT / RSCM
YK13-17	69.3099	140.2004	380	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	RSCM
YK13-18	69.3051	140.2131	502	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	ZHe / ZFT / RSCM
YK13-19	69.3025	140.2288	434	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	ZHe / ZFT
YK13-20	69.2996	140.2421	417	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	ZHe / ZFT
YK13-21	69.1144	140.4043	964	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	RSCM
YK13-26	69.1008	140.3475	448	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	RSCM
YK13-27	69.3006	140.2601	507	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	AHe / ZHe / ZFT / RSCM
YK13-28	69.3018	140.2798	580	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	ZHe / RSCM
YK13-31	69.3017	140.2836	618	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	RSCM
YK13-32	69.3014	140.2937	623	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	RSCM
YK13-34	69.3005	140.3103	605	Dolomite	Neruokpuk Fm	> 541	RSCM
YK13-35	69.3000	140.3157	614	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	RSCM
YK13-36	69.2929	139.7208	490	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	RSCM
YK13-41	69.2943	139.6684	332	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	RSCM
YK13-43	68.4258	138.0083	341	Sandstone	Kingak Fm	66-145	AHe / AFT / ZHe / ZFT / RSCM

ETUDE THERMIQUE DES BRITISH-BARN MOUNTAINS ET DU BASSIN DU YUKON

YK13-46	68.8538	137.9739	264	Sandstone	Moose Channel Fm	56-66	AHe / ZHe / ZFT / RSCM
YK13-50	69.1872	139.1948	377	Sandstone	Neruokpuk Fm	> 541	RSCM
YK13-51	68.3256	136.9444	964	Sandstone	Martin House Fm	100-145	AHe / ZHe / ZFT
YK13-52	68.3256	136.9444	964	Sandstone	Martin House Fm	100-145	ZHe / ZFT
YK13-53	68.3675	137.0178	726	Sandstone	Rat River Fm	100-145	RSCM
YK13-55	68.5047	136.4603	227	Sandstone	Boundary Creek Fm	60-100	AHe / ZHe / ZFT
YK13-57	68.5153	136.3981	176	Sandstone	Boundary Creek Fm	60-100	ZHe
YK13-58	68.5	136.4603	227	Sandstone	Boundary Creek Fm	60-100	AHe / ZHe / ZFT
YK13-59	68.5403	136.2849	164	Sandstone	Tent Island Fm	66-72	AHe / ZHe / ZFT
YK13-60	68.5495	136.2699	157	Sandstone	Tent Island Fm	66-72	AHe / AFT / ZHe
YK13-61	68.7164	136.9009	82	Sandstone	Tent Island Fm	66-72	AHe/ZHe / RSCM
YK13-62	68.5672	137.2008	274	Sandstone	Albian Flysch	100-113	ZHe
YK13-63	68.5647	137.2165	306	Sandstone	Albian Flysch	100-113	AHe / RSCM
YK13-64	68.3965	137.0709	558	Sandstone	Albian Flysch	100-113	RSCM
YK13-65	68.1985	137.1123	913	Sandstone	Martin Creek Fm	135-145	ZHe
YK13-67	68.2592	137.5236	597	Sandstone	Mt Goodenough	126-131	ZHe
YKL135	68.6833	136.3564	40	Sandstone	Aklak Fm	52-66	AHe / AFT / ZHe
YKL136	68.6667	136.3531	51	Sandstone	Aklak Fm	52-66	ZHe
Granitic samples							
YK13-06	68.5403	138.1430	429	Granite	-	-	AHe /AFT /ZHe
YK13-42	68.4243	138.0078	342	Granite	Fitton Mt	-	AHe /AFT /ZHe
YK13-44	68.4598	138.0537	534	Granite	Fitton Mt	-	AHe / AFT / ZHe / ZFT
YK13-45	68.4637	137.9587	365	Granite	Fitton Mt	-	AHe / AFT / ZHe / ZFT
YK13-47	68.8179	139.2149	427	Granite	Sedgwick Mtn	-	AHe /AFT /ZHe

Tableau V.1 : Tableau récapitulatif des échantillons prélevés, leurs coordonnées géographiques, leur altitude, leur lithologie, leur formation et l'âge chronostratigraphique de celles-ci ainsi que le type d'analyses qui ont été effectuées pour chacun d'entre eux.

4. Résultats

4.1. Analyses thermochronologiques basse-température

Quatre systèmes thermochronologiques ont été utilisés dans cette étude : (U-Th)/He sur apatites (AHe), (U-Th)/He sur zircon (ZHe), traces de fission sur apatites (AFT) et traces de fission sur zircons (ZFT). Dans la partie qui suit sont présentés les résultats de chaque technique qui figurent également dans les Tableaux V.2, V.3, V.4 et V.5.

Dans la partie British Mountains, les échantillons ont été prélevés selon trois profils. Deux profils verticaux ont été échantillonnés, le long de la Malcolm River et de la Firth River. Ils correspondent respectivement à 7 échantillons chacun : YK13-21 à YK13-26 et YK13-29 pour le profil de la Firth River, et YK13-10 à YK13-16 et YK13-29 pour le profil de la Malcolm River. Le troisième profil est un profil horizontal échantillonné le long de la Malcolm River et constitué de 11 échantillons (YK13-17 à YK13-20, YK13-27 et YK13-28, et YK13-31 à YK13-35, YK13-36 à YK13-41 et YK13-50). Seul le profil vertical localisé au niveau de la Malcolm River a été finalement exploité dans ce travail pour les analyses de thermochronologie basse-température et thermométrie RSCM. Le profil le long de la Firth River a été exploité principalement pour la thermométrie RSCM. Tous ces échantillons ont été prélevés dans des grès. Quelques uns des affleurements sont représentés en Figures V.7 et V.8.

Dans la partie Barn Mountains et Plaine Côtière, les échantillons ont été prélevés de manière ponctuelle dans les Barn Mountains (YK13-04 à YK13-08, YK13-49), dans la couverture mésozoïque au niveau des grands décrochements à l'Est des Barn Mountains (YK13-51 à YK13-54, YK13-62 à YK13-67), dans les granites du Mont Fitton et Sedgwick et autour de ceux-ci (YK13-06, YK13-42 à YK13-45, YK13-47, YK13-09, YK13-48), dans les quelques affleurements de couverture cénozoïque (YK13-01 à YK13-03, YK13-46, YK13-61), ainsi que le long d'un profil horizontal dans la Big Fish River à l'extrémité nord-est de la carte (YK13-55 à YK13-60). Tous échantillons ont été prélevés dans des grès, des granites ou plus ponctuellement dans des conglomérats (Tableau V.1).

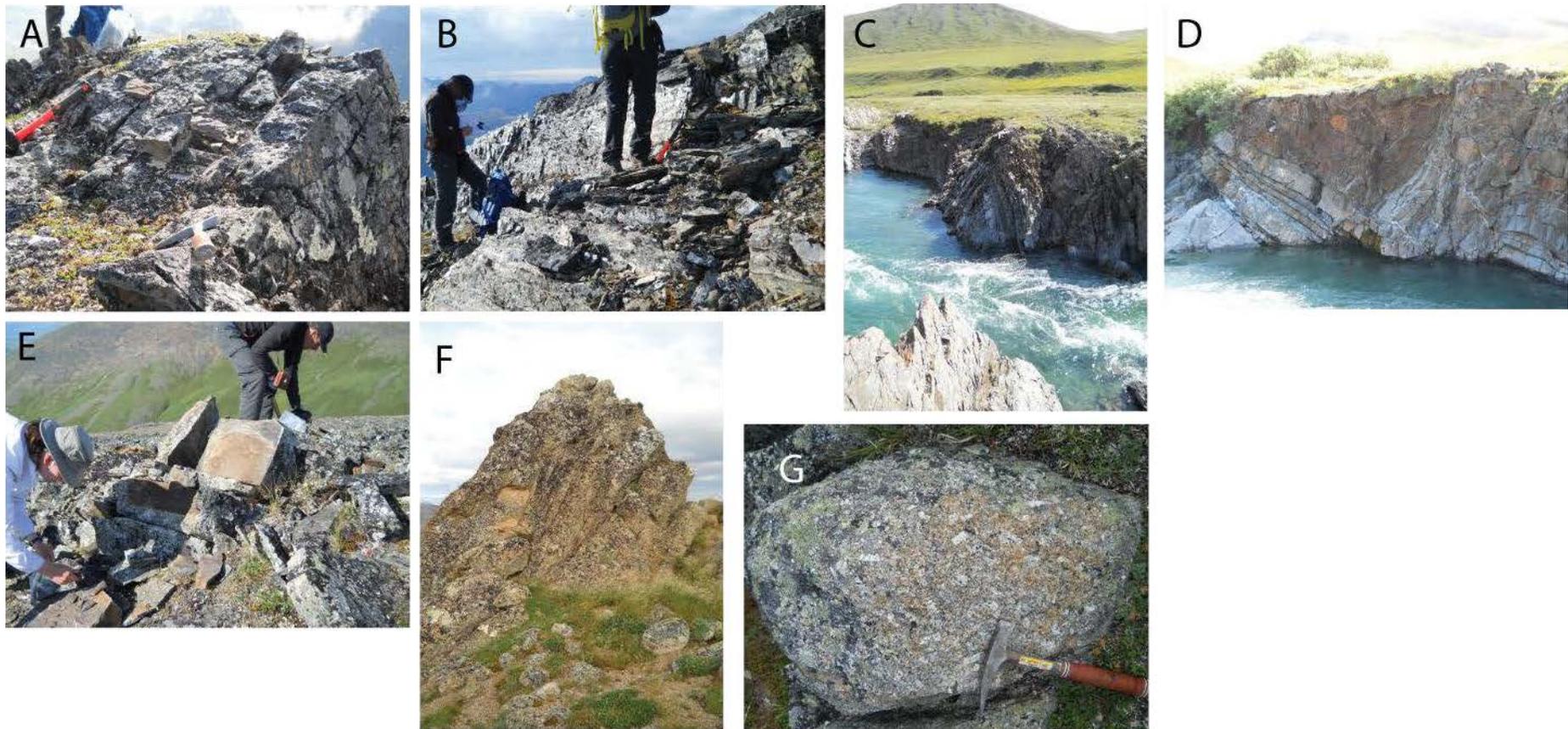


Figure V.7 : A et B) Echantillons de grès protérozoïques provenant du profil vertical de la Malcolm River. C et D) grès protérozoïques provenant du profil horizontal de la Malcolm River. E) grès protérozoïque pris au Nord-Est des British Mountains (échantillons YK13-36 à YK13-41). F et G) Granite du Mont Fitton.

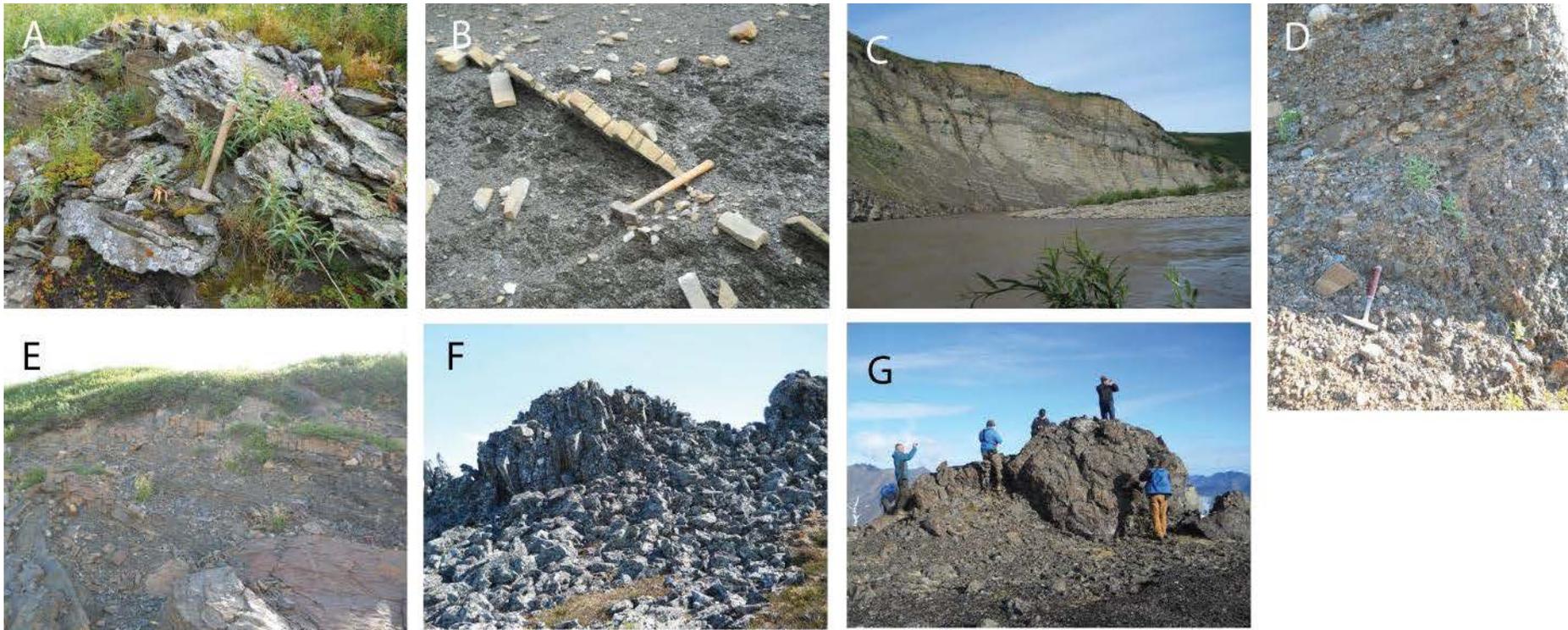


Figure V.8 : A, B et C) Grès d'âge Crétacé supérieur provenant du profil de la Big Fish River. D) Grès à passées conglomératiques de l'échantillon YK13-01 pris dans le Cénozoïque. E) Grès cénozoïque correspondant à l'échantillon YK13-02. F) Grès paléozoïque prélevé dans les Barn Mountains correspondant à l'échantillon YK13-05. G) Grès protérozoïque provenant des Barn Mountains.

4.1.1. Analyses traces de fission

a. Analyses AFT

Echantillons sédimentaires

Seulement trois échantillons sédimentaires ont pu fournir des âges AFT. Il s'agit des échantillons YK13-60 situé le long du profil Big Fish River, YK13-43 prélevé dans les Barn Mountains et YKL13-5 prélevé dans les sédiments tertiaires au nord-est de la carte dans la région des NorthWest Territories (Fig. V.9). Les résultats des analyses sont présentés dans le Tableau V.2.

L'échantillon YK13-60 provient de grès de la formation de Tent Island, d'âge Crétacé supérieur (66-72 Ma), et a fourni un âge AFT de 88.9 ± 9.1 Ma. Cet échantillon, plus vieux que l'âge stratigraphique n'a pas été recuit. L'échantillon YK13-43 issu de grès de la formation de Kingak d'âge Crétacé. Cet échantillon donne un âge AFT de 42 ± 1.4 Ma, plus jeune que l'âge stratigraphique et donc recuit. L'échantillon YKL13-5 provient de grès paléocène (52-66 Ma) de la formation d'Aklak (sous-ensemble de la Superformation de Reindeer ; Figure V.4). Il a fourni un âge AFT de 84.6 ± 12.4 Ma et est donc également plus vieux que l'âge stratigraphique, et n'est donc pas recuit. La dispersion élevée pour ces trois échantillons et le test du χ^2 inférieur à 5% indiquent que les échantillons sont constitués de plusieurs populations d'âges (Figure V.10). Pour l'échantillon YK13-60, la population majoritaire (72.2 %) donne un âge à 62.7 Ma, légèrement plus jeune que l'âge stratigraphique donc recuit, et deux autres âges, minoritaires (19.5 et 8.2 %) respectivement 159 et 569 Ma qui ne sont clairement pas recuits. Pour l'échantillon YK13-43, la population majoritaire (à 53.2 %) est à 34.4 Ma et la population minoritaire (46.8 %) donne des âges de 50.8 Ma. En revanche dans ce cas-ci tous ces âges sont recuits par rapport à l'âge de dépôt qui est compris entre 66 et 145 Ma. Enfin l'échantillon YKL13-5 est composé de plusieurs populations également, une population majoritaire (40 %) à 111 Ma, une à 50.7 Ma (39 %) et deux autres (7.6 et 13 %) à 6.3 et 400 Ma. Les âges non-recuits peuvent nous donner des informations sur les roches-sources, à l'origine des dépôts du bassin et des échantillons considérés. Il semble que les échantillons sédimentaires aient eu pour "roches-source" des

roches du Mésozoïque (Jurassique et Crétacé), donc provenant probablement du bassin des Barn Mountains, et également des roches beaucoup plus anciennes (paléozoïques et protérozoïques) qui elles peuvent provenir des British ou des Barn Mountains.

En conclusion, il apparaît que le seul échantillon prélevé dans la couverture mésozoïque donnant un âge AFT est recuit, avec un âge autour de 40 Ma, alors que ceux prélevés plus au nord dans la couverture Cénozoïque ne sont pas recuits et donnent des âges protérozoïques à mésozoïques.

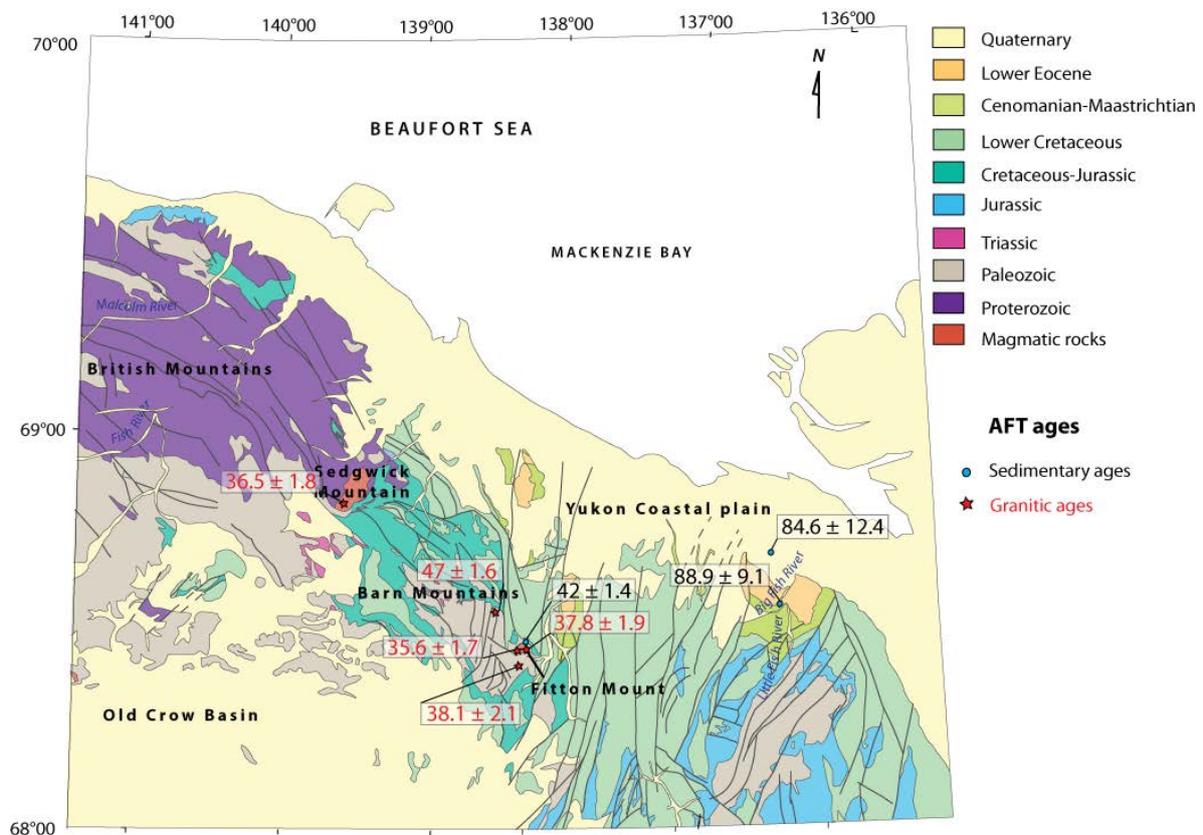


Figure V.9 : Localisation des échantillons de roches sédimentaires et granitiques, et les âges AFT obtenus.

J'ai mesuré les longueurs de traces sur les traces horizontales lorsque cela a été possible (Figure V.11, Chapitre II.C.d). Le nombre de traces a été suffisant, c'est-à-dire proche de 20, dans tous les échantillons granitiques, malheureusement seuls deux échantillons sédimentaires ont fourni suffisamment de longueurs horizontales pour être mesurées.

L'échantillon YK13-43, a fourni suffisamment de longueurs ($n=57$) à même d'être mesurées. La valeur moyenne se situe à $10.02 \pm 2.29 \mu\text{m}$. L'échantillon YK13-60 a fourni 19 longueurs et la longueur moyenne de cet échantillon est de $9.61 \pm 2.27 \mu\text{m}$.

Echantillons de granite

Les cinq échantillons granitiques (YK13-06 des Barn Mountains, YK13-42, YK13-44 et YK13-45 du Mont Fitton et YK13-47 du Mont Sedgwick) ont fourni des âges AFT qui sont représentés sur la Figure V.9.

L'échantillon YK13-06 des Barn Mountains donne un âge AFT de $47 \pm 1.6 \text{ Ma}$. Les échantillons YK13-42, YK13-44 et YK13-45 provenant du Mont Fitton fournissent des âges centraux AFT de respectivement 38.1 ± 2.1 , 35.6 ± 1.7 et $37.8 \pm 1.9 \text{ Ma}$. Et l'échantillon YK13-47 issu du Mont Sedgwick donne un âge AFT de $36.5 \pm 1.8 \text{ Ma}$.

Tous les échantillons granitiques mettent en évidence un âge de refroidissement autour de 40 Ma.

13 longueurs ont pu être mesurées dans l'échantillon YK13-06, la longueur moyenne dans cet échantillon est de $8.85 \pm 2.98 \mu\text{m}$. Pour les autres échantillons granitiques, les valeurs de longueurs moyennes sont très comparables, allant de $10.41 \pm 2.39 \mu\text{m}$ (YK13-47) à $11.7 \pm 2.67 \mu\text{m}$ (YK13-44). Les longueurs de traces moyennes sont assez faibles, que ce soit pour les échantillons sédimentaires comme pour les échantillons granitiques, et celles-ci sont comprises entre 9 et $10.5 \mu\text{m}$.

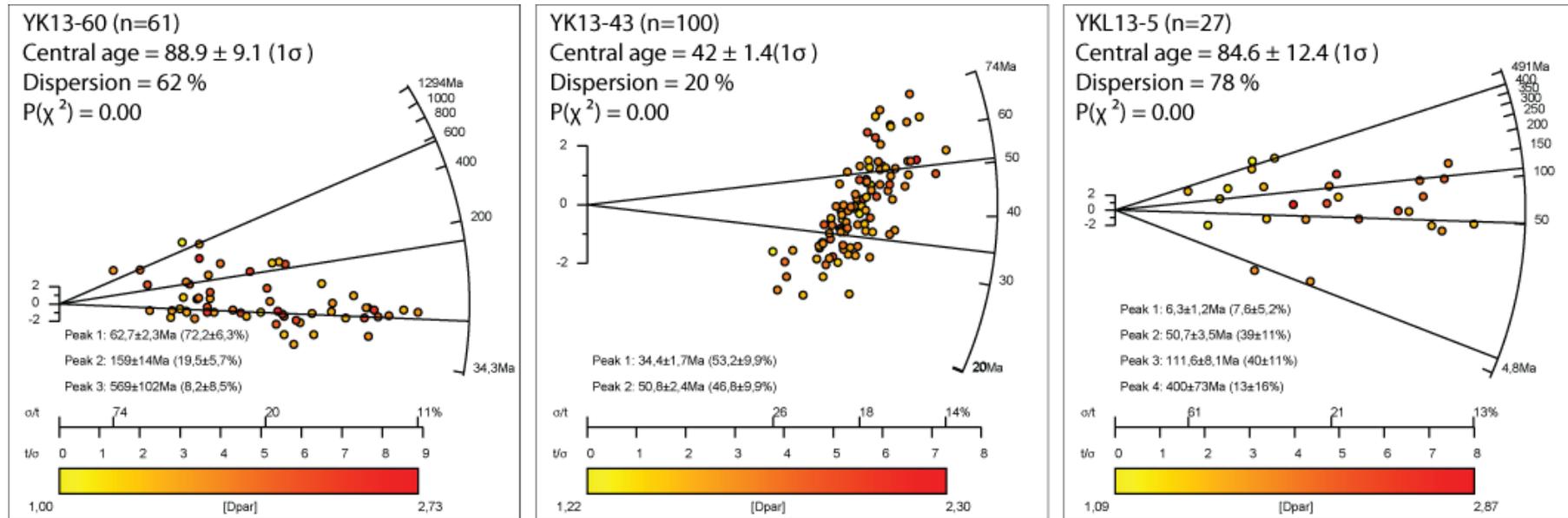


Figure V.10 : Représentation graphique radiale des âges de grains AFT des échantillons sédimentaires YK13-43, YK13-60 et YKL13-5 obtenus via RadialPlotter (Vermeesch, 2008). En couleur sont représentées les valeurs du Dpar.

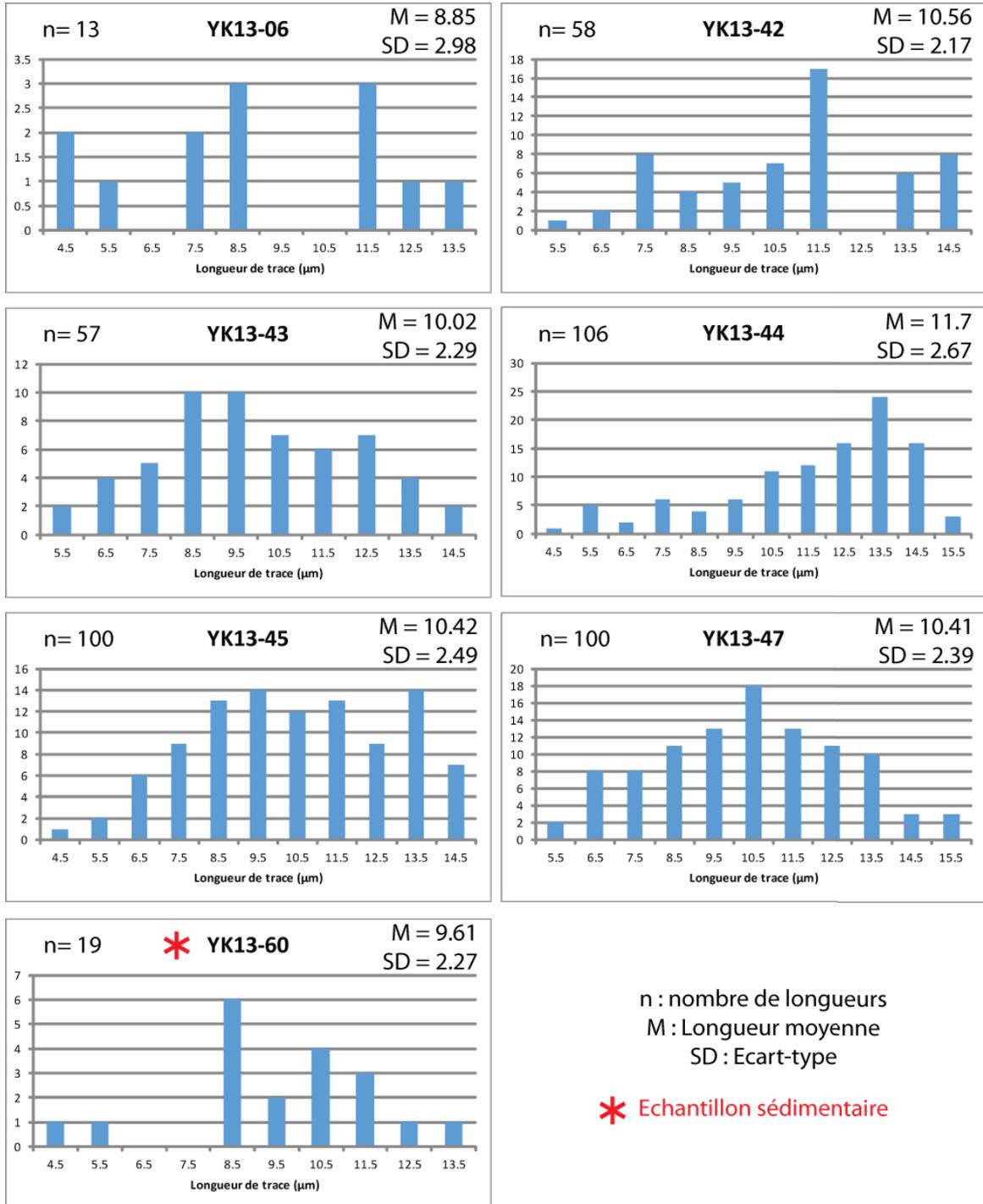


Figure V.11 : Distribution des longueurs de traces mesurées sur les échantillons sédimentaires et granitiques.

ETUDE THERMIQUE DES BRITISH-BARN MOUNTAINS ET DU BASSIN DU YUKON

Sample	Lithology	N	$\rho_s \cdot 10^5 \text{ cm}^{-2}$ (Ns)	$\rho_i \cdot 10^6 \text{ cm}^{-2}$ (Ni)	pd- cm-2	$P\chi^2$ (%)	D (%)	Central Age (Ma)	P1 en Ma (%)	P2 en Ma (%)	P3 en Ma (%)	P4 en Ma (%)	Dpar (N)	MTL (μm)	SD	N TL
Sedimentary samples																
YK13-60	Sandstone	61	8.12 (2840)	1.46 (5116)	1.25E+06	0.0	62	88.9 (-8.7/+9.6)	62.7 ± 2.2 (72.2)	159 ± 14 (19.5)	569 ± 102 (8.2)		1.82 (59)	9.61	2.27	19
YK13-43	Sandstone	100	6.40 (4060)	2.19 (13923)	1.26E+06	0.0	20	42.0 (-1.4/+1.5)	34.4 ± 1.7 (53.2)	41.3 ± 4.6 (46.8)			1.77 (99)	10.02	2.29	57
YKL13-5	Sandstone	27	9.13 (1474)	1.70 (2740)	1.24E+06	0.0	78	84.6 (-11.5/+13.3)	6.3 ± 1.2 (7.6)	50.7 ± 3.5 (39)	111 ± 8.1 (40)	400 ± 73 (13)	1.82 (27)			
Granitic samples																
YK13-06	Granite	100	4.79 (3050)	1.5 (9536)	1.27E+06	0.0	18	47.0 (-1.6/+1.6)					1.77 (100)	8.85	2.98	13
YK13-42	Granite	25	6.51 (1026)	1.99 (3133)	1.01E+06	1	18.5	38.1 (-2.1/+2.2)					1.77 (25)	10.56	2.17	58
YK13-44	Granite	25	7.18 (1146)	2.33 (3722)	1.01E+06	1	14.9	35.6 (-1.7/+1.8)					1.65 (25)	11.7	2.67	106
YK13-45	Granite	25	5.44 (867)	2.08 (3312)	1.26E+06	2.4	14.5	37.8 (-1.9/+2.0)					1.86 (24)	10.42	2.49	100
YK13-47	Granite	25	5.14 (820)	2.02 (3221)	1.25E+06	8.6	12.3	36.5 (-1.8/+1.9)					1.58 (25)	10.41	2.39	100

Tableau V.2 : Résultats AFT. ρ_s est la densité de traces spontanées mesurées; ρ_i est la densité de traces induites mesurées ; pd est la densité de traces induites mesurées dans le détecteur externe ; $P\chi^2$ est la probabilité du χ^2 ; D est la dispersion des âges des grains ; $P(\chi^2) < 5$ et/ou $D > 0.15$ signifie que la distribution des données contient plusieurs populations d'âges. P1, P2 et P3 représentent les populations d'âges AFT des échantillons sédimentaires n'ayant pas passé le test du χ^2 . Pour ces âges figurent entre parenthèses le pourcentage de contribution de chacune de ces populations à l'âge central.

A partir des âges AFT ont pu être délimitées les zones où les échantillons ont été recuits, de celles où ils n'ont pas été remis à zéro. La Figure V.12 représente ces zones : elle met en évidence la présence d'une zone où les échantillons sont complètement recuits dans les British Mountains et au sud des Barn Mountains, ainsi qu'une zone où les échantillons n'ont pas été remis à zéro dans les sédiments d'âge Cénozoïque du nord de la Plaine Côtière du Yukon. Entre ces deux zones existe une zone nommée "zone de recuit partiel" dans laquelle les échantillons donnent des âges AFT proches de l'âge de dépôt, tantôt plus jeunes tantôt plus vieux.

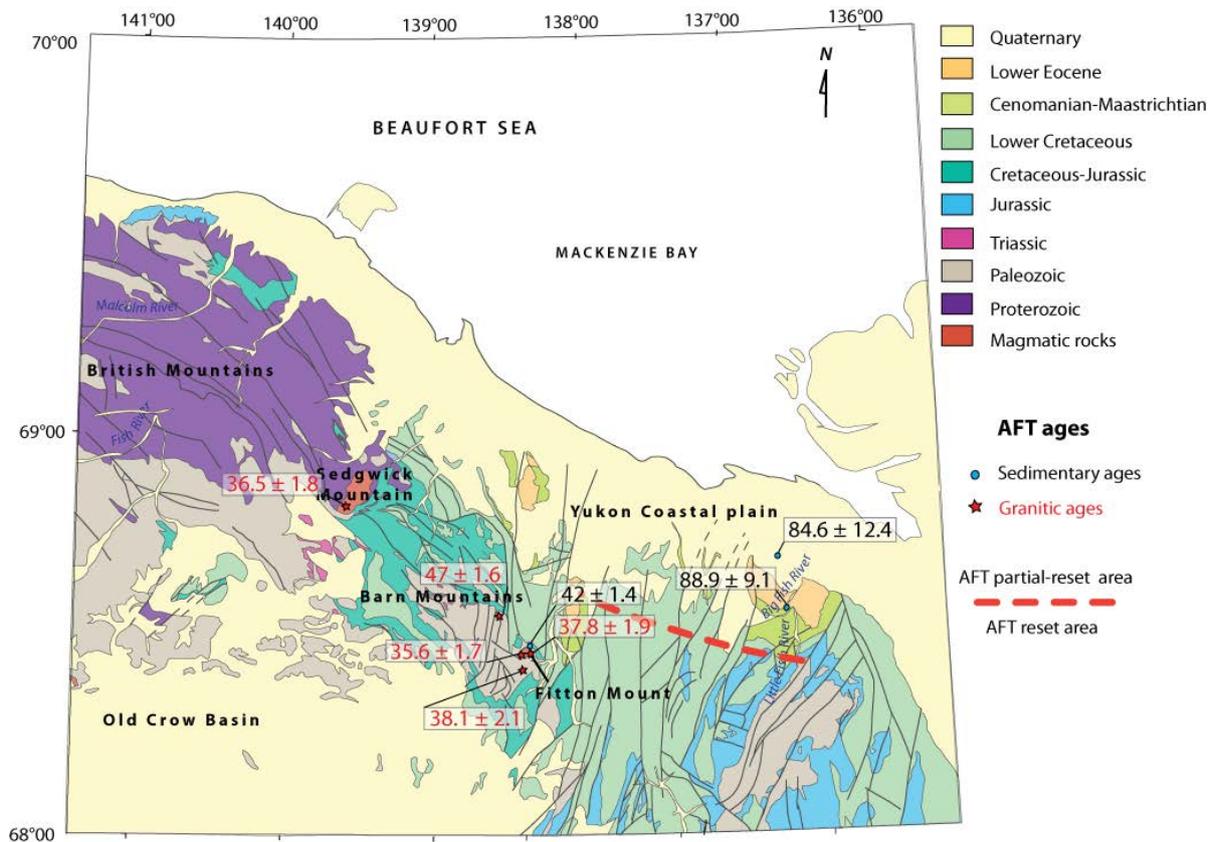


Figure V.12 : Position de la limite entre échantillons AFT recuits et échantillons partiellement recuits.

b. Analyses ZFT

Echantillons sédimentaires

Vingt échantillons sédimentaires ont pu fournir des âges ZFT dans la totalité de la zone d'étude, représentés sur la Figure V.13 et détaillés dans le Tableau V.3.

Tous les échantillons provenant des profils vertical et horizontaux ont été prélevés dans des grès Protérozoïques indifférenciés (âge stratigraphique minimal de 541 Ma).

- *Profil Ouest de la Malcolm River*

Dans un premier temps les échantillons au nombre de 7 (YK13-10 à YK13-16) provenant du profil Ouest de la Malcolm River donnent des âges qui varient entre 518 ± 52 et 784 ± 68 Ma. Les échantillons YK13-10, YK13-14 et YK13-15 sont clairement plus vieux que l'âge stratigraphique et ne sont donc pas recuits. Les échantillons YK13-11 et YK13-13 ont un âge ZFT plus vieux que l'âge de dépôt (respectivement 575 ± 36 et 651 ± 123 Ma) mais une erreur importante et sont donc par conséquent assez proches de l'âge de recuit. Les échantillons YK13-12 et YK13-16 donnent des âges ZFT plus jeunes que l'âge de dépôt (respectivement 518 ± 52 et 539 ± 39 Ma) et sont donc recuits.

- *Profil Est de la Malcolm River*

Les âges provenant du profil Est de la Malcolm River, au nombre de 4 (YK13-18 à YK13-20 et YK13-27), varient entre 476 ± 36 et 788 ± 160 Ma. Les échantillons YK13-18 et YK13-19 donnent des âges ZFT plus vieux que l'âge de dépôt et ne sont donc pas recuits. L'échantillon YK13-27 donne un âge ZFT plus vieux que l'âge de dépôt mais dont l'erreur est importante (573 ± 60 Ma). L'échantillon YK13-20 est plus jeune que l'âge de dépôt (476 ± 36 Ma).

- *Barn Mountains et couverture mésozoïque/cénozoïque*

Six échantillons ont été prélevés dans les Barn Mountains et la couverture mésozoïque et cénozoïque. Les âges varient de 53 ± 12 à 380 ± 79 Ma. Dans les Barn Mountains, l'échantillon YK13-43 donne un âge central à 380 ± 79 Ma, donc plus vieux que l'âge de dépôt de la formation de Kingak compris entre 66 et 145 Ma (cf Tableau V.1). Cet échantillon YK13-43 n'est donc pas recuit. Les échantillons prélevés dans le Cénozoïque YK13-46 et YK13-01 présentent des âges du Jurassique inférieur (195 ± 33 et 182 ± 26 Ma) et sont systématiquement plus vieux que l'âge de dépôt (compris entre 56 et 66 Ma) ; ceux-ci ne sont donc pas recuits. Les échantillons YK13-02, YK13-52 et YK13-51 donnent des âges à 323 ± 66 , 155 ± 31 et 260 ± 23 Ma, pour des âges de dépôt compris entre 56 et 66 Ma pour YK13-02, et compris entre 100 et 145 Ma pour YK13-51 et YK13-52. On estime que les échantillons YK13-51 et YK13-52 ont des âges proches de l'âge stratigraphique et dont la barre d'erreur peut les diminuer de manière à les rendre plus jeunes que l'âge stratigraphique. On ne peut pas considérer ces échantillons comme recuits, mais pas comme non-recuits non plus ; ces échantillons seront donc considérés comme partiellement recuits. L'échantillon YK13-02 en revanche n'est pas du tout recuit.

Les échantillons sont tous au moins partiellement recuits, hormis les YK13-43, YK13-46, YK13-01 et YK13-02. A défaut d'enregistrer des épisodes de refroidissement, l'âge de ces grains est utile car il nous renseigne sur l'âge des roches source venant alimenter le bassin ; les grains non-recuits donnent des âges Jurassique, Dévonien et Carbonifère, indiquant que les sédiments comblant le bassin proviennent de l'érosion de la chaîne plus interne. Les âges paléo-mésozoïque semblent porter la signature des Barn Mountains.

- *Profil de Big Fish River*

Trois âges sont disponibles au niveau du profil de Big Fish River. L'échantillon YK13-55 donne un âge ZFT de 90 ± 8.8 et l'échantillon YK13-58 un âge de 83.2 ± 5.9 pour un âge de dépôt compris entre 60 et 100 Ma. L'âge précis des formations dans laquelle les échantillons ont été prélevés, on ne peut donc pas conclure sur le recuit de ces échantillons. L'échantillon YK13-59 donne un âge de 63.1 ± 2.9 Ma pour un âge de dépôt compris entre 66 et 72 Ma. Cet échantillon est donc recuit bien qu'ayant un âge ZFT très proche de l'âge de dépôt.

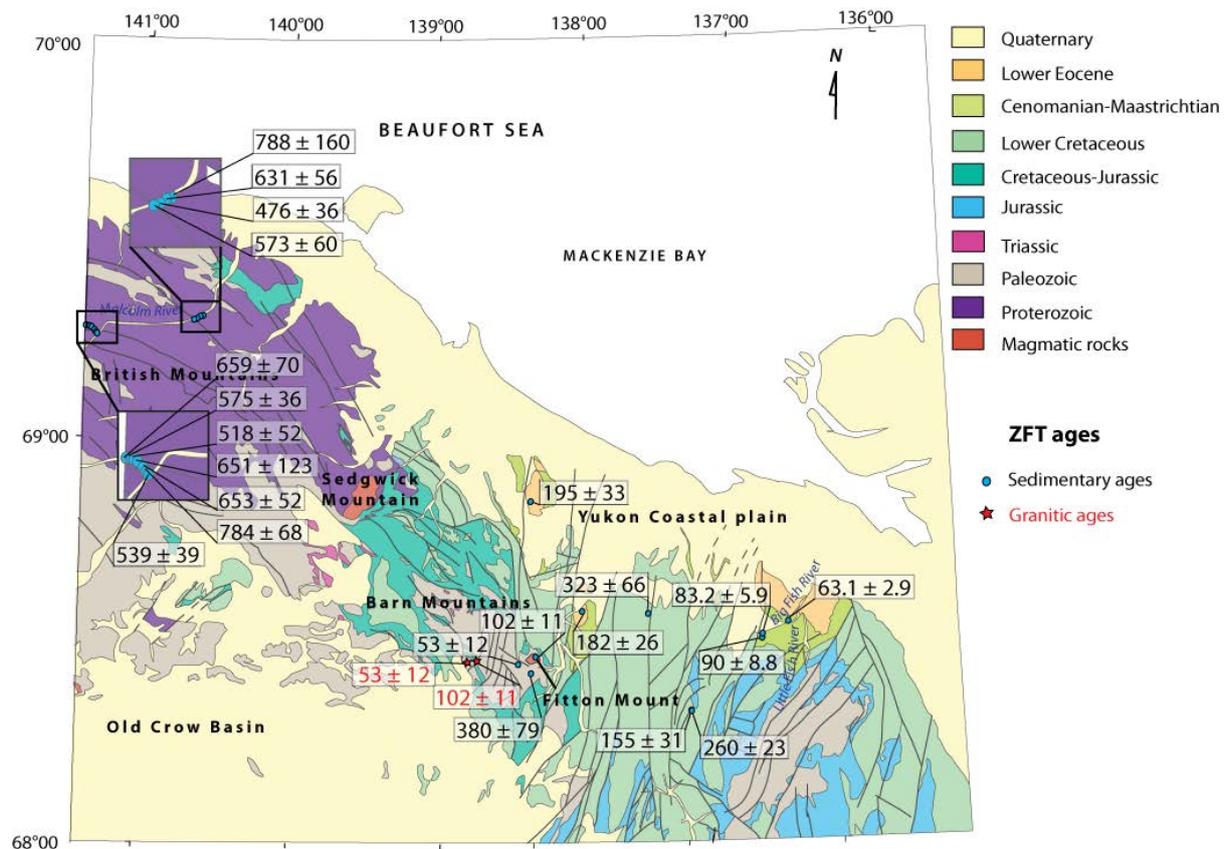


Figure V.13 : Localisation des échantillons de roches sédimentaires et granitiques, et les âges ZFT obtenus.

En conclusion, sur tous les échantillons sédimentaires utilisés, la plupart donnent des âges ZFT plus vieux que l'âge de dépôt, et quelques-uns sont recuits mais leurs âges de recuit sont assez proches de l'âge de dépôt de la formation de Neruokpuk protérozoïque.

Echantillons de granite

Seuls deux des granites (les YK13-44 et YK13-45) ont pu fournir des âges ZFT. L'échantillon YK13-44 donne un âge central à 53 ± 12 Ma. La forte dispersion qui lui est associée est probablement due au nombre très réduit de grains utilisés pour calculer cet âge ($n=9$). L'échantillon YK13-45 donne un âge central à 102 ± 11 Ma bien que possédant un nombre de grains comptés encore plus réduit ($n=3$). Ces âges ZFT granitiques sont donc à manier avec précaution, et n'auront qu'un poids limité dans nos interprétations.

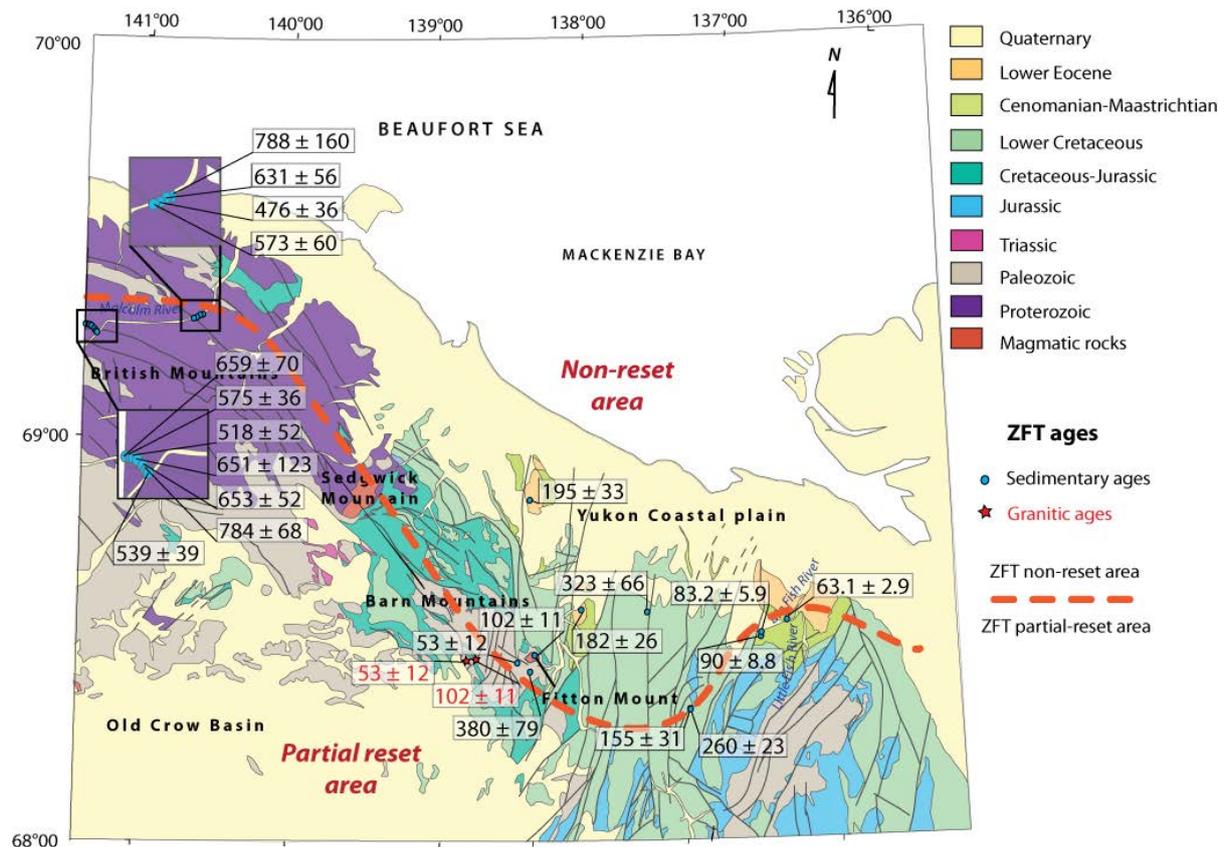


Figure V.14 : Position de la limite entre échantillons ZFT recuits et échantillons partiellement recuits.

Une cartographie des âges recuits, recuits partiellement ou non recuits peut être établie sur l'ensemble de la zone où des données sont disponibles (Figure V.14). Aucun âge ZFT

complètement recuit n'a été obtenu, la totalité de nos échantillons étant partiellement recuit ou pas recuits. Dans les British Mountains, les âges sont tous partiellement recuits, aucune donnée d'âge non-recuit n'ayant été obtenue, la limite est donc placée au Nord des échantillons qui nous ont donné des âges avec la possibilité que celle-ci passe en réalité plus au Nord. Dans le bassin, la limite est plus tortueuse et remonte vers le Nord au niveau des échantillons prélevés dans les dépôts cénozoïques de Big Fish River où les âges sont partiellement recuits.

Sample	Lithology	N	ps - cm ⁻² (Ns)	pi - cm ⁻² (Ni)	pd-cm-2	Pχ ² (%)	D (%)	Central Age (Ma)
Sedimentary samples								
YK13-10	Sandstone	28	1.97E+07 (3614)	6.16E+05 (113)	4.257E+05	14	25	659 ± 70
YK13-11	Sandstone	56	2.64E+07 (8797)	9.43E+05 (314)	4.217E+05	11	19	575 ± 36
YK13-12	Sandstone	18	2.64E+07 (2529)	1.06E+06 (102)	4.262E+05	68	0	518 ± 52
YK13-13	Sandstone	9	1.62E+07 (913)	5.16E+05 (29)	4.265E+05	33	0	651 ± 123
YK13-14	Sandstone	38	2.05E+07 (5203)	5.35E+05 (136)	4.267E+05	58	0	784 ± 68
YK13-15	Sandstone	51	2.47E+07 (7562)	7.71E+05 (236)	4.226E+05	2	30	653 ± 52
YK13-16	Sandstone	54	1.99E+07 (6785)	7.65E+05 (261)	4.231E+05	8	25	539 ± 39
YK13-18	Sandstone	7	1.73E+07 (960)	4.5E+05 (25)	4.275E+05	86	0	788 ± 160
YK13-19	Sandstone	49	2.42E+07 (6947)	7.74E+05 (222)	4.238E+05	0	40	631 ± 56
YK13-20	Sandstone	49	2.13E+07 (7102)	9.37E+05 (312)	4.243E+05	0	33	476 ± 36
YK13-27	Sandstone	28	1.99E+07 (3528)	7.09E+05 (126)	4.282E+05	9	27	573 ± 60
YK13-43	Sandstone	6	2.51E+07 (993)	1.31E+06 (52)	4.217E+05	2	38	380 ± 79
YK13-46	Sandstone	18	1.82E+07 (2188)	1.86E+06 (224)	4.244E+05	0	66	195 ± 33
YK13-01	Sandstone	31	1.55E+07 (3166)	1.68E+06 (343)	4.138E+05	0	73	182 ± 26
YK13-02	Sandstone	22	1.29E+07 (2452)	8.11E+05 (154)	4.147E+05	0	88	323 ± 66
YK13-52	Sandstone	21	2.21E+07 (2799)	1.85E+06 (234)	4.279E+05	0	46	155 ± 31
YK13-51	Sandstone	38	1.64E+07 (3874)	1.34E+06 (317)	4.267E+05	0	39	260 ± 23
YK13-55	Sandstone	32	1.08E+07 (2750)	2.67E+06 (680)	4.288E+05	0	49	90 ± 8.8
YK13-58	Sandstone	44	1.14E+07 (3624)	3.01E+06 (956)	4.301E+05	0	41	83.2 ± 5.9
YK13-59	Sandstone	39	1.00E+07 (2761)	3.49E+06 (964)	4.315E+05	2	16	63.1 ± 2.9
Granitic samples								
YK13-44	Granite	9	1.75E+07 (704)	6.86E+06 (276)	4.287E+05	0	61	53 ± 12
YK13-45	Granite	3	2.78E+07 (479)	5.85E+06 (101)	4.231E+05	72	0	102 ± 11

Tableau V.3 : Résultats ZFT. ps est la densité de traces spontanées mesurées; pi est la densité de traces induites mesurées ; pd est la densité de traces induites mesurées dans le détecteur externe ; Pχ² est la probabilité du χ² ; D est la dispersion des âges des grains ; P(χ²)<5 et/ou D>0.15 signifie que la distribution des données contient plusieurs populations d'âges.

4.1.2. Analyses (U-Th)/Hélium

a. (U-Th)/Hélium sur Apatites

Echantillons sédimentaires

Quinze échantillons sédimentaires ont fourni des âges AHe représentés sur la Figure V.15 dont toutes les données sont détaillées dans le Tableau V.4.

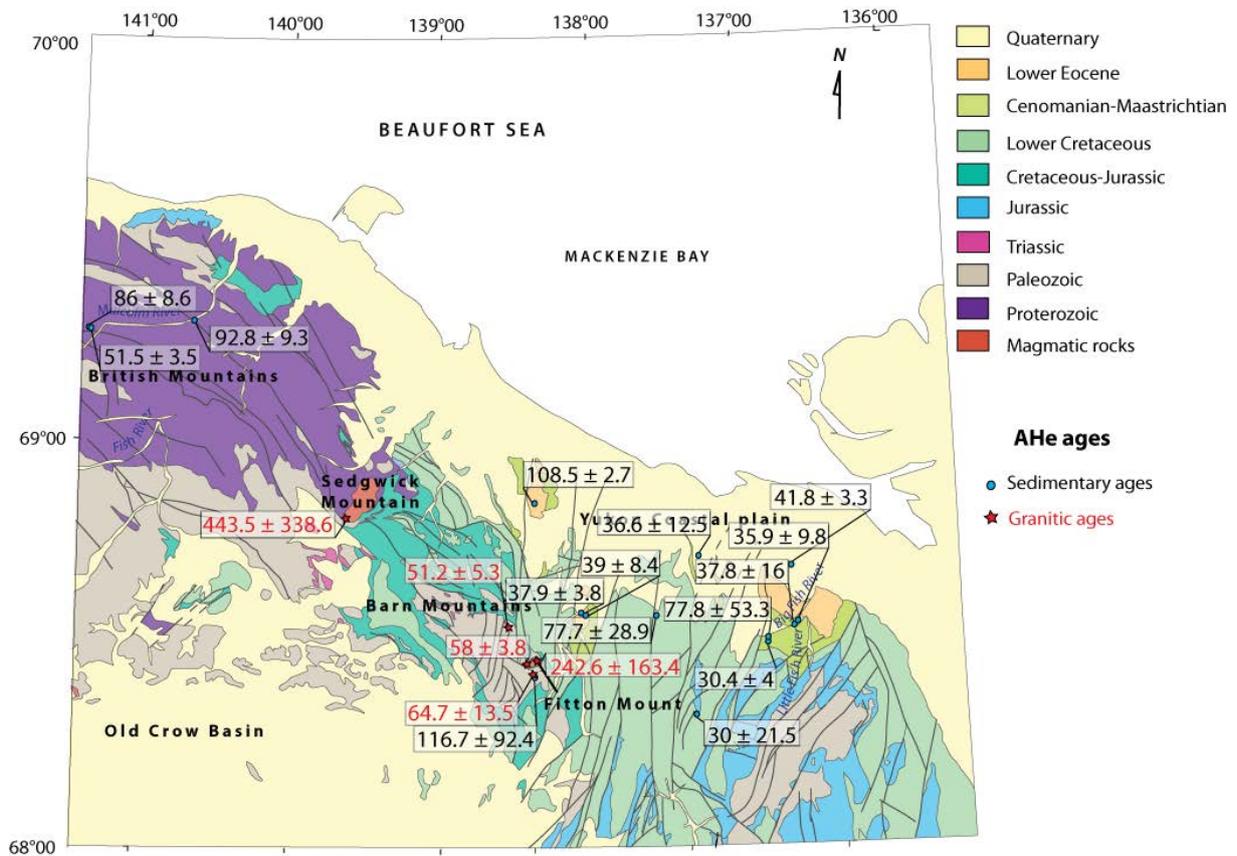


Figure V.15 : Ages moyens AHe des échantillons de roches sédimentaires et granitiques.

- *Profil Ouest de la Malcolm River*

Pour le profil Ouest les échantillons YK13-12 et YK13-13 prélevés dans le Protérozoïque ont fourni respectivement un et deux grains et donnent des âges AHe moyens respectifs de 86 ± 6.9 Ma et 51.5 ± 3.5 et sont donc tous deux remis à zéro.

ETUDE THERMIQUE DES BRITISH-BARN MOUNTAINS ET DU BASSIN DU YUKON

Sample	Lithology	FT	Weight (μg)	Length (μm)	Width (μm)	^4He (nmol/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Corr. Age (Ma)	Mean Age (Ma)
Sedimentary sample													
YK13-12-1	Sandstone	0.64	1.88	156.6	69.3	7.95	26.6	21.1	540.3	0.81	31.5	86.0 \pm 6.9	86.0 \pm 8.60
YK13-13-1	Sandstone	0.71	3.62	196.5	85.7	1.84	10.8	9.8	102.9	0.94	13.1	49.2 \pm 3.9	51.5 \pm 3.50
YK13-13-2		0.87	36.61	288.4	225.1	1.17	18.4	20.5	93.0	1.14	23.2	53.9 \pm 4.3	
YK13-27-2	Sandstone	0.76	5.54	183.1	109.9	0.74	1.5	2.0	498.5	1.43	1.9	92.8 \pm 7.4	92.8 \pm 9.28
YK13-55-2	Sandstone	0.72	4.34	221.0	88.5	10.67	70.2	134.3	431.9	1.96	101.8	33.2 \pm 2.7	30.4 \pm 3.96
YK13-55-3		0.76	6.62	202.6	114.2	2.83	12.6	96.1	336.4	7.84	35.2	27.7 \pm 2.2	
YK13-58-1	Sandstone	0.74	4.92	162.6	109.9	5.30	32.4	156.5	420.3	4.95	69.2	53.2 \pm 4.3	77.8 \pm 53.29
YK13-58-2		0.64	1.99	144.7	74.0	2.97	13.4	73.0	227.1	5.59	30.6	41.3 \pm 3.30	
YK13-58-3		0.76	5.24	167.9	111.6	4.76	12.1	18.1	152.8	1.53	16.4	139.0 \pm 11.1	
YK13-59-1	Sandstone	0.71	3.31	153.0	92.9	3.27	13.1	19.0	389.8	1.49	17.6	64.9 \pm 5.2	37.8 \pm 16.03
YK13-59-2		0.76	6.26	186.6	115.7	1.24	5.6	27.8	513.0	5.13	12.1	39.4 \pm 3.1	
YK13-59-5		0.67	2.41	134.6	84.5	2.00	13.2	96.6		35.9	7.47	25.3 \pm 2.0	
YK13-59-6		0.78	7.68	189.3	127.3	1.82	14.3	66.2		29.8	4.75	29.1 \pm 2.3	
YK13-59-7		0.76	5.93	191.4	111.2	1.94	16.2	46.8		27.2	2.96	30.1 \pm 2.4	
YK13-60-1	Sandstone	0.71	3.65	181.3	89.7	8.17	63.8	169.9	671.5	2.73	103.7	37.6 \pm 3.0	35.9 \pm 9.81
YK13-60-2		0.72	4.55	223.5	90.1	13.25	66.1	305.9	1199.5	4.75	138.0	44.8 \pm 3.6	
YK13-60-3		0.67	2.57	151.5	82.3	0.92	6.5	49.2	329.8	7.77	18.1	25.4 \pm 2.0	
YK13-01-1	Sandstone	0.68	2.82	140.1	89.6	7.31	47.1	308.0		6.71	119.5	30.0 \pm 2.4	39.0 \pm 8.43
YK13-01-2		0.75	5.36	159.2	115.9	6.93	23.2	192.7		8.53	68.5	34.8 \pm 2.8	
YK13-01-3		0.79	7.50	131.2	151.1	0.06	1.3	1.0		0.60	1.5	49.2 \pm 3.9	
YK13-01-4		0.76	6.72	152.0	132.8	2.81	7.2	86.1		12.17	27.5	42.1 \pm 3.4	
YK13-02-1	Sandstone	0.80	8.91	121.1	121.0	5.02	29.3	74.0		2.59	46.7	39.1 \pm 3.1	37.9 \pm 3.83
YK13-02-2		0.77	7.78	208.1	139.4	3.54	13.8	77.7		5.78	32.0	36.2 \pm 2.9	
YK13-02-3		0.80	10.13	170.0	122.6	1.28	6.3	36.6		5.97	14.9	34.9 \pm 2.8	
YK13-02-4		0.77	6.40	175.0	97.6	2.56	35.3	86.1		2.50	55.5	35.1 \pm 2.8	

ETUDE THERMIQUE DES BRITISH-BARN MOUNTAINS ET DU BASSIN DU YUKON

YK13-02-5		0.72	4.18	140.1	89.6	3.43	8.3	63.5		7.85	23.2	44.0 ± 3.5	
YK13-46-1	Sandstone	0.68	2.91	143.3	90.1	3.33	4.1	43.6	309.7	10.99	14.3	106.6 ± 8.5	108.5 ± 2.75
YK13-46-3		0.65	1.81	129.1	74.9	8.17	23.9	20.0	155.7	0.86	28.6	110.5 ± 8.8	
YK13-61-1	Sandstone	0.69	2.86	158.1	85.0	2.51	13.6	37.5		2.82	22.4	45.5 ± 3.6	36.6 ± 12.48
YK13-61-2		0.69	2.75	122.8	94.5	10.14	76.5	212.7		2.85	126.5	27.8 ± 2.2	
YK13-51-1	Sandstone	0.71	3.26	181.7	84.6	5.10	38.1	12.3		0.33	41.0	45.2 ± 3.6	30.0 ± 21.55
YK13-51-2		0.58	1.29	139.9	60.7	5.14	93.9	228.6		2.49	147.6	14.8 ± 1.2	
YK13-63-1	Sandstone	0.81	13.79	325.6	130.0	5.71	29.4	74.2	256.1	2.59	46.8	69.2 ± 5.5	77.7 ± 28.91
YK13-63-2		0.78	7.25	179.1	127.1	8.29	35.2	102.4	247.5	2.99	59.2	53.9 ± 4.3	
YK13-63-3		0.75	4.72	166.9	106.2	7.31	31.9	45.6	322.2	1.47	42.6	109.8 ± 8.8	
YK13-43-1	Conglomerate	0.76	6.87	195.8	118.3	12.45	19.6	136.7	187.4	7.16	51.7	86.3 ± 6.9	116.7 ± 92.45
YK13-43-2		0.81	12.00	263.1	134.9	11.34	13.1	34.3	71.9	2.68	21.2	220.6 ± 17.6	
YK13-43-3		0.80	10.64	204.2	144.2	12.23	36.8	262.9	257.0	7.33	98.6	43.4 ± 3.5	
YKL135-1	Sandstone	0.82	12.87	220.6	152.6	7.26	44.3	73.3		1.70	61.5	42.3 ± 3.4	41.8 ± 3.28
YKL135-2		0.75	5.10	170.6	109.2	4.50	18.3	58.6		3.28	32.1	44.9 ± 3.6	
YKL135-3		0.79	8.58	194.5	132.7	5.89	49.2	76.7		1.60	67.2	38.3 ± 3.1	
Granitic samples													
YK13-45-1	Granite	0.80	9.88	226.4	132.0	6.72	8.5	9.1	27.4	1.09	10.6	393.0 ± 31.4	242.6 ± 163.4
YK13-45-2		0.81	13.09	333.8	125.1	11.04	10.7	17.0	140.0	1.63	14.7	265.9 ± 21.3	
YK13-45-3		0.74	4.58	158.0	107.6	7.55	45.0	108.7	194.7	2.48	70.5	68.8 ± 5.5	
YK13-47-1	Granite	0.76	7.32	262.9	105.4	7.79	24.1	90.2	267.6	3.84	45.3	64.7 ± 5.2	443.5 ± 338.6
YK13-47-2		0.81	13.88	292.5	137.6	6.37	3.8	14.5	7.0	3.95	7.2	716.6 ± 57.3	
YK13-47-3		0.79	10.64	315.1	116.1	8.82	3.2	7.8	188.1	2.51	5.0	549.1 ± 43.9	
YK13-42-1	Granite	0.80	11.00	238.0	135.8	9.57	50.3	162.4	534.1	3.31	88.5	60.9 ± 4.9	64.7 ± 13.54
YK13-42-2		0.72	4.27	209.4	90.2	13.11	39.8	157.7	284.1	4.06	76.9	64.2 ± 5.1	
YK13-42-3		0.73	4.67	208.6	94.5	9.59	40.2	113.3	270.0	2.89	66.9	62.8 ± 5.0	
YK13-42-4		0.82	14.71	292.4	141.7	10.22	24.0	56.7	347.4	2.42	37.3	90.1 ± 7.2	

ETUDE THERMIQUE DES BRITISH-BARN MOUNTAINS ET DU BASSIN DU YUKON

YK13-42-5		0.81	15.67	354.0	132.9	11.55	39.0	138.3	357.7	3.64	71.5	49.3 ± 3.9	
YK13-42-6		0.82	14.45	253.6	150.8	8.27	43.2	87.4	195.3	2.07	63.8	60.6 ± 4.8	
YK13-44-1	Granite	0.77	7.23	228.9	112.3	12.39	31.5	132.7	432.5	4.32	62.7	59.7 ± 4.8	58.0 ± 3.83
YK13-44-2		0.74	4.92	186.2	102.7	7.56	34.5	140.3	304.1	4.17	67.5	53.7 ± 4.3	
YK13-44-3		0.80	10.14	248.5	127.6	4.10	24.5	52.0	180.8	2.17	36.8	62.4 ± 5.0	
YK13-44-5		0.72	4.26	187.5	95.2	10.83	55.9	164.4	279.1	3.01	94.6	56.2 ± 4.5	
YK13-06-1	Granite	0.77	7.29	226.4	113.4	3.75	21.3	47.9		2.31	32.5	51.4 ± 4.1	51.2 ± 5.33
YK13-06-2		0.79	9.19	249.1	121.4	3.89	17.6	42.3		2.47	27.5	57.8 ± 4.6	
YK13-06-3		0.76	6.70	232.8	107.2	3.05	19.9	44.4		2.29	30.3	44.4 ± 3.5	
YK13-06-4		0.76	6.07	214.9	106.2	5.28	28.2	60.4		2.20	42.4	47.9 ± 3.8	
YK13-06-5		0.77	9.46	325.5	107.7	6.78	25.3	86.4		3.50	45.6	54.7 ± 4.4	

Tableau V.4 : Données des analyses AHe. FT est le facteur de correction géométrique utilisé lors du calcul de l'âge. eU est le taux d'Uranium effectif contenu dans le grain. Corr. age est l'âge corrigé du facteur d'éjection FT. L'incertitude 1σ est fixée à 8 % de l'âge.

- *Profil Est de la Malcolm River*

Un seul échantillon le long du profil Est a donné un âge AHe. Il s'agit de l'échantillon YK13-27 (n=1), prélevé dans les grès protérozoïques de la formation de Neruokpuk et daté à 92.8 ± 7.42 Ma. Cet échantillon est plus jeune que l'âge de dépôt et a donc été remis à zéro.

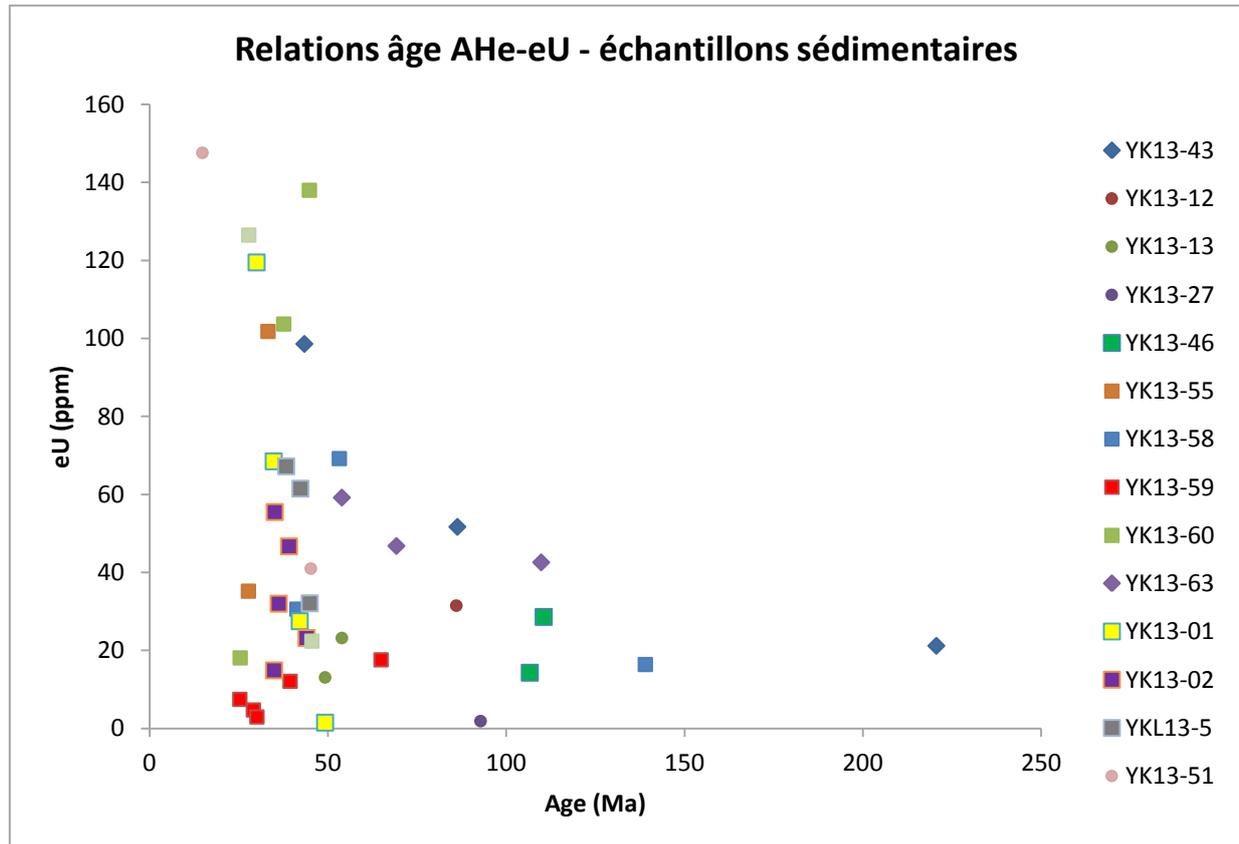


Figure V.16 : Relations âges AHe/eU pour les différents échantillons sédimentaires. Tous les âges associés aux grains ont été reportés. $eU = 0.24 * [Th] + [U]$.

- *Barn Mountains et couverture mésozoïque/cénozoïque*

Quatre échantillons sont localisés dans les patchs de Cénozoïque du bassin (YK13-01, YK13-02, YK13-46, YK13-61). Les quatre grains de l'échantillon YK13-01 ont des âges variant de 30 ± 2.4 à 49.2 ± 3.94 Ma, et l'âge moyen est de 39 ± 8.43 Ma. Les variations du eU sont particulièrement fortes sur cet échantillon, de 1.5 ppm à 119.5 ppm pour des âges centrés autour de 39 Ma (Tableau V.4). L'échantillon YK13-02 a fourni cinq grains dont les âges varient de 34.9 ± 2.79 à 44 ± 3.52 Ma, avec un âge moyen de 37.9 ± 3.83 Ma. L'échantillon YK13-46 a fourni deux grains d'âges 106.6 ± 8.53 et 110.5 ± 8.84 Ma, donc bien reproduits,

avec un âge moyen 108.5 Ma d'erreur assez faible (2.75 Ma). L'échantillon YK13-61 n'a fourni que deux grains à analyser qui montrent des âges assez distincts (27.8 ± 2.22 et 45.5 ± 3.64 Ma), pas très bien reproduits donc avec un âge moyen de 36.6 ± 12.48 Ma. Sur les quatre échantillons, YK13-01, YK13-02 et YK13-61 sont recuits car les âges AHe obtenus sont plus jeunes que l'âge stratigraphique compris entre 56 et 66 Ma pour YK13-01 et YK13-02 et compris entre 66 et 72 Ma pour YK13-61. Seul l'échantillon YK13-46 n'est pas recuit car l'âge obtenu est plus vieux que l'âge stratigraphique.

Deux échantillons ont été prélevés à l'Est des Barn Mountains dans la couverture mésozoïque (YK13-51 et YK13-63). L'échantillon YK13-51 a fourni deux grains d'âges très différents : l'un est à 14.8 ± 1.18 Ma et l'autre à 45.2 ± 3.61 Ma, ce qui donne un âge moyen de 30 Ma possédant une erreur très élevée (21.55 Ma). Cet échantillon est recuit car plus jeune que l'âge de dépôt compris entre 100 et 145 Ma. L'échantillon YK13-63 a fourni trois grains d'âges assez distincts (53.9 ± 4.31 Ma, 69.2 ± 5.54 et 109.8 ± 8.79 Ma). L'âge moyen est de 77.7 Ma et la disparité de ces âges est reflétée par l'erreur importante de 28.91 Ma. L'âge de dépôt de cet échantillon est compris entre 100 et 113 Ma, deux des grains sont donc plus jeunes que celui-ci et le dernier grain est proche de l'âge de dépôt. On observe une relation entre l'âge des grains et leur taux d'eU : le grain le plus jeune (53.9 Ma) possède le plus fort taux d'eU (59.2 ppm), et le grain le plus vieux (109.8 Ma) possède le plus faible taux d'eU (42.6 ppm).

Un seul échantillon a été prélevé dans les Barn Mountains, il s'agit du YK13-43. Ce grès a fourni trois grains d'âges très différents (43.4 ± 3.47 Ma, 86.3 ± 6.9 Ma et 220.6 ± 17.65 Ma). Considérer l'âge moyen (de 116.7 ± 92.45 Ma) de cet échantillon n'a pas de sens vu la non-reproductibilité des âges. L'âge de dépôt de cet échantillon est compris entre 66 et 145 Ma ; un des grains est clairement plus jeune que cet âge, un autre est plus vieux et le dernier grain (86.3 Ma) est compris dans la gamme d'âges de dépôt. Une relation entre l'âge et le taux eU a été identifiée pour cet échantillon : le grain le plus jeune (43.4 Ma) a un taux d'eU assez fort (98.6 ppm) alors que le grain le plus vieux (220.6 Ma) a un taux d'eU beaucoup moins élevé (21.2 ppm).

Un échantillon, le YKL13-5, a été prélevé dans la formation Paléocène d'Aklak et donne des grains dont l'âge moyen est de 41.8 Ma. Cet échantillon, plus jeune que l'âge de dépôt a été complètement remis à zéro.

- *Profil de Big Fish River*

Quatre échantillons sont situés au niveau de Big Fish River (YK13-55 et YK13-58 à YK13-60) et montrent des âges de respectivement 30.4 ± 4 , 77.8 ± 53.3 , 37.8 ± 16 et 35.9 ± 9.8 Ma d'Ouest en Est. L'échantillon YK13-55 (30.4 ± 4 Ma) présente deux grains d'âges assez bien reproduits et a été remis à zéro puisque ses grains donnent des âges AHe plus jeune que l'âge de dépôt (60-100 Ma). L'échantillon YK13-58, dont l'âge de dépôt est également compris entre 60 et 100 Ma, présente deux grains d'âges comparables (53.2 et 41.3 Ma), plus jeunes que l'âge stratigraphique, et un dernier âge bien plus élevé (139 ± 11.12 Ma) plus vieux que l'âge stratigraphique. Cette variation peut être reliée à la concentration en U et Th (cf eU, Tableau V.4 et Figure V.16) qui est bien plus faible (16.4 ppm) dans le cas du grain plus vieux que dans le cas des grains jeunes (30.6 et 69.2 ppm). L'échantillon YK13-59, dont l'âge de dépôt est compris entre 66 et 72 Ma, a fourni cinq grains. Quatre sont d'âges assez proches (variant de 25.3 à 39.4 Ma) et un grain plus vieux est daté à 64.9 Ma ; tous sont plus jeunes que l'âge stratigraphique et ont donc été remis à zéro. L'âge moyen de cet échantillon est de 37.8 ± 16.03 Ma. Les taux d'eU ne reflètent pas l'anti-corrélation observée pour les autres échantillons et les taux d'eU sont cette fois plus élevés dans le cas des grains plus vieux (17.6 et 12.1 ppm) et très faibles pour les grains jeunes (2.96, 4.75 et 7.47 ppm). L'échantillon YK13-60 a fourni trois grains dont les âges sont 44.8 ± 3.58 , 37.6 ± 3 et 25.4 ± 2 Ma, et dont l'âge moyen est de 35.9 ± 9.81 Ma. L'âge stratigraphique est compris entre 60 et 72 Ma, et cet échantillon est donc remis à zéro puisque ses grains donnent des âges plus jeunes.

En conclusion, la plupart des échantillons sédimentaires possèdent des grains dont les âges AHe sont remis à zéro. Un seul échantillon, le YK13-46, n'a pas été remis à zéro. Les échantillons recuits montrent une majorité d'âges AHe compris entre 30 et 50 Ma et quelques âges plus vieux autour de 80-90 Ma. Les zones approximatives de recuit sont représentées en Figure V.187. Comme dans le cas des thermochronomètres précédents, les âges obtenus ne permettent de placer qu'une limite approximativement située dans les British Mountains. Dans les Barn Mountains et le bassin en revanche, les deux limites peuvent être placées. La limite de recuit partiel-recuit total suit une direction NO-SE dans les Barn Mountains puis remonte brusquement vers le Nord à l'Est de la chaîne des Barn.

Trois échantillons (YK13-58, YK13-63 et YK13-43) sont plus problématiques car ils possèdent à la fois des grains plus jeunes et des grains plus vieux que leur âge de dépôt. Dans les trois cas une anti-corrélation âge/eU a été établie.

De manière générale, on peut distinguer plusieurs catégories d'échantillons : 1) les échantillons avec des taux d'eU assez faibles (autour de 50 ppm) qui ne varient pas trop avec l'âge AHe, comme l'échantillon YK13-63, 2) les échantillons montrant une anti-corrélation âge/eU dont les eU varient grandement d'un âge à l'autre, comme l'échantillon YK13-01, et 3) les échantillons qui ont une relation quasi-linéaire âge/eU comme l'échantillon YK13-59. Pour ces derniers, la dispersion des âges est liée à la composition des grains.

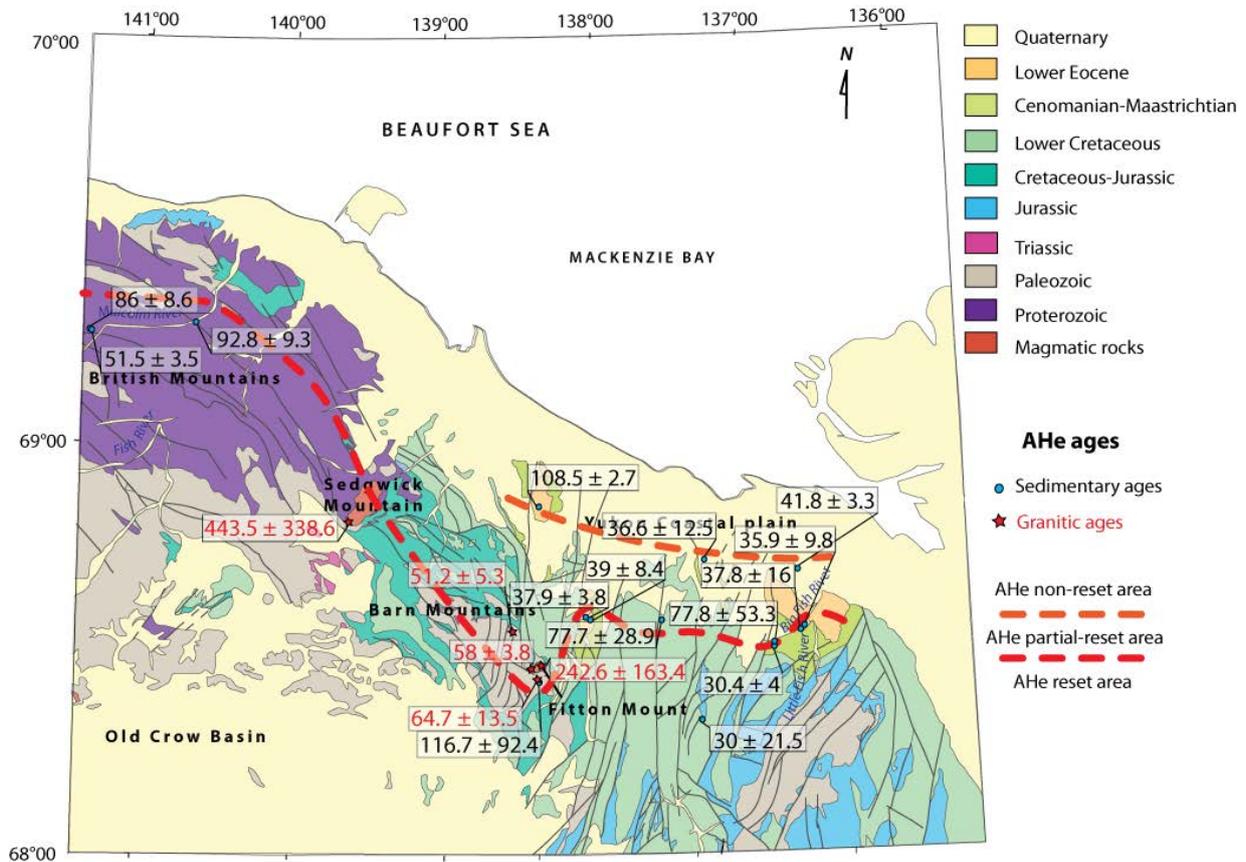


Figure V.17 : Position des limites entre les échantillons AHe remis à zéro, partiellement remis à zéro et pas remis à zéro.

Echantillons de granite

L'échantillon YK13-47 situé au niveau du Mont Sedgwick donne un âge moyen de 443 ± 338.6 Ma. L'erreur associée à cet âge est très conséquente puisqu'il existe une grande

disparité dans les âges des différents grains. Cette disparité peut être expliquée par les variations âges/eU au sein de cet échantillon (Tableau V.4 et Figure V.18) : les grains les plus vieux ont des très faibles taux d'eU (5-7 ppm) alors que le grain le plus jeune possède un eU conséquent (~45 ppm).

Les échantillons YK13-42, YK13-44 et YK13-45, situés sur le Mont Fitton, donnent des âges moyens respectifs de 64.7 ± 13.54 Ma, 58 ± 3.83 Ma et 242.6 ± 163.4 Ma. Les échantillons YK13-42 et YK13-44 possèdent tous deux des grains dont les âges sont très bien reproduits. L'échantillon YK13-45 quant à lui possède des grains dont les âges AHe sont très différents. Ces différences semblent liées à la relation âge/eU observée au sein de cet échantillon (Figure V.18) : les grains les plus vieux possèdent les taux d'eU les plus bas (10-15 ppm) alors que le grain le plus jeune possède le taux d'eU le plus élevé (~70 ppm).

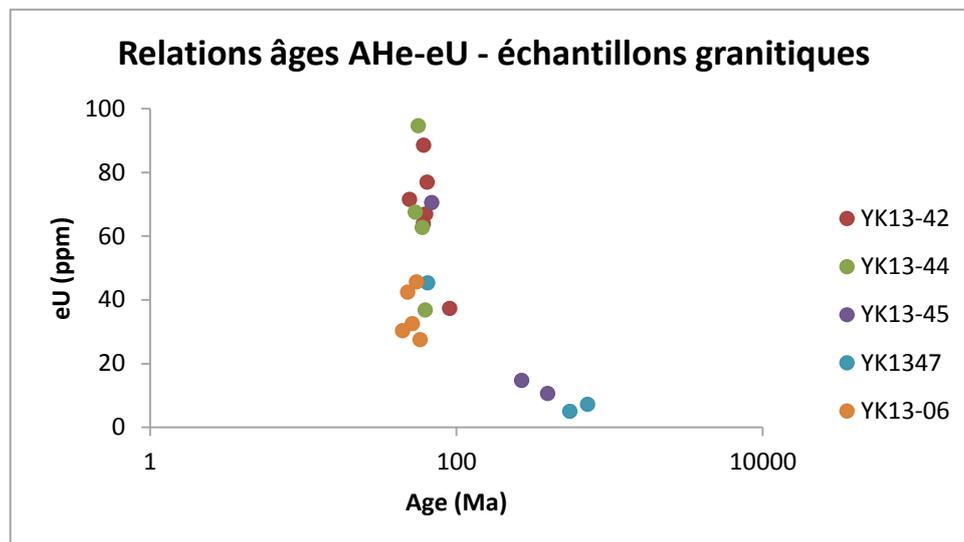


Figure V.18 : Relations âges AHe/eU pour les différents échantillons granitiques.

L'échantillon YK13-06 provient d'un granite situé dans les Barn Mountains. Cinq grains ont pu être datés et présentent des grains dont les âges sont bien reproduits, avec un âge moyen à 51.2 Ma et une erreur très faible de 5.33 Ma.

De manière générale, seuls deux échantillons (l'un situé sur le Mont Sedgwick et l'autre sur le Mont Fitton) présentent des âges moyens très élevés (~450 et ~250 Ma). Si l'on décide de ne considérer que les grains les plus jeunes ayant des taux d'eU comparables à ceux des échantillons YK13-42, YK13-44 et YK13-06, alors l'échantillon YK13-47 est daté en AHe à 64.7 Ma et l'échantillon YK13-45 à 68.8 Ma. Dans ce cas, tous les échantillons granitiques donnent des âges équivalents en AHe, compris entre 50 et 70 Ma.

Hormis les deux échantillons YK13-47 et YK13-45 pour lesquels des relations âges/eU sont observées, il ne semble a priori pas y avoir d'autres relations pour les autres échantillons. L'âge est complètement indépendant de la quantité d'eU, et les rapports Th/U n'indiquent pas de différence majeure entre les grains.

b. (U-Th)/Hélium sur Zircons

Echantillons sédimentaires

Les analyses (U-Th)/He sur zircon ont été réalisées sur 34 échantillons sédimentaires qui sont représentés sur la Figure V.20 et dont les caractéristiques sont détaillées dans le Tableau V.5.

- *Profil Ouest de la Malcolm River*

La totalité des échantillons prélevés pour les analyses ZHe ont donné des résultats sur le profil vertical de la Malcolm River (YK13-10 à YK13-16, Figure V.19). Les âges de ces échantillons varient entre 54.7 ± 0.69 et 82 ± 32 Ma. La majorité de ces échantillons ont des âges associés aux grains bien reproduits. La totalité de ces sept échantillons donne des âges plus jeunes que l'âge de dépôt qui est Protérozoïque ; les échantillons sont donc complètement remis à zéro. Cependant parmi ces âges remis à zéro, il semblerait que se dégagent deux groupes. Un premier ensemble de grains semble donner des âges de 55-70 Ma ; un deuxième ensemble de grains (provenant des échantillons YK13-13 et YK13-14) semble donner des âges de 90-115 Ma.

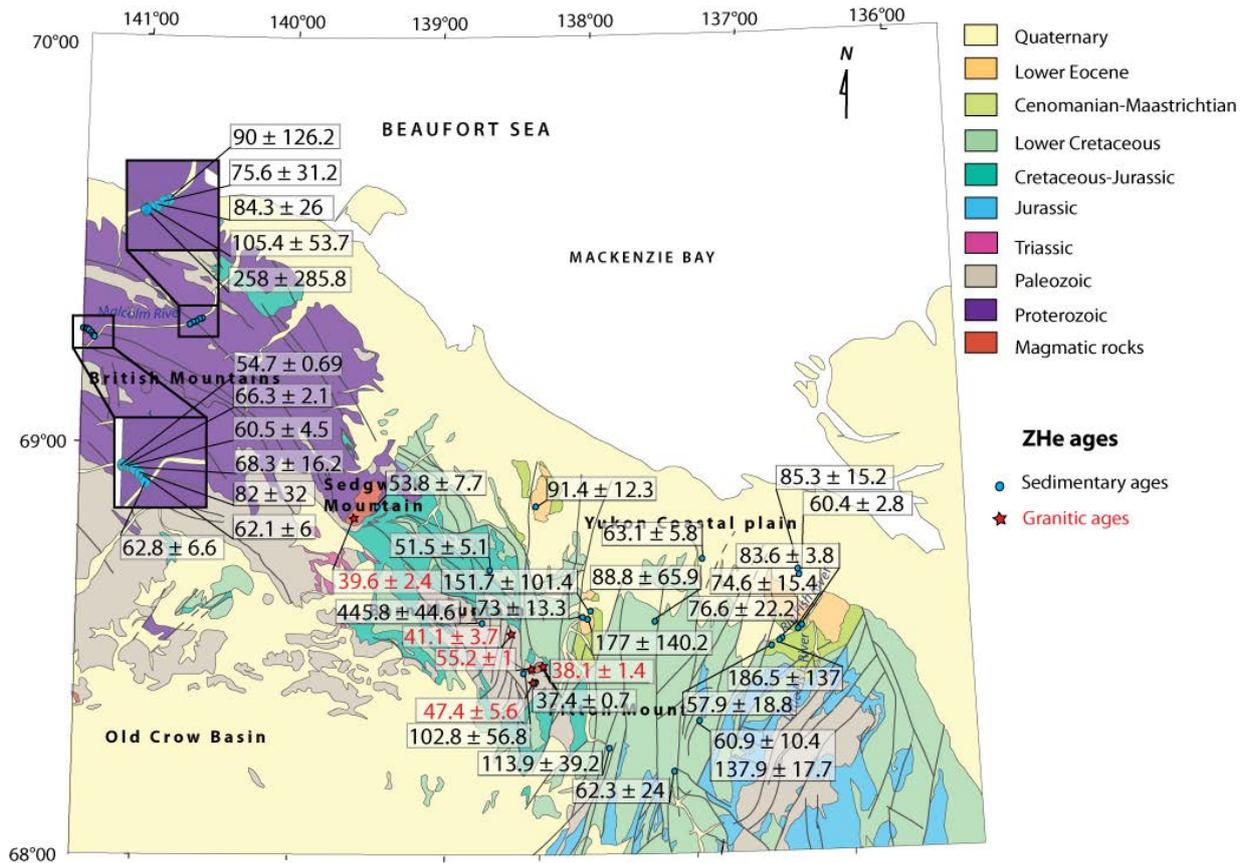


Figure V.19 : Ages moyens ZHe des échantillons sédimentaires et granitiques.

- *Profil Est de la Malcolm River*

Cinq échantillons ont donné des âges ZHe (YK13-18 à YK13-20, YK13-27 et YK13-28) variant de 75.6 ± 31.2 à 258 ± 285.8 Ma. Ces âges présentent tous des erreurs assez conséquentes. L'échantillon YK13-18 montre par exemple une variation d'âges associés aux grains comprise entre 10.2 ± 0.82 et 275.8 ± 22.07 Ma. Cette grande variation est également observable pour l'échantillon YK13-28 qui possède des grains dont les âges varient entre 43.2 ± 3.46 et 582.4 ± 46.6 Ma. L'ensemble des échantillons de ce profil possède des âges individuels plus jeunes que l'âge de dépôt ; ces échantillons ont donc été remis à zéro. Seul l'échantillon YK13-28 possède un grain d'un âge ZHe proche de l'âge de dépôt (Protérozoïque), les deux autres grains de cet échantillon étant plus jeunes. Le grain le plus vieux présente un taux d'eU bas (130 ppm) alors que les grains les plus jeunes présentent des taux d'eU beaucoup plus élevés (400-800 ppm).

Sample	Lithology	FT	Weight (μg)	Length (μm)	Width (μm)	4He (nmol/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Corr. Age (Ma)	Mean Age (Ma)
Sedimentary samples												
YK13-10-1	Sandstone	0.74	4.14	136.7	95.0	24.43	141.3	218.0	1.58	192.5	55.2 \pm 4.4	54.7 \pm 0.69
YK13-10-2		0.74	3.83	153.9	82.6	26.63	195.0	115.5	0.61	222.2	55.1 \pm 4.4	
YK13-10-3		0.79	7.72	179.5	110.8	62.51	425.8	157.2	0.38	462.7	53.9 \pm 4.3	
YK13-11-1	Sandstone	0.76	5.09	161.6	93.9	20.44	102.2	121.8	1.22	130.8	66.8 \pm 5.3	66.3 \pm 2.09
YK13-11-2		0.82	11.76	224.4	119.7	34.80	143.3	141.2	1.01	176.5	68.1 \pm 5.4	
YK13-11-3		0.77	6.03	184.7	93.9	44.65	164.8	76.6	0.48	182.8	64.0 \pm 5.1	
YK13-12-1	Sandstone	0.83	16.53	210.3	154.8	35.85	184.5	180.0	1.00	226.8	65.3 \pm 5.2	60.5 \pm 4.49
YK13-12-2		0.83	15.76	258.6	127.8	38.97	208.5	60.9	0.30	222.8	56.5 \pm 4.5	
YK13-12-3		0.78	6.76	181.9	101.4	118.66	529.5	131.7	0.26	560.4	59.6 \pm 4.8	
YK13-13-1	Sandstone	0.79	7.39	202.8	98.6	63.04	339.1	127.3	0.38	369.0	55.6 \pm 4.4	68.3 \pm 16.23
YK13-13-2		0.78	6.16	180.6	96.6	62.54	327.2	219.3	0.69	378.7	55.9 \pm 4.5	
YK13-13-3		0.82	11.15	211.3	121.4	26.90	140.7	49.1	0.36	152.3	89.8 \pm 7.2	
YK13-13-4		0.76	5.42	164.6	96.1	28.67	187.0	214.5	1.18	237.5	71.9 \pm 5.7	
YK13-14-1	Sandstone	0.75	4.44	154.2	89.9	42.66	104.0	97.8	0.96	127.0	104.6 \pm 8.4	82.0 \pm 32.07
YK13-14-2		0.79	7.45	216.6	94.7	32.08	211.2	84.8	0.41	231.1	57.2 \pm 4.6	
YK13-14-3		0.80	8.30	192.7	109.5	60.70	152.8	116.2	0.78	180.1	114.4 \pm 9.1	
YK13-14-4		0.77	6.93	221.0	89.7	26.44	152.7	190.3	1.28	197.5	51.8 \pm 4.1	
YK13-15-1	Sandstone	0.78	8.03	247.6	90.4	67.03	323.2	217.1	0.69	374.2	59.3 \pm 4.7	62.1 \pm 6.03
YK13-15-2		0.78	6.36	200.2	91.4	40.80	147.7	55.5	0.39	160.8	69.0 \pm 5.5	
YK13-15-3		0.80	8.67	227.5	99.7	74.73	383.4	149.9	0.40	418.6	58.0 \pm 4.6	
YK13-16-1	Sandstone	0.80	8.83	211.6	105.9	78.31	259.7	132.4	0.52	290.8	66.2 \pm 5.3	62.8 \pm 6.62
YK13-16-2		0.80	9.22	229.1	102.7	67.19	341.2	163.1	0.49	379.5	55.2 \pm 4.4	
YK13-16-3		0.81	13.51	313.6	103.3	121.27	607.7	268.3	0.45	670.8	67.1 \pm 5.3	

ETUDE THERMIQUE DES BRITISH-BARN MOUNTAINS ET DU BASSIN DU YUKON

YK13-18-1	Sandstone	0.77	5.33	161.9	96.4	41.84	185.7	151.2	0.84	221.2	62.6 ± 5.0	90.0 ± 126.26
YK13-18-2		0.78	6.45	179.0	99.9	83.13	94.2	87.2	0.95	114.7	275.8 ± 22.1	
YK13-18-3		0.75	4.43	163.2	86.0	6.97	303.4	299.7	1.01	373.9	10.2 ± 0.8	
YK13-18-4		0.74	4.05	182.8	75.6	7.82	376.2	426.9	1.16	476.5	11.4 ± 0.9	
YK13-19-1	Sandstone	0.77	5.51	159.1	99.7	39.07	153.4	163.9	1.09	191.8	60.0 ± 4.8	75.6 ± 31.25
YK13-19-2		0.78	8.68	273.2	88.6	187.10	741.0	383.7	0.53	831.2	60.1 ± 4.8	
YK13-19-3		0.78	6.66	192.4	96.5	59.35	97.3	131.7	1.39	128.2	122.5 ± 9.8	
YK13-19-4		0.76	5.49	169.8	94.6	50.99	117.9	210.5	1.83	167.4	59.7 ± 4.8	
YK13-20-1	Sandstone	0.84	19.54	278.7	137.0	34.96	193.0	105.6	0.56	217.8	60.9 ± 4.8	84.3 ± 26.02
YK13-20-2		0.83	14.53	234.5	131.0	65.22	157.2	125.4	0.82	186.6	120.8 ± 9.7	
YK13-20-3		0.81	10.78	253.7	104.6	55.00	147.7	138.9	0.97	180.3	72.0 ± 5.8	
YK13-20-4		0.81	11.36	221.7	118.4	24.93	125.9	147.3	1.20	160.5	83.6 ± 6.7	
YK13-27-1	Sandstone	0.78	7.26	231.2	89.4	90.60	127.9	134.5	1.08	159.5	146.5 ± 11.7	105.4 ± 53.68
YK13-27-2		0.83	15.86	227.0	141.5	101.07	161.3	143.0	0.91	194.9	156.7 ± 12.5	
YK13-27-3		0.80	9.38	223.1	105.6	132.25	495.7	254.1	0.53	555.4	65.3 ± 5.2	
YK13-27-4		0.81	10.35	229.4	109.5	178.78	832.1	279.9	0.35	897.9	53.3 ± 4.3	
YK13-28-1	Sandstone	0.69	1.76	123.5	70.2	289.92	855.6	187.5	0.22	899.7	148.5 ± 11.9	258.0 ± 285.78
YK13-28-2		0.75	3.71	164.9	86.1	216.39	112.8	76.2	0.69	130.7	582.4 ± 46.6	
YK13-28-3		0.74	3.10	149.0	84.9	62.46	348.4	505.9	1.49	467.3	43.2 ± 3.4	
YK13-04-1	Sandstone	0.78	5.46	194.5	94.5	94.31	211.2	107.8	0.52	236.6	92.3 ± 7.4	102.8 ± 56.84
YK13-04-2		0.78	6.66	243.7	88.0	61.41	90.9	74.0	0.83	108.3	177.0 ± 14.1	
YK13-04-3		0.78	5.15	178.4	99.4	61.81	194.3	108.5	0.57	219.8	103.3 ± 8.3	
YK13-04-4		0.79	5.87	189.6	101.9	24.87	507.4	165.5	0.33	546.3	38.9 ± 3.1	
YK13-05-1	Sandstone	0.79	7.95	251.2	95.5	132.07	87.4	85.1	1.00	107.4	445.8 ± 35.7	445.8 ± 44.58
YK13-08-1	Sandstone	0.75	3.53	159.0	86.5	273.80	2595.2	1837.5	0.73	3027.0	51.5 ± 4.1	51.5 ± 5.15
YK13-09-1	Sandstone	0.80	8.57	238.1	104.6	364.93	1603.7	1085.0	0.69	1858.7	65.0 ± 5.2	53.8 ± 7.69
YK13-09-2		0.79	6.27	196.7	102.5	286.77	1535.4	1212.0	0.81	1820.2	50.7 ± 4.0	
YK13-09-3		0.82	12.56	304.0	107.9	296.56	1425.7	935.7	0.67	1645.6	51.9 ± 4.1	
YK13-09-4		0.83	12.24	267.9	117.9	306.85	2126.5	1152.7	0.56	2397.4	47.5 ± 3.8	

ETUDE THERMIQUE DES BRITISH-BARN MOUNTAINS ET DU BASSIN DU YUKON

YK13-43-1	Sandstone	0.80	8.02	233.6	102.1	319.46	2021.7	2796.9	1.42	2679	38.2 ± 3.0	37.4 ± 0.7
YK13-43-2		0.83	14.09	264.7	130.6	318.13	1784.3	1994	1.15	2252.9	37 ± 2.9	
YK13-43-3		0.78	6.06	202.4	97.4	280.21	2139	2202.8	1.06	2656.7	36.9 ± 2.9	
YK13-51-1	Sandstone	0.64	1.01	106.7	56.1	69.95	290	50.2	0.18	301.8	58.2 ± 4.6	60.9 ± 10.4
YK13-51-2		0.64	1.12	117.5	54.6	97.69	413.4	114.4	0.28	440.2	52.1 ± 4.2	
YK13-51-3		0.62	1.03	120.8	50.5	41.36	120	118	1.01	147.7	72.3 ± 5.8	
YK13-52-1	Sandstone	0.75	3.77	178.6	80.6	82.28	129.5	68.8	0.55	145.7	152 ± 12.2	137.9 ± 17.7
YK13-52-2		0.78	5.46	195.2	94.2	136.26	301.1	26.7	0.09	307.4	118 ± 9.5	
YK13-52-3		0.81	8.61	228.1	109.2	128.38	289.3	160.2	0.57	326.9	143.7 ± 11.5	
YK13-62-1	Sandstone	0.70	1.97	109.9	96.5	28.75	169.6	93.6	0.57	191.6	57.9 ± 4.6	88.8 ± 65.87
YK13-62-2		0.73	2.63	129.0	91.0	25.94	239.9	86.1	0.37	260.1	44.1 ± 3.5	
YK13-62-3		0.74	3.05	139.2	91.6	36.89	149.9	99.0	0.68	173.2	164.5 ± 13.1	
YK13-65-1	Sandstone	0.73	3.63	192.4	73.8	78.93	337.8	357.6	1.09	421.8	49.3 ± 3.9	62.3 ± 24
YK13-65-2		0.74	3.36	169.2	78.6	277.95	826.4	107.9	0.13	851.7	90 ± 7.2	
YK13-65-3		0.75	4.12	189	81	137.49	698.2	119.3	0.18	726.2	47.6 ± 3.8	
YK13-67-1	Sandstone	0.74	2.89	138.7	88.2	249.02	468.4	145	0.32	502.5	140.7 ± 11.2	113.9 ± 39.2
YK13-67-2		0.74	3.1	151.8	83.2	223.08	485.6	50.4	0.11	497.5	132.2 ± 10.6	
YK13-67-3		0.75	3.09	138.3	93.6	52.13	195.4	66	0.35	210.9	68.9 ± 5.5	
YK13-01-1	Sandstone	0.81	9.32	237.6	110.6	191.25	857.8	210.6	0.25	907.3	61.1 ± 4.9	177.0 ± 140.26
YK13-01-2		0.84	14.48	265.9	132.4	147.63	639.1	204.8	0.33	687.2	77.1 ± 6.2	
YK13-01-3		0.78	5.44	189.3	96.9	242.91	168.4	35.0	0.21	176.7	363.4 ± 29.1	
YK13-01-5		0.78	5.21	176.7	101.3	213.48	164.0	113.0	0.71	190.6	206.3 ± 16.5	
YK13-02-1	Sandstone	0.85	21.60	370.0	127.7	40.63	489.2	134.9	0.28	521.0	63.4 ± 5.1	73.0 ± 13.35
YK13-02-2		0.78	5.50	208.7	89.0	128.79	482.1	88.8	0.19	502.9	59.6 ± 4.8	
YK13-02-3		0.76	5.54	227.2	83.3	147.86	307.2	422.5	1.41	406.5	85.4 ± 6.8	
YK13-02-4		0.80	7.47	220.1	103.0	183.04	669.0	375.5	0.58	757.3	83.5 ± 6.7	
YK13-03-1	Shale	0.77	4.12	147.4	108.7	188.56	261.2	90.3	0.35	282.4	176.7 ± 14.1	151.7 ± 101.37

ETUDE THERMIQUE DES BRITISH-BARN MOUNTAINS ET DU BASSIN DU YUKON

YK13-03-2		0.73	2.62	143.3	78.7	297.29	1731.4	908.8	0.54	1945.0	57.7 ± 4.6	
YK13-03-3		0.78	5.11	161.5	112.9	59.94	266.5	168.3	0.65	306.0	88.7 ± 7.1	
YK13-03-4		0.76	4.07	158.3	96.6	104.84	207.0	198.0	0.98	253.5	283.6 ± 22.7	
YK13-46-1		0.80	7.77	229.8	101.5	171.32	566.6	308.6	0.56	639.1	86.9 ± 6.9	
YK13-46-2	Sandstone	0.77	5.48	230.5	81.8	406.25	1282.3	501.2	0.40	1400.1	81.9 ± 6.5	91.4 ± 12.3
YK13-46-3		0.76	4.59	186	88	149.46	342.8	195.7	0.59	388.8	105.3 ± 8.4	
YK13-61-1		0.73	3.02	158.5	78.1	198.80	457	317.9	0.71	531.7	69.6 ± 5.6	
YK13-61-2	Sandstone	0.75	4	153.8	98.9	8.07	130.5	893.2	7.02	340.4	58.7 ± 4.7	63.1 ± 5.8
YK13-61-3		0.82	10.62	260.2	110.7	105.62	361.7	194.4	0.55	407.3	60.9 ± 4.8	
YKL135-1		0.77	7.51	292.7	82.4	118.69	742.0	389.1	0.54	833.5	84.9 ± 6.8	
YKL135-2	Sandstone	0.82	12.38	287.8	111.7	182.65	687.4	150.0	0.22	722.7	70.3 ± 5.6	85.3 ± 15.21
YKL135-3		0.81	9.71	256.5	106.0	197.31	1440.1	991.0	0.71	1673.0	100.7 ± 8.0	
YKL136-1		0.78	5.78	219.2	88.0	172.96	1043.4	342.1	0.34	1123.8	61.0 ± 4.9	
YKL136-2	Sandstone	0.81	9.78	266.6	103.1	107.61	563.0	154.5	0.28	599.3	57.4 ± 4.6	60.4 ± 2.77
YKL136-3		0.78	7.56	275.5	86.4	100.05	505.8	68.1	0.14	521.8	62.8 ± 5.0	
YK13-55-1		0.82	13.28	314.2	108.7	482.45	1378.7	374.1	0.28	1466.6	79.4 ± 6.3	
YK13-55-2	Sandstone	0.84	16.55	295.2	130.8	132.48	677	232.7	0.35	731.7	50.2 ± 4.0	57.9 ± 18.8
YK13-55-3		0.83	14.3	294.1	119.8	73.95	760.9	324.9	0.44	837.2	44.2 ± 3.5	
YK13-57-1	Sandstone	0.75	3.88	178.3	82.2	244.22	151.3	125.2	0.85	180.8	356.0 ± 28.5	
YK13-57-2		0.76	5.68	261.1	76.8	49.46	160.9	61.7	0.39	175.4	71.1 ± 5.7	186.5 ± 136.97
YK13-57-3		0.74	4.45	225.7	73.6	501.96	741.1	257.5	0.36	801.6	239.5 ± 19.2	
YK13-57-4		0.79	6.69	223.3	94.8	244.74	979.2	173.1	0.18	1019.9	79.5 ± 6.4	
YK13-58-1	Sandstone	0.72	2.23	188.5	91.3	197.84	211	94.8	0.46	233.2	101.2 ± 8.1	
YK13-58-2		0.77	5.37	207.7	88	333.94	1171.5	501.4	0.44	1289.3	74.5 ± 6.0	77.6 ± 22.2
YK13-58-3		0.83	16	341.6	113.8	119.67	570.7	211	0.38	620.3	57.1 ± 4.6	
YK13-59-1	Sandstone	0.81	10.91	274.1	107.7	346.75	1254.4	868.8	0.71	1458.6	66.2 ± 5.3	
YK13-59-2		0.79	7.9	266.5	90.8	214.89	411.7	128.3	0.32	441.8	92.5 ± 7.4	74.6 ± 15.4
YK13-59-3		0.80	8.98	278.2	94.8	549.37	1700.2	474.5	0.29	1811.7	65.3 ± 5.2	

ETUDE THERMIQUE DES BRITISH-BARN MOUNTAINS ET DU BASSIN DU YUKON

YK13-60-1		0.77	6.86	272.8	82.3	172.95	437.6	339.6	0.8	517.4	87.4 ± 7.0	
YK13-60-2	Sandstone	0.80	8.43	262.8	95.4	65.73	246.5	120.3	0.5	274.8	83.7 ± 6.7	83.6 ± 3.8
YK13-60-3		0.83	12.25	246	128.1	152.13	452.8	283.4	0.64	519.4	79.8 ± 6.4	
Granitic samples												
YK13-42-1		0.82	11.73	254.6	109.4	282.30	2274.5	278.1	0.13	2339.9	40.5 ± 3.2	
YK13-42-2		0.85	21.64	287.3	142.1	234.50	1022.8	832.5	0.83	1218.4	55.6 ± 4.5	
YK13-42-3	Granite	0.83	16.96	286.5	124.1	185.18	1340.9	1027.2	0.79	1582.2	48.7 ± 3.9	47.4 ± 5.56
YK13-42-4		0.83	16.34	272.3	125.8	251.98	1805.9	1831.4	1.04	2236.2	44.7 ± 3.6	
YK13-42-5		0.84	20.15	302.9	131.6	167.62	1325.0	846.8	0.66	1524.0	47.6 ± 3.8	
YK13-44-1		0.81	10.52	231.0	110.0	222.65	1109.6	221.1	0.20	1161.6	56.2 ± 4.5	
YK13-44-2	Granite	0.81	11.17	238.1	111.4	271.30	1252.8	785.8	0.64	1437.5	55.4 ± 4.4	55.2 ± 1.05
YK13-44-3		0.83	14.20	235.9	128.7	212.58	1102	469.7	0.44	1212.4	54.1 ± 4.3	
YK13-45-1		0.83	14.3	276.7	126.4	182.25	1109.7	792.9	0.73	1296	38.1 ± 3.0	
YK13-45-2	Granite	0.82	11.5	254.7	118.7	241.92	1485.1	1117	0.77	1747.6	36.6 ± 3.0	38.1 ± 1.4
YK13-45-3		0.83	13.92	299.5	116.1	353.76	1610.7	1239	0.79	1901.9	39.4 ± 3.1	
YK13-47-1		0.76	4.22	180.6	85.8	282.86	1289.1	1461.5	1.16	1632.6	41.4 ± 3.3	
YK13-47-2	Granite	0.77	5.26	208.1	86.8	167.74	1252.1	932.2	0.76	1471.2	36.9 ± 2.9	39.6 ± 2.4
YK13-47-3		0.79	6.97	235.5	92.9	272.69	1234.9	854.3	0.71	1435.7	40.6 ± 3.2	
YK13-06-1		0.84	16.53	283.7	135.6	227.39	1666.3	501.9	0.31	1784.3	45.3 ± 3.6	
YK13-06-2	Granite	0.82	10.20	253.8	110.3	254.58	1977.2	699.8	0.36	2141.7	38.4 ± 3.1	41.1 ± 3.67
YK13-06-3		0.83	13.93	306.9	113.9	276.21	2855.2	751.0	0.27	3031.7	39.6 ± 3.2	

Tableau V.5 : Principales caractéristiques des âges ZHe. FT est le facteur de correction géométrique utilisé lors du calcul de l'âge. eU est le taux d'Uranium effectif contenu dans le grain. Corr. age est l'âge corrigé du facteur d'éjection FT. L'incertitude 1σ est fixée à 8 % de l'âge.

- *Barn Mountains et couverture Mésozoïque/Cénozoïque*

Cinq échantillons sont localisés dans les Barn Mountains ou dans la couverture mésozoïque au Nord des Barn Mountains (YK13-04 à YK13-05, YK13-08 à YK13-09 et YK13-43). Seul l'échantillon YK13-09 est localisé plus à l'Ouest au niveau du Mont Sedgwick. L'échantillon YK13-04 a fourni quatre grains d'âges assez distincts, ce qui est reflété par l'importance de l'erreur associée à l'âge moyen (102.8 ± 56.84 Ma). La relation eU/âges est particulièrement bien mise en évidence (cf Figure V.20) dans le cas de cet échantillon puisque le taux d'eU varie de 108.3 à 546.3 ppm (de l'âge le plus vieux à l'âge le plus jeune). Les échantillons YK13-05 et YK13-08 ont fourni chacun un seul grain. Si le premier échantillon donne un âge très vieux (445.8 ± 35.66 Ma), le second en revanche donne un âge très jeune (51.5 ± 4.12 Ma). L'échantillon YK13-05 montre un taux d'eU très faible (107.4 ppm) comparé à celui de l'échantillon YK13-08 (3027 ppm). La faible teneur en eU explique l'âge très vieux de l'échantillon YK13-05 qui n'est pas forcément très représentatif de l'échantillon ; malheureusement en l'absence d'autre grain c'est le seul âge qui est interprétable ici. L'échantillon YK13-43 a fourni trois grains dont les âges par grain sont remarquablement bien reproduits avec un âge moyen de 37.4 ± 0.7 Ma. L'ensemble des échantillons traités dans cette zone ont été complètement remis à zéro, hormis le YK13-05 qui donne un âge ZHe proche de l'âge de dépôt compris entre 433 et 458 Ma.

Cinq échantillons sont localisés dans la couverture mésozoïque du bassin à l'Est des Barn Mountains (YK13-51, YK13-52, YK13-62, YK13-65 et YK13-67). Les cinq échantillons présentent des âges associés aux grains assez disparates (disparité reflétée par les importantes erreurs associées aux âges moyens). Les échantillons YK13-51, YK13-52, YK13-62, YK13-65 et YK13-67 ont donné des grains dont les âges moyens sont de respectivement 60.9 ± 10.4 Ma, 137.9 ± 17.7 Ma, 88.8 ± 65.87 Ma, 63.1 ± 5.8 Ma et 113.9 ± 39.2 Ma. Les échantillons YK13-51 et YK13-65 donnent des âges moyens plus jeunes que les âges de dépôts (entre 100 et 145 Ma pour YK13-51 et entre 135 et 145 Ma pour YK13-65), ces échantillons ont donc été remis à zéro. Les échantillons YK13-52, YK13-62 et YK13-67 en revanche ont des grains plus jeunes que l'âge de dépôt mais également des grains plus vieux. Il n'existe pas de relation âge/eU très claire ; si les grains les plus vieux ont tendance à avoir des taux d'eU plus faible et les grains les plus jeunes des taux d'eU forts pour YK13-52 et

YK13-62, il semblerait que la tendance soit plutôt inverse pour YK13-67 (~200 ppm pour grain de ~70 Ma et ~400-500 ppm pour grains de 130-140 Ma).

Sept échantillons sont localisés dans les patchs de Cénozoïque présents dans le bassin (YK13-01 à YK13-03, YK13-46, YK13-61, YKL13-5 et YKL13-6). L'échantillon YK13-01 a fourni quatre grains dont les âges sont très dispersés (allant de 61.1 ± 4.89 à 363 ± 29.08 Ma), dispersion reflétée par l'erreur associée à l'âge moyen (177 ± 140.26 Ma). L'échantillon YK13-03 a fourni quatre grains dont les âges sont assez dispersés avec un âge moyen de 151.7 ± 101.37 Ma. Les échantillons YK13-02, YK13-46 et YK13-61 ont la particularité de présenter des âges dont la dispersion est assez faible avec des âges moyens de respectivement 73 ± 13.35 Ma, 91.4 ± 12.3 Ma et 63.1 ± 5.8 Ma. Sur l'ensemble de ces échantillons, YK13-46 et YKL13-5 n'ont pas été remis à zéro car leurs âges ZHe sont plus vieux que les âges de dépôt. Les échantillons YK13-01 à YK13-03, YK13-61 et YKL13-6 possèdent à la fois des grains plus jeunes et plus vieux que les âges de dépôt.

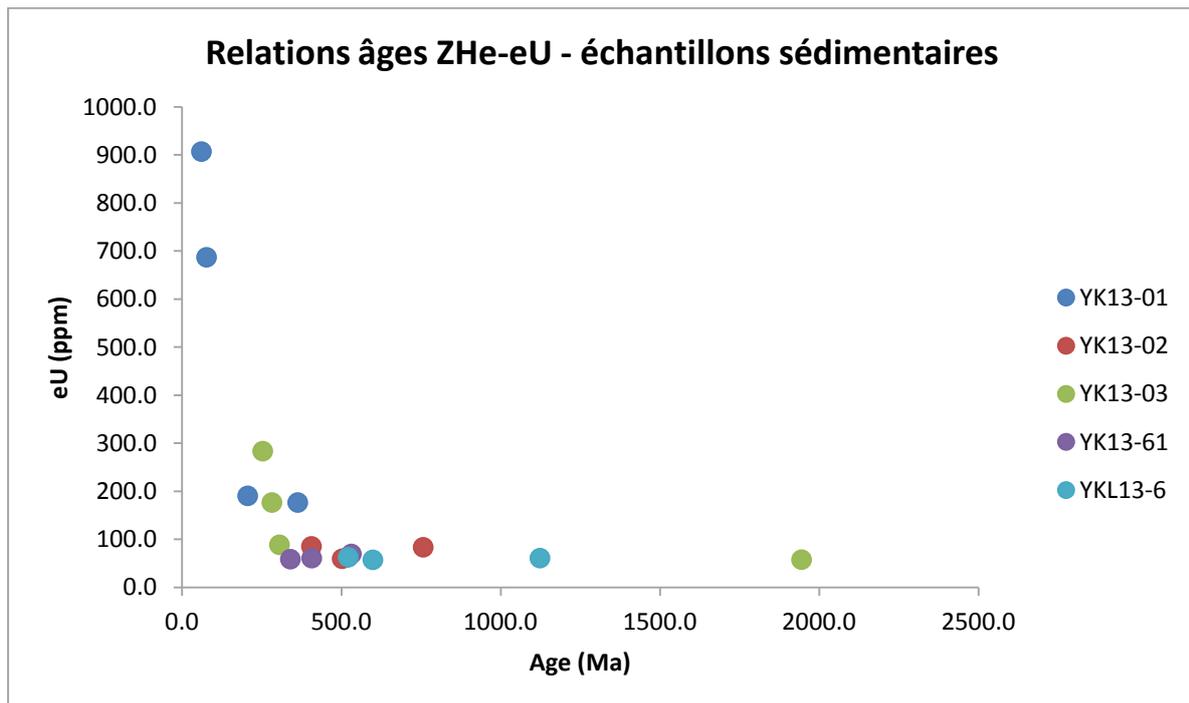


Figure V.20 : Relations âges ZHe/eU pour les différents échantillons sédimentaires. Tous les âges associés aux grains ont été reportés.

Au vu des échantillons suivants, il semble que plusieurs tendances âges/eU aient été mises en évidence ici : 1) pour certains échantillons, comme les YK13-01 et YK13-03, les âges et les taux d'eU sont anti-corrélés, les taux d'eU étant les plus forts pour les grains jeunes 2) pour d'autres échantillons, comme le YK13-02 ou le YK13-61, c'est au contraire une relation qui est mise en évidence, avec des forts taux d'eU pour les grains vieux ; dans ce cas-ci les différences d'âges peuvent être expliquées par la chimie des grains et 3) il arrive qu'aucune tendance particulière ne se dégage des données comme c'est le cas pour l'échantillon YKL13-6. Pour ces derniers échantillons, les rapports Th/U sont très faibles et homogènes.

Echantillons de granite

Tous les échantillons granitiques comportent au moins 3 grains, excepté le YK13-42 qui en comporte 5. Les âges moyens de YK13-42, YK13-44, YK13-45, YK13-47 et YK-06 sont respectivement de 47.4 ± 5.56 Ma, 55.2 ± 1.05 Ma, 38.1 ± 1.4 Ma, 39.6 ± 2.4 Ma et 41.1 ± 3.67 Ma. L'ensemble des âges de ces différents échantillons sont bien reproduits. Une relation âge/eU est observée (cf Figure V.21) ; notamment dans l'échantillon YK13-42, les grains les plus vieux ont les taux d'eU les plus faibles, et les grains les plus jeunes ont les taux les plus forts.

En conclusion tous les échantillons granitiques donnent des âges ZHe cohérents, autour de 40-55 Ma.

4.2. Bilan des données thermochronologie basse-températures

Echantillons sédimentaires

L'ensemble des données de thermochronologie basse-température obtenues au cours de cette étude ont été reportés sur 3 profils, le premier O-E dans les British Mountains, le second W-E dans les Barn Mountains et le dernier N-S dans le bassin Mésozoïque et Cénozoïque à l'Est des Barn Mountains (Figure V.22).

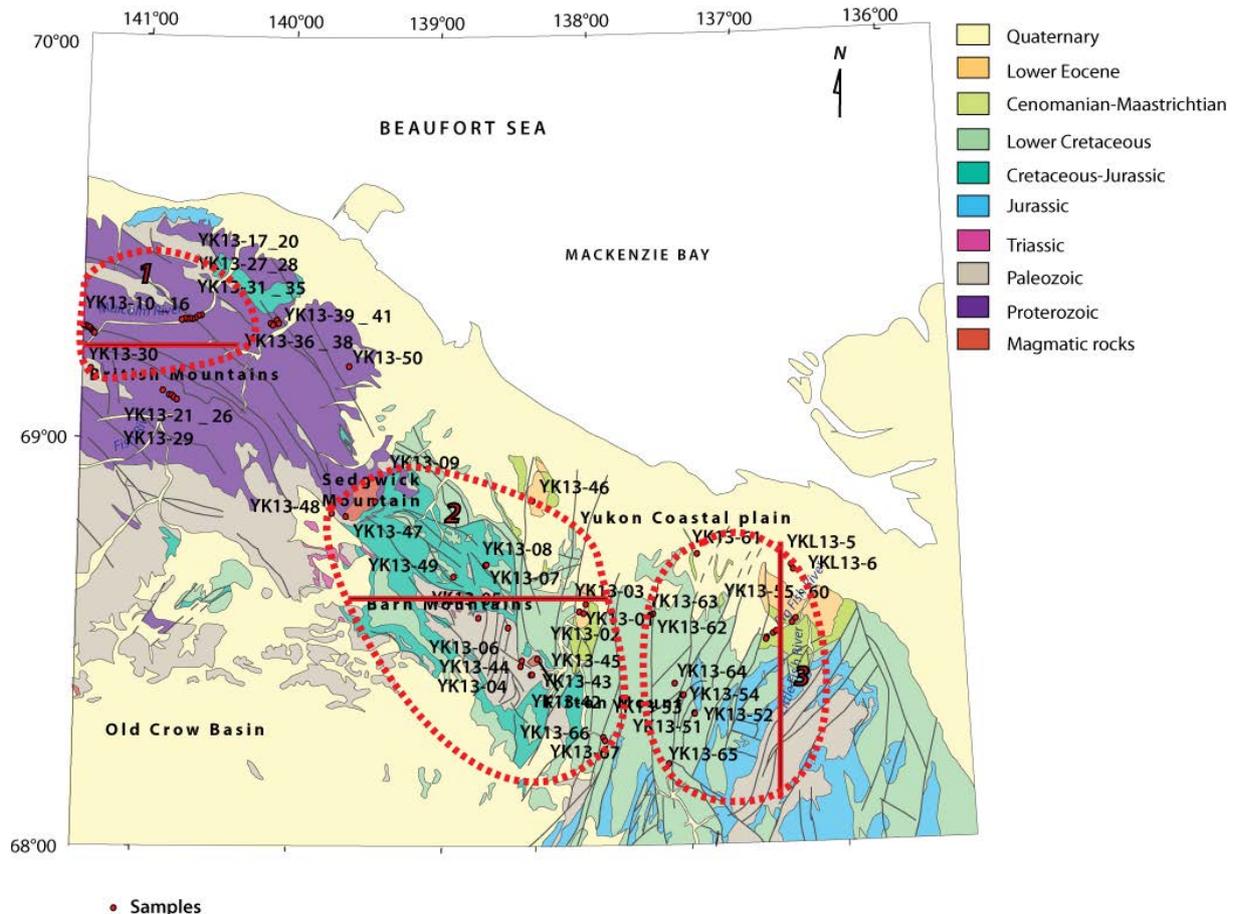


Figure V.22 : Localisation des profils thermochronologiques basse-température. Les cercles en pointillés délimitent les échantillons associés à chacun des profils.

Sur le premier profil (Figure V.23) tous les âges, tous thermochronomètres confondus, des échantillons issus des British Mountains sont reportés (échantillons YK13-10 à YK13-16, YK13-20 et YK13-27 à YK13-28). Sur la partie gauche de la figure sont représentés les échantillons du profil Ouest de la Malcolm River, et sur la droite ceux du profil Est de la Malcolm River. Pour la quasi totalité de ces échantillons les âges sont cohérents entre eux, avec des âges AHe plus jeunes que les âges ZHe, eux-mêmes plus jeunes que les âges ZFT. Cependant, deux échantillons possèdent des âges non cohérents ; en effet l'échantillon YK13-12 (sur la gauche du graphique) et le YK13-27 (sur la droite du graphique) possèdent au moins un grain daté en AHe plus vieux que certains des grains datés en ZHe (86 Ma en AHe et entre 56.5 et 65.3 Ma en ZHe pour l'échantillon YK13-12 ; et 92.8 Ma en AHe et entre 53.3 et 156.7 Ma en ZHe pour l'échantillon YK13-27).

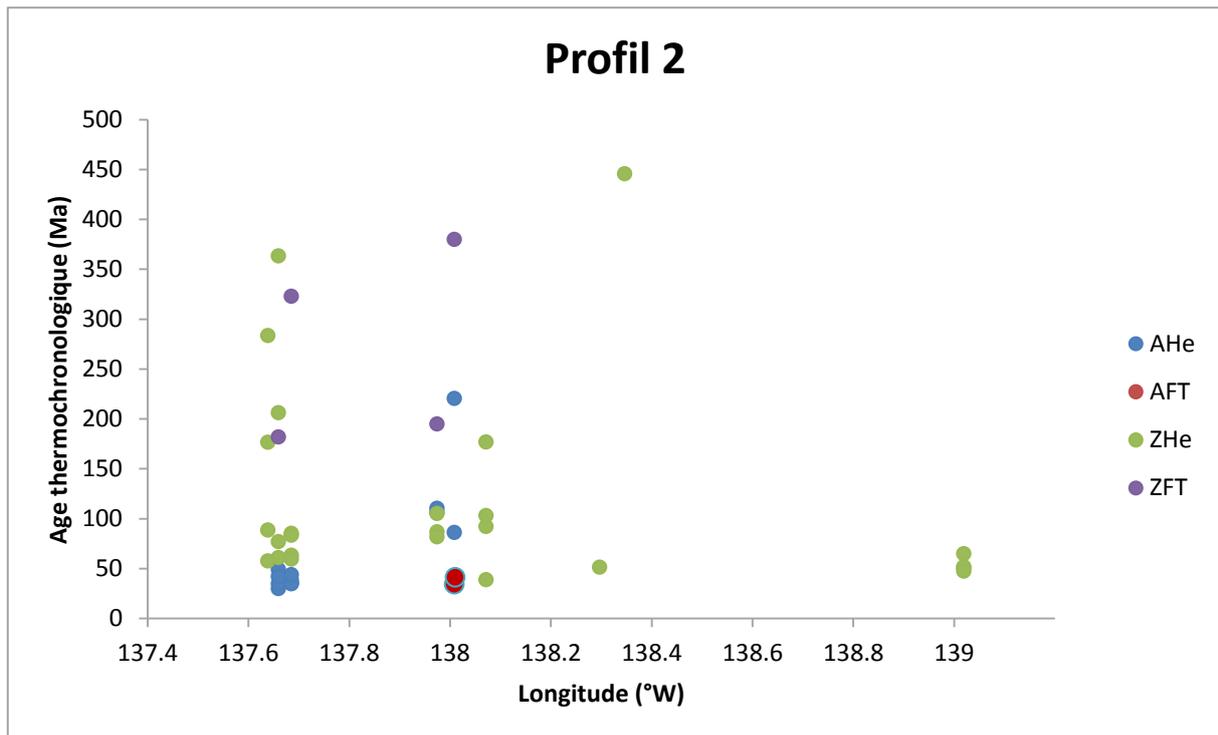


Figure V.24 : Profil O-E des échantillons prélevés dans les Barn Mountains. En bleu figurent les âges AHe, en rouge les âges AFT, en vert les âges ZHe et en violet les âges ZFT.

Le dernier profil (Figure V.25) représente les échantillons prélevés dans la partie Est du bassin méso-cénozoïque (YK13-52, YK13-55, YK13-57 à YK13-63, YK13-65 et YK13-67). Encore une fois, seuls quelques échantillons, les YK13-58 à YK13-60 et YKL13-5, ont des âges incohérents et ceux-ci sont tous situés au Nord du bassin et ont été prélevés dans le Crétacé supérieur-Cénozoïque. L'échantillon YK13-58 cumule deux incohérences et possède un âge AHe (139 Ma) plus vieux que les âges ZHe (101.2 Ma au maximum) et également un âge central ZFT (83.2 Ma) plus jeune qu'un grain ZHe (101.2 Ma). L'échantillon YK13-59 possède un âge central ZFT (63.1 Ma) plus jeune que certains grains datés en ZHe (65.3 et 66.2 Ma). Les deux derniers échantillons (YK13-60 et YKL13-5), enfin, ont le même problème, à savoir des populations d'âges AFT (respectivement 62.7 Ma pour YK13-60, et 6.3 Ma et 50.7 Ma pour YKL13-5) plus vieux que certains âges ZHe (respectivement 79.8 et 70.3 Ma).

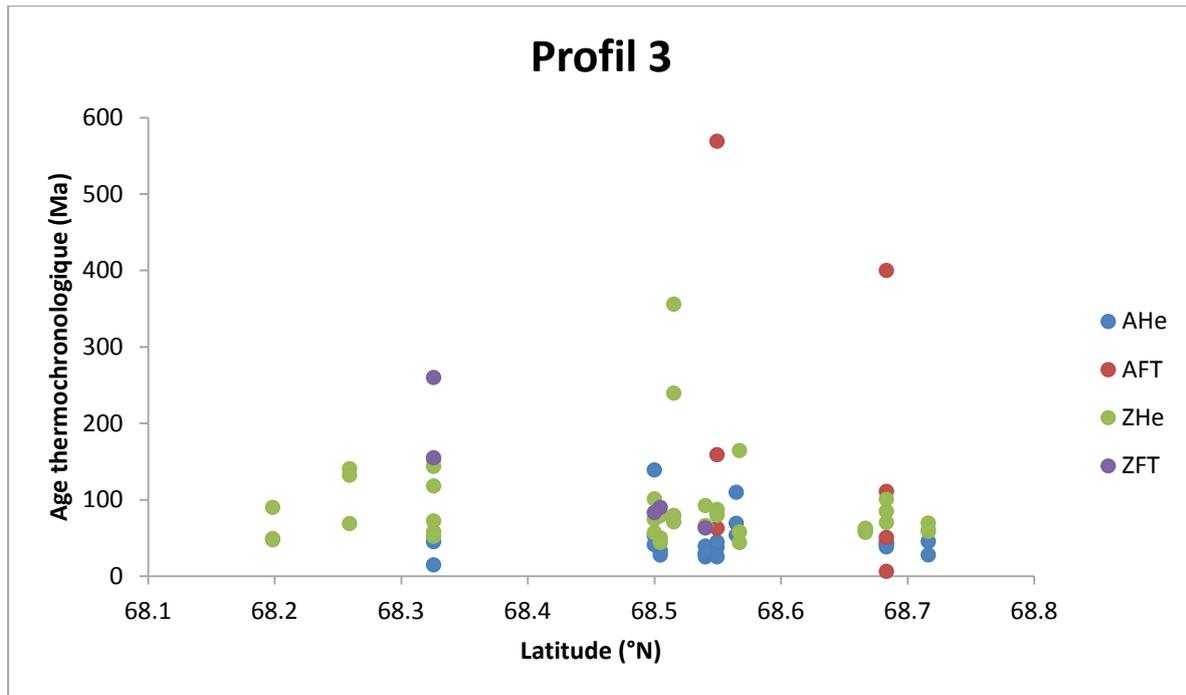


Figure V.25 : Profil N-S des échantillons prélevés dans le bassin méso-cénozoïque. En bleu figurent les âges AHe, en vert les âges ZHe et en rouge les âges ZFT.

Echantillons de granite

Sur la Figure V.26 sont reportés les âges obtenus sur les granites. Cette figure a pour but d'illustrer les incohérences dans les âges ; les âges ZFT ne sont donc pas représentés car ils sont tous plus vieux que tous les âges présentés dans la Figure V.27 et ne sont pas concernés par ces problèmes. Généralement les âges ZHe sont plutôt bien reproduits dans chaque échantillon, et les âges AFT passent tous les test du χ^2 . Les âges AHe en revanche sont plus dispersés, mais les rapports Th/U sont semblables et ne semblent pas montrer de différence significative entre les échantillons. Dans le détail, de nombreux problèmes sont observés dans ces différents échantillons. Tout d'abord, dans l'échantillon YK13-06, un âge AHe (45.6 Ma) est plus vieux que les âges ZHe (< 45.3 Ma), et l'âge AFT (47 Ma) est plus vieux que les âges ZHe (< 45.3 Ma). L'échantillon YK13-42 possède des grains avec des âges AHe (de 60.6 à 90.1 Ma) plus vieux que les ZHe (< 55.6 Ma) ; l'échantillon YK13-44 a le même problème et possède en plus un âge central AFT (35.6 Ma) plus jeune que le grain AHe le plus jeune (36.8 Ma). Enfin les échantillons YK13-45 et YK13-47 possèdent chacun un grain AHe plus vieux que les ZHe.

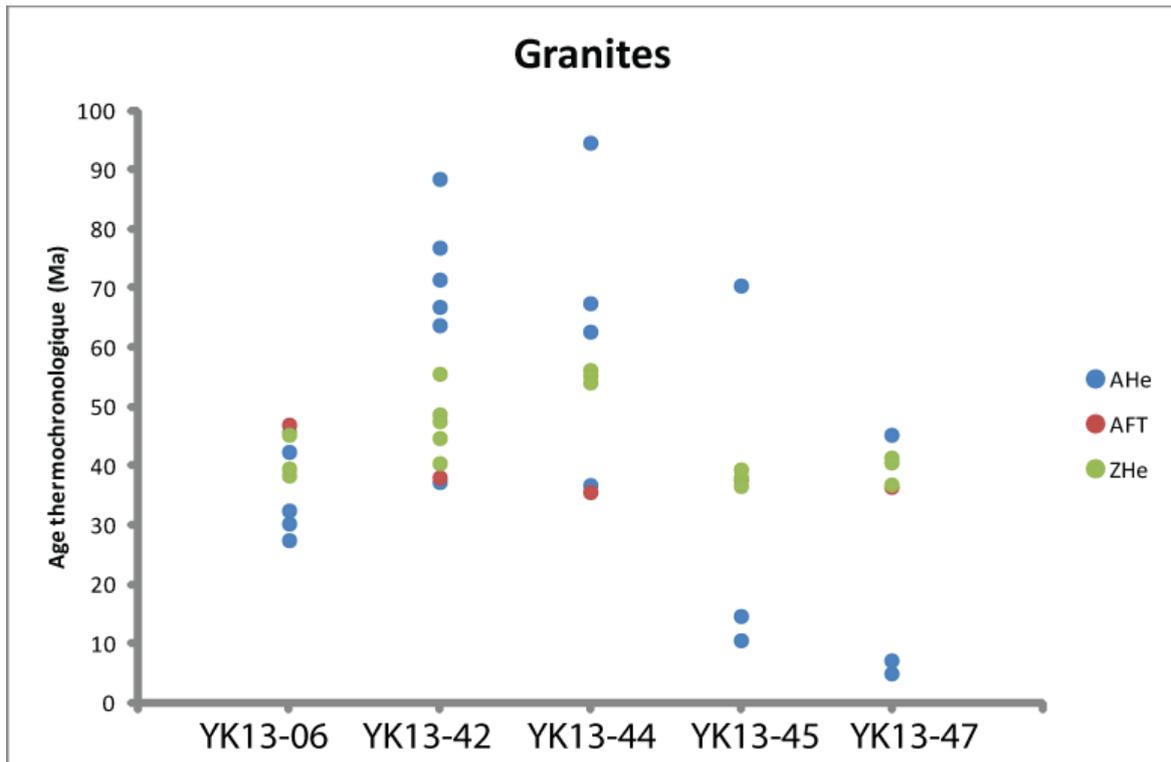


Figure V.26 : Ages AHe, AFT et ZHe obtenus dans les différents granites échantillonnés. En bleu figurent les âges AHe, en rouge les âges AFT et en vert les âges ZHe.

Plusieurs incohérences ont été détectées dans ces âges, en ce qui concerne les échantillons sédimentaires comme les échantillons de granite. Ces problèmes sont 1) des âges AHe plus vieux que tous les autres thermochronomètres, 2) des âges ZHe plus vieux que les âges centraux ZFT, 3) des âges centraux AFT plus jeunes que les âges AHe, et 4) des âges centraux AFT plus vieux que les âges ZHe. Ces incohérences sont généralement attribuées soit à des erreurs de sélection des gains (présence de micro-inclusions), soit à des variations de chimie des grains, induisant des erreurs sur le calcul des âges He. Ici, les problèmes d'incohérences entre les thermochronomètres sont récurrents et touchent aussi bien les apatite que les zircons, *in-situ* ou sédimentaires.

Tous d'abord certaines inversion d'âges sont dues au fait que les âges obtenus par les différents thermochronomètres sont très proches les uns des autres, c'est le cas pour les échantillons YK13-59 (inversion âges ZHe et ZFT), YK13-06 (inversion AHe et ZHe) et YK13-44 (inversion AFT et AHe). Les barres d'erreur de ces différents âges pour un échantillon donné se chevauchent ; on peut alors considérer que ces âges ne sont pas réellement inversés, mais plutôt représentatifs d'une exhumation très rapide ou d'un recuit partiel des

échantillons.

Ensuite certains échantillons montrent une relation âge-eU (en AHe comme en ZHe). C'est le cas pour les échantillons YK13-01, YK13-12 et YK12-27 en ZHe, et les échantillons YK13-42 à YK13-45 et YK13-47 en AHe. Alors que la corrélation positive âge-eU s'explique avec les récents modèles de recuit des dommages alpha (Flowers et al., 2009 ; Gautheron et al., 2009), l'anti-corrélation âge-eU est à l'heure actuelle encore difficile à expliquer pour les apatites. Par exemple, Gautheron et al., 2013 font ce même constat et invoquent notamment le fait que les modèles de recuits ne soient pas bien calibrés pour les basses concentrations en U et Th, ou encore, que le rôle des traces de fissions comme inhibiteur de la diffusion de l'He soit important. Dans le cas des zircons, l'anti-corrélation ZHe-eU a été décrite par Guenthner et al. (2013) pour des zircons possédant des forts taux d'eU (> 1000 ppm). Malheureusement les zircons YK13-01, YK13-12 et YK13-27 possèdent tous des taux d'eU inférieurs de l'ordre de 160-900 ppm et doivent donc posséder un seuil de percolation très bas à partir duquel l'Hélium est diffusé en dehors du grain et non plus stocké. Une tendance similaire a été obtenue via des modélisations de variations de taux d'eU en fonction de l'âge ZHe dans des zircons zonés, et une anti-corrélation âge-eU pour des valeurs très basses d'eU a été observée pour des grains zonés, en l'occurrence à cœur enrichi en U et aux bordures appauvries en U (Guenthner et al., 2013). Il est possible que ce soit la présence de zonation dans les zircons qui explique cette tendance pour de telles valeurs d'eU.

D'autres échantillons ne montrent pas d'anti-corrélation mais au contraire une corrélation positive âge-eU (AHe comme ZHe). C'est le cas des échantillons YKL13-5 qui possède des âges ZHe dont le taux d'eU varie dans le même sens. Dans le cas des ZHe, Guenthner et al. (2013) décrivent une corrélation âge-eU pour des taux d'eU faibles (< 1000 ppm). L'échantillon YK13-46 possède des âges ZHe anti-corrélés avec l'eU, bien qu'ayant des taux d'eU compris entre 400 et 1400 ppm, et également des âges AHe corrélés avec l'eU, relation uniquement expliquée par la chimie des grain (influant sur la température de recuit). L'échantillon YK13-58 possède des âges ZHe corrélés avec l'eU et possède des taux d'eU compris entre 200 et 1300 ppm. On observe donc tantôt une corrélation, tantôt une anti-corrélation ZHe-eU pour des taux d'eU similaires. On peut proposer une différence de seuils de percolation dans les zircons au delà duquel les grains ne vont plus stocker l'Hélium

(corrélation âge-eU) mais au contraire le diffuser (anti-corrélation âge-eU), différence liée à la composition chimique des grains de zircons.

Enfin certains échantillons ne montrent aucune relation particulière avec l'eU, que ce soit une corrélation ou une anti-corrélation, et possèdent des inversions d'âges trop importantes pour être simplement liées aux erreurs faites sur les âges. C'est le cas des échantillons YK13-58 (pour les âges ZHe et ZFT), YK13-60 (pour les âges AFT et ZHe). Ces inversions ne peuvent donc pas être expliquées par les taux d'eU, ou par la chimie des grains. Dans le cas des apatites, il est possible que des inclusions non-détectées au microscope soient présentes dans les grains et aient conduit à une surestimation des âges y compris dans le cas des zircons puisque leurs taux d'eU sont finalement assez bas (entre 200 et 620 ppm avec l'exception d'un grain possédant un taux d'eU de presque 1300 ppm).

4.3. Modèles thermiques

Quatre échantillons possédant au minimum deux thermochronomètres recuits parmi ceux discutés au cours de cette étude ont été utilisés (cf Figure V.27) dans le but de réaliser une modélisation temps-température à partir de QTQt (Gallagher, 2003, 2012). Un premier échantillon a été sélectionné dans les sédiments protérozoïques de la chaîne des British Mountains (YK13-13), ainsi qu'un échantillon dans les grès Crétacé supérieur de la Big Fish River (YK13-55). La modélisation a également porté sur deux échantillons de granite: YK13-47 provenant du Mont Sedgwick, et le YK13-45 provenant du Mont Fitton. Ils sont sensés représenter la diversité lithologique et l'extension géographique de l'orogène.

Les interprétations suivantes et les taux d'exhumation sont calculés en se basant sur un gradient thermique de 28°C/km (O'Sullivan and Lane, 1997).

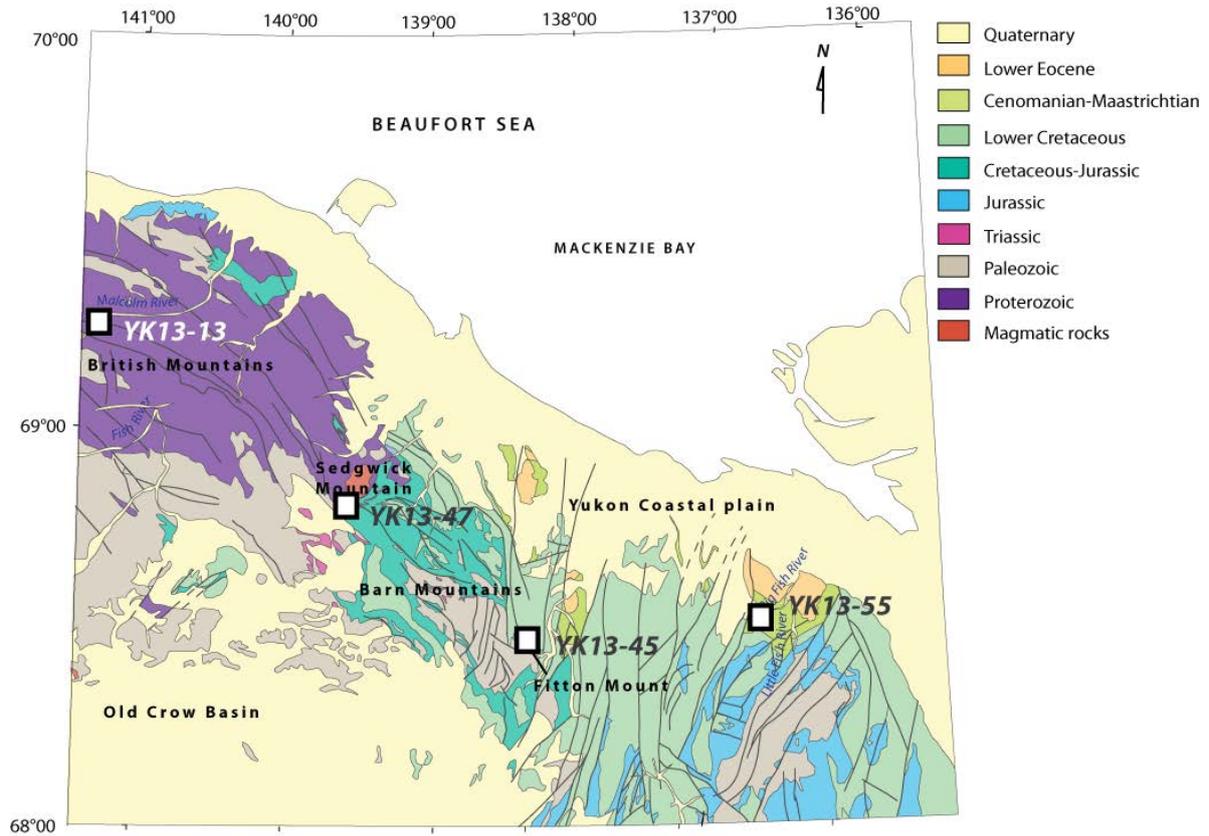


Figure V.27 : Localisation des échantillons modélisés dans QTQt.

Les âges AHe (2 grains) et ZHe (4 grains) de l'échantillon YK13-13 ont été utilisés dans le modèle. L'échantillon a un âge de dépôt de 541 Ma ce qui nous permet de placer une contrainte de température de surface (10 ± 10 °C) à 541 Ma. Le modèle (Figure V.28) teste différents chemins temps-température ; les modèles ayant le plus de probabilité d'être représentatifs des âges observés sont représentés par des couleurs chaudes. Pour l'échantillon YK13-13, un réchauffement lent des échantillons depuis 540 Ma est observé jusqu'à environ 100 Ma. Ce réchauffement correspond à un enfouissement d'environ 0.02 km/Ma, probablement lié à l'accumulation de sédiments. A partir de 100 Ma et jusqu'à 50 Ma, l'échantillon subit une exhumation d'environ 0.17 km/Ma, ce qui correspond à l'érosion de 8.6 km. Enfin de 50 à 0 Ma est observée une dernière phase d'exhumation mais plus faible, de l'ordre de 0.03 km/Ma. La comparaison (Figure V.28) âges observés/âges calculés par le modèle montre une assez bonne reproduction des âges observés par le modèle (environ 5 Ma d'écart entre âges réels et âges théoriques). Un grain ZHe, dont l'âge réel est plus grand que les autres âges ZHe, ce qui explique que le modèle ait plus de difficultés à le reproduire.

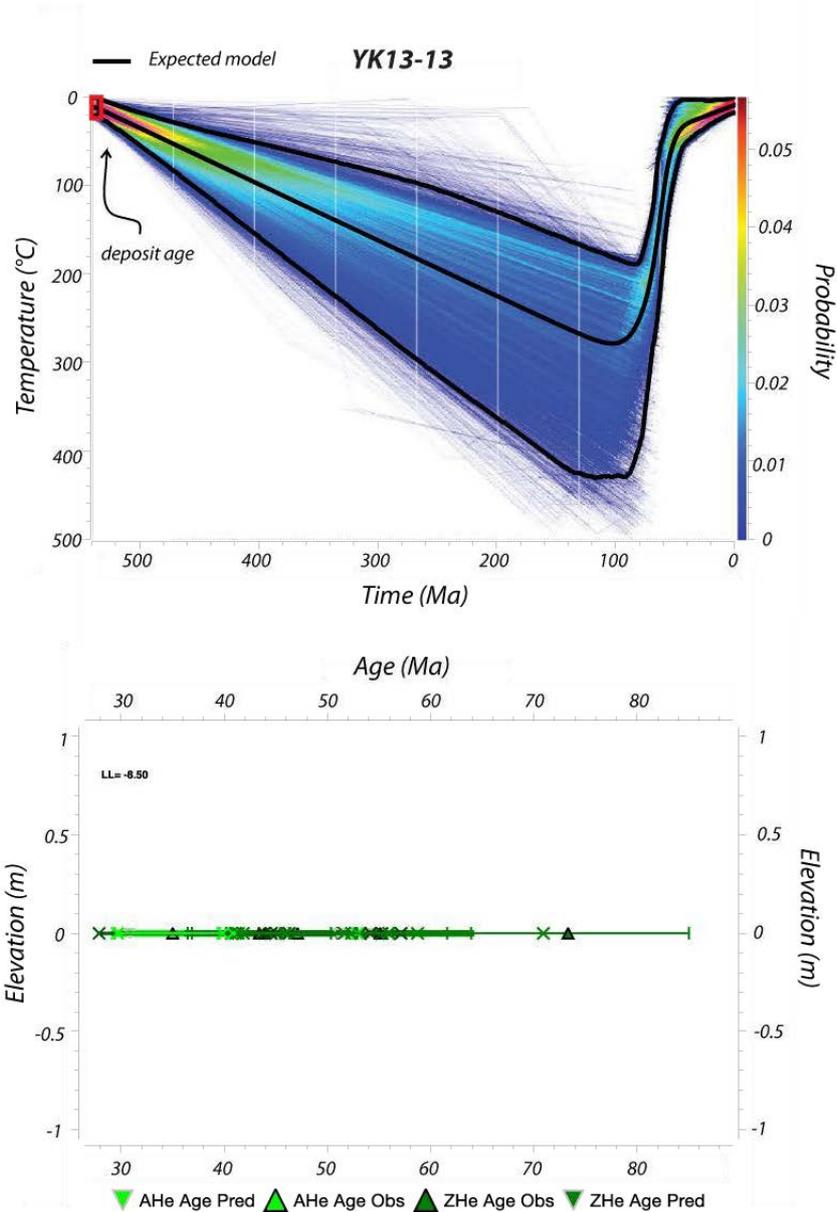


Figure V.28 : Résultats des modélisations thermiques réalisées sur l'échantillon YK13-13 et comparaison âges observés-âges calculés par le modèle.

Dans le cas de l'échantillon YK13-55, des âges AHe (2 grains) et ZHe (3 grains) ont été modélisés (Figure V.29). La seule contrainte utilisée pour cet échantillon est son âge de dépôt, compris entre 60 et 100 Ma, pour lequel la température est fixée à 10 ± 10 °C. Une phase d'enfouissement de l'échantillon est identifiée de 100 jusqu'à environ 60 Ma, d'environ 0.12 km/Ma. Suit une phase d'exhumation importante jusqu'à 25 Ma, de 0.16 km/Ma (ce qui correspond à l'érosion de 5.71 km). Une dernière phase d'exhumation lente de 0.06 km/Ma est déterminée jusqu'à l'actuel. Le modèle semble bien reproduire les âges observés (Figure V.29). De la même manière que dans l'échantillon YK13-13, un grain ZHe

donne un âge plus grand que les autres grains ZHe, ce qui explique que le modèle a plus de difficulté à le reproduire.

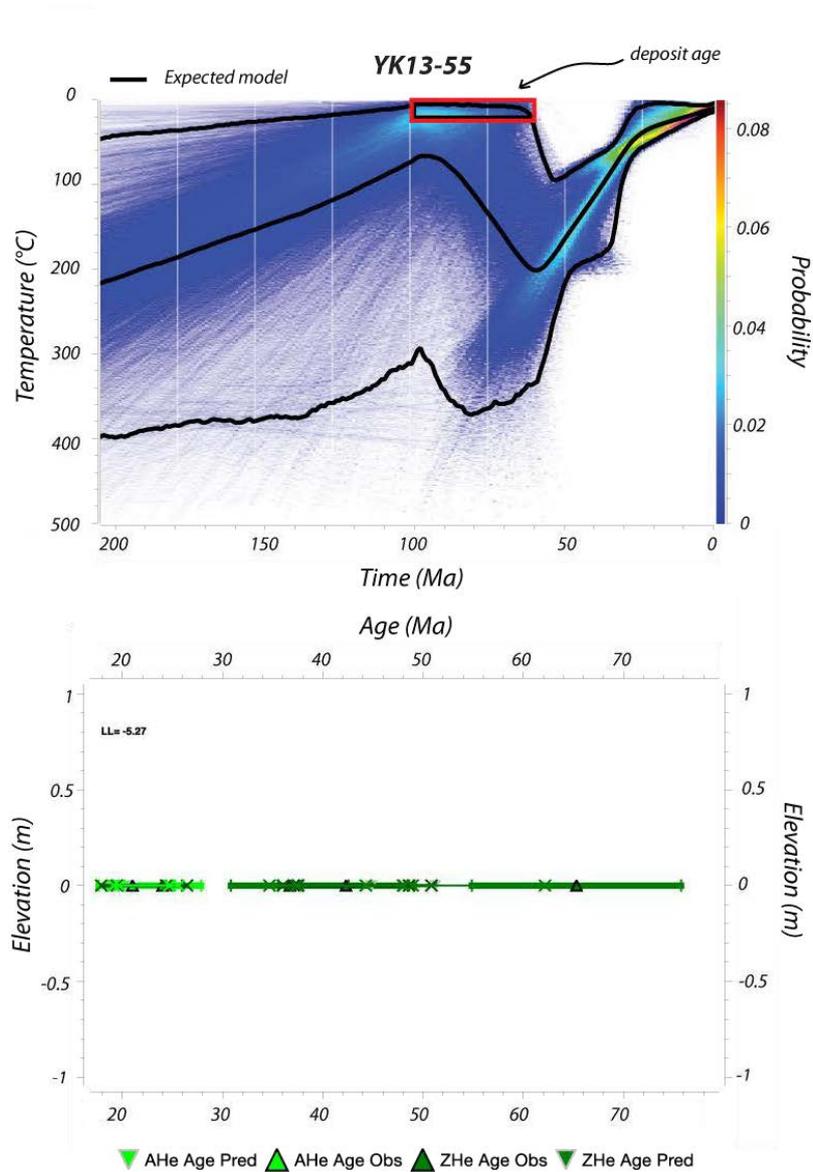


Figure V.29 : Résultats des modélisations thermiques réalisées sur l'échantillon YK13-55 et comparaison âges observés-âges calculés par le modèle.

Dans le cas des granites (Figures V.30 et V.31), les données AFT avec longueurs de traces ont été intégrées aux modèles avec les âges ZHe (3 grains en ZHe pour chaque YK13-45 et YK13-47). Pour ces deux échantillons des âges U/Pb sur zircons ont été obtenus et donnent un âge de cristallisation de 370 Ma (Mortensen and Bell, 1991). Cette contrainte a donc été implémentée dans les modèles pour YK13-47 et YK13-45. La modélisation de l'échantillon YK13-47 met en évidence une première de refroidissement lente de 370 Ma à 60 Ma. Aux

environs de 60 Ma est observée une accélération de l'exhumation pendant environ 10 Ma (à un taux de 1.25 km/Ma). Suit un enfouissement limité (0.01 km/Ma) et une autre phase de exhumation de 10 Ma jusqu'à l'actuel (d'environ 0.29 km/Ma). Enfin l'échantillon YK13-45 montre les mêmes tendances que l'échantillon YK13-47, avec une phase d' exhumation rapide (1.29 km/Ma) de 60 à 50 Ma, une phase d'enfouissement lente (0.01 km/Ma) jusqu'à 20 Ma et une dernière phase d'exhumation jusqu'à l'actuel (0.16 km/Ma).

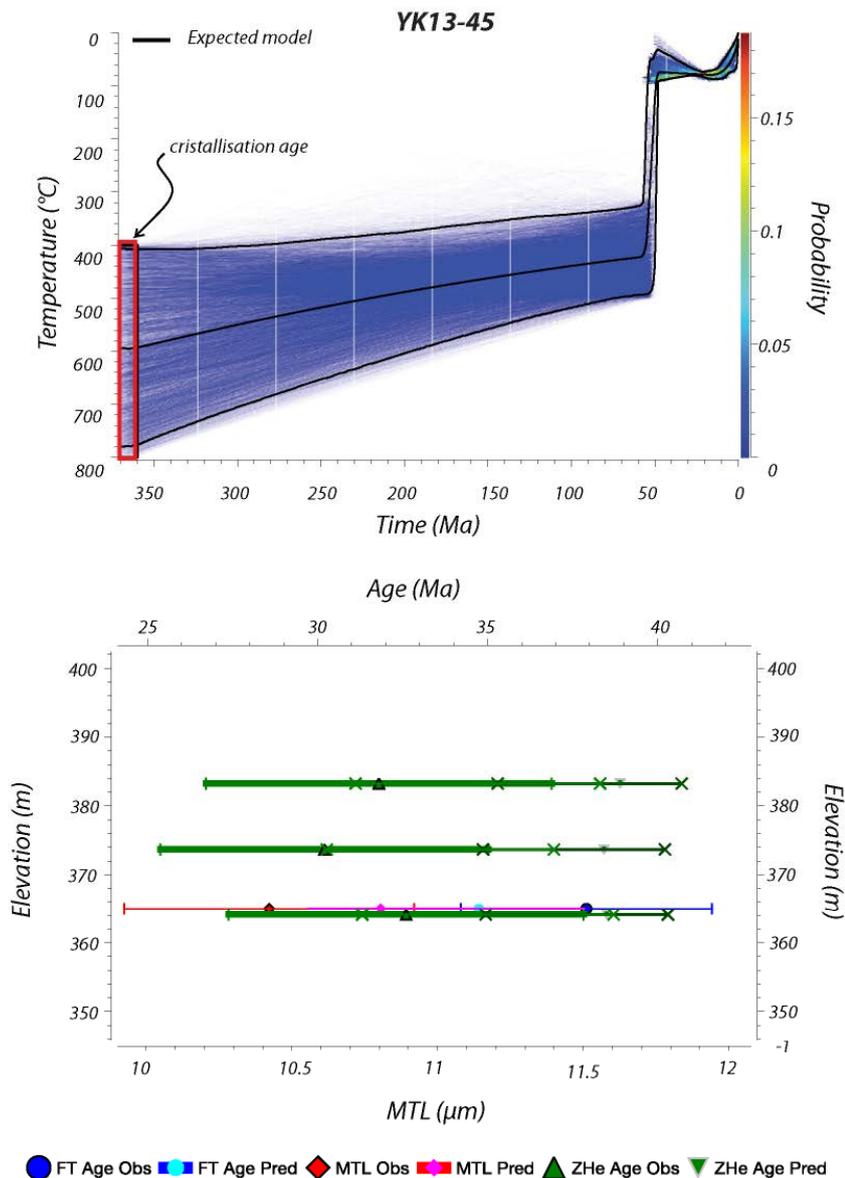


Figure V.30 : Résultats des modélisations thermiques réalisées sur l'échantillon YK13-45 et comparaison âges observés-âges calculés par le modèle.

Les comparaisons âges observés/âges calculées et longueurs de traces observées/longueurs de traces calculées mettent en évidence que le modèle reproduit plutôt bien les données. Les âges AFT sont bien reproduits dans les échantillons YK13-45 et YK13-47 (moins de 5 Ma entre âges observés et âges calculés). Les âges ZHe sont un peu moins bien reproduits (presque 10 Ma entre âges observés et âges calculés). Cependant les barres d'erreur des âges calculés recoupent les barres d'erreur des âges observés, le modèle arrive donc à reproduire ces âges. Les traces de fission sont elles très bien reproduites par le modèle (maximum 0.5 μm de différence entre les longueurs mesurées et les longueurs calculées).

En conclusion, les modèles tant sur échantillons sédimentaires que granitiques, sont très cohérents : les phases de d'enfouissement/exhumation (réchauffement/refroidissement) interviennent aux mêmes périodes pour des taux relativement semblables. Une première phase d'exhumation rapide est observée à partir de 100 Ma dans l'échantillon provenant des British Mountains (YK13-13), c'est-à-dire des parties internes de la chaîne et ceux situés du nord dans le bassin (YK13-55, Big Fish River). Plus tardivement, à partir de 60 Ma on observe une phase de refroidissement rapide en particulier pour les granites (YK13-45 et YK13-47) avec des taux cohérents de 1.25-1.29 km/Ma. Pour la même période les modèles issus des échantillons détritiques indiquent une exhumation nettement plus lente de 0.12-0.17 km/Ma. Si l'échantillon dans le bassin YK13-55 subit une nouvelle phase de refroidissement jusqu'à 25 Ma, les autres échantillons en revanche subissent un léger réchauffement en particulier visible pour les granites (Figure V.30 et V.31). A partir de 20 Ma tous les échantillons subissent une nouvelle phase de refroidissement jusqu'à l'actuel.

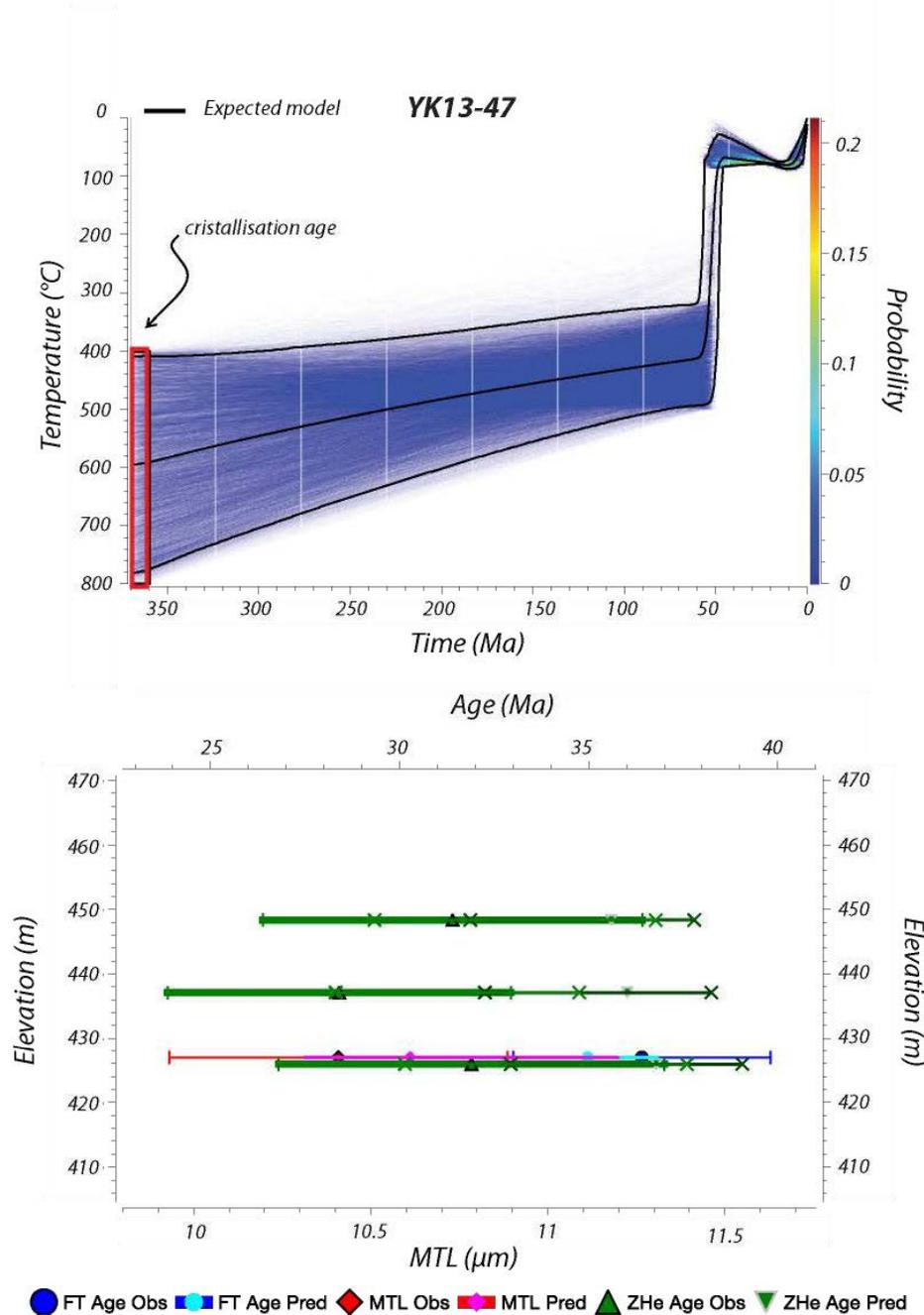


Figure V.31 : Résultats des modélisations thermiques réalisées sur l'échantillon YK13-47 et comparaison âges observés-âges calculés par le modèle.

La phase d'exhumation a donc manifestement débuté à partir de 100 Ma et s'est poursuivie jusqu'à 50 Ma, en relation avec l'exhumation des granites. La phase de refroidissement commence plus tardivement dans le bassin que dans la chaîne, ce qui est cohérent avec la propagation vers les zones externes de la déformation. La modélisation montre l'existence d'une phase de refroidissement vers 20 Ma, en partie contrainte par les données individuelles sur traces de fission sur apatite (Figure V.10).

4.4. Thermométrie RSCM

Les analyses thermométriques Raman sur la Matière Organique ont été effectuées sur 24 échantillons récapitulés dans le Tableau V.1. Les résultats sont représentés sur la Figure V.32 et sont résumés également dans le Tableau V.6.

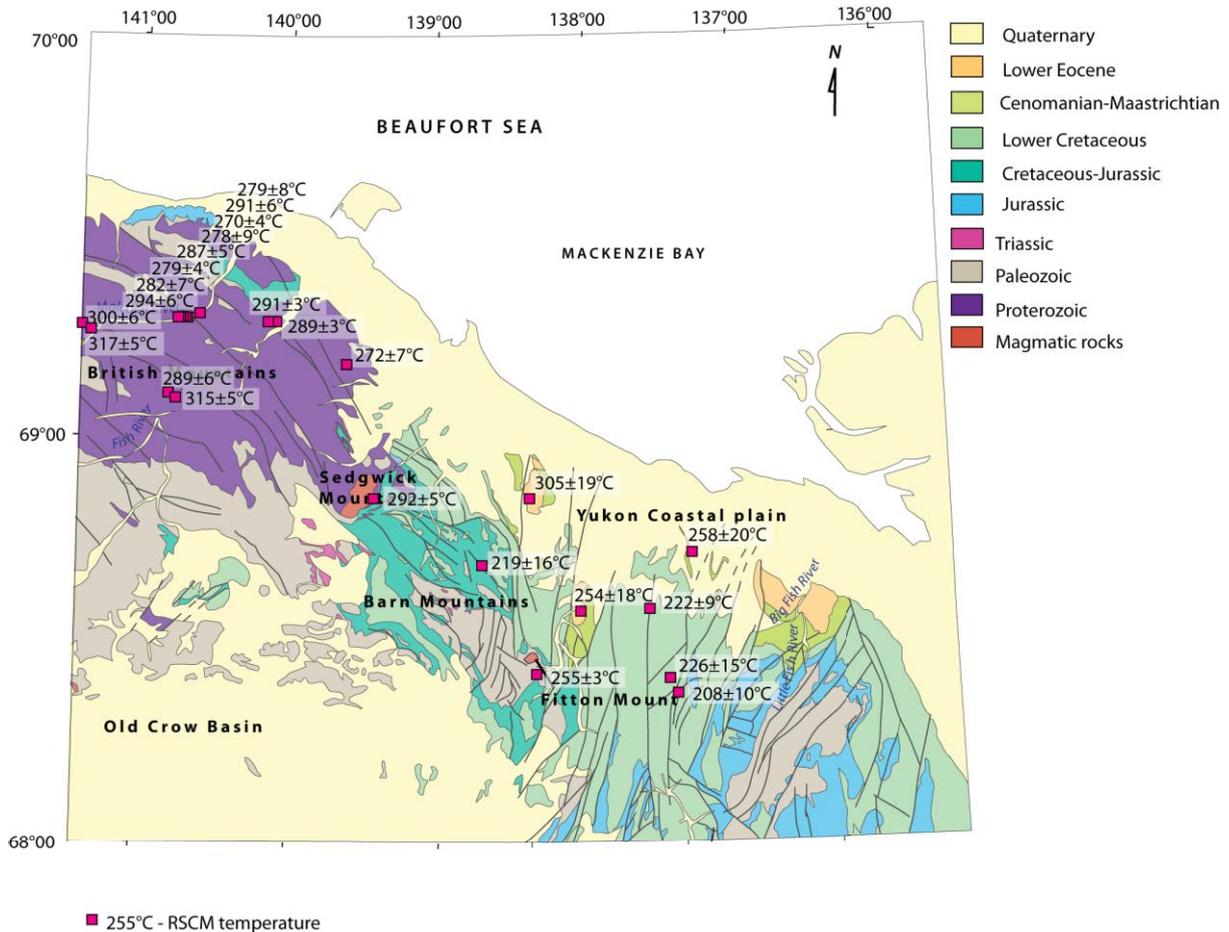


Figure V.32 : Températures RSCM acquises au cours de l'étude.

Les températures maximales ont été obtenues dans la partie Ouest de la zone d'étude (16 températures) où affleurent les séries d'âge Protérozoïque, dans les British Mountains. Le reste des températures a été obtenu à partir d'échantillons prélevés dans la partie du bassin où affleurent majoritairement des séries mésozoïques. Les températures obtenues varient de 208°C à 315 °C.

Les températures RSCM confirment les températures déduites des âges thermochronologiques pour chaque échantillon hormis pour certains échantillons localisés sur les patches de Cénozoïque. En effet les températures obtenues dans ceux-ci sont égales à

254 °C, 305 °C et 258 °C. Ces échantillons n'étant que partiellement recuits, voire pas du tout (en considérant tous les thermochronomètres y compris les ZFT) ils n'ont pas enregistré une température supérieure à 180-250 °C post-dépôt. Ces températures RSCM supérieures ne reflètent donc pas les températures enregistrées par le bassin après le dépôt mais plutôt les températures maximales enregistrées par les roches sources présentes dans le bassin versant de l'époque.

Sample	Lithology	RA1 param. mean	SD	RA2 param. mean	SD	Number of spectra	T (°C)
YK13-01	Sandstone	0.58	0.014	1.38	0.080	14	254.0 ± 18.1
YK13-07	Sandstone	0.55	0.013	1.23	0.067	20	219.5 ± 16.06
YK13-09	Sandstone	0.61	0.004	1.56	0.025	20	291.7 ± 4.86
YK13-10	Sandstone	0.61	0.005	1.61	0.032	20	300.6 ± 5.97
YK13-16	Sandstone	0.63	0.004	1.70	0.031	20	317.5 ± 5.33
YK13-17	Sandstone	0.59	0.006	1.49	0.039	20	278.7 ± 7.96
YK13-18	Sandstone	0.61	0.005	1.55	0.031	20	291.2 ± 6.01
YK13-21	Sandstone	0.61	0.004	1.54	0.030	20	288.8 ± 5.85
YK13-26	Sandstone	0.63	0.004	1.68	0.030	16	314.8 ± 5.17
YK13-27	Sandstone	0.59	0.003	1.45	0.020	20	270.2 ± 4.05
YK13-28	Sandstone	0.59	0.007	1.49	0.045	20	278.3 ± 9.12
YK13-31	Shale	0.60	0.004	1.53	0.024	20	287.0 ± 4.61
YK13-32	Sandstone	0.60	0.003	1.49	0.019	20	278.6 ± 3.89
YK13-34	Black Dolomite	0.60	0.006	1.51	0.036	20	281.8 ± 7.16
YK13-35	Sandstone	0.61	0.005	1.57	0.034	20	294.2 ± 6.44
YK13-36	Sandstone	0.61	0.002	1.56	0.014	20	291.2 ± 2.68
YK13-41	Sandstone	0.61	0.003	1.54	0.018	20	289.0 ± 3.43
YK13-43	Sandstone	0.58	0.002	1.38	0.013	20	254.7 ± 2.99
YK13-46	Sandstone	0.62	0.015	1.63	0.108	8	305.2 ± 19.20
YK13-50	Sandstone	0.59	0.005	1.46	0.032	20	272.3 ± 6.67
YK13-53	Shale	0.54	0.008	1.18	0.039	20	208.1 ± 10.24
YK13-61	Sandstone	0.58	0.016	1.39	0.086	16	258.2 ± 19.76
YK13-63	Sandstone	0.55	0.007	1.24	0.038	20	221.8 ± 9.38
YK13-64	Sandstone	0.56	0.012	1.26	0.063	18	226.2 ± 15.36

Tableau V.6 : Principales caractéristiques des températures RSCM calculées.

5. Discussion : implications tectonique et géodynamique

5.1 Distribution spatiale des températures

La figure V.33 présente une synthèse des températures enregistrées dans les British Mountains à partir des données RSCM et des températures contraintes par notre étude thermochronologique basse-température.

maximale cohérente atteinte par les roches. Cette zone des British Mountains semble donc avoir enregistré un enfouissement très lent depuis le Protérozoïque pour atteindre des conditions de température équivalente à un enfouissement de l'ordre de 10 km. Cela suggère une subsidence importante qui contraste avec l'apparente stabilité du craton canadien qui ne s'est enfoui que de 3 km (e.g. Ault et al., 2013). Bien que l'histoire de subsidence ne soit pas contrainte en détail, l'enfouissement peut avoir au moins deux moteurs principaux. Le premier concerne la subsidence associée à l'amincissement de la croûte qui conduit à l'ouverture du bassin canadien au Crétacé. Le second facteur pourrait être mis en relation avec le début de l'orogénèse Brookienne et la subsidence flexurale associée.

5.3 Relation avec les Brooks Range : calendrier et taux d'exhumation

Les données thermochronologiques basse-température dans les British et les Barn Mountains mettent en évidence l'occurrence d'un événement d'exhumation majeur entre 50 et 70 Ma. Ces données sont en accord avec celles acquises par O'Sullivan and Lane (1997). Les longueurs de trace qui ont pu être mesurées sur un échantillon sédimentaire et les échantillons granitiques montrent des longueurs moyennes assez moyennes, d'environ 10 μm , mais souvent avec un groupe de longueurs centré autour de 8-9 μm et un deuxième groupe centré sur des valeurs plus élevées, aux alentours de 13-14 μm , en accord avec les données de O'Sullivan and Lane (1997). Ces valeurs soulignent le fait que deux épisodes distincts d'exhumation ont eu lieu, avec des vitesses de refroidissement différentes, ce qui est également bien mis en évidence par les modèles thermiques QTQt. Les modélisations thermiques provenant de la chaîne interne propose un refroidissement, qu'on associe à un épisode d'exhumation à partir de 100 Ma, ce qui est un peu plus précoce que ce qu'on observe dans les granites des Mont Sedgwick et Fitton ainsi que dans le bassin, où le refroidissement s'effectue à partir de 60-50 Ma. On peut en déduire que l'événement repéré par le modèles thermiques à 100 Ma marque sûrement le début de la mise en place de la chaîne des British Mountains et que la déformation et l'exhumation associée se propage ensuite dans le bassin.

Ces données sont confrontées aux résultats issus de la chaîne des Brooks Range, et sont discutés dans le Chapitre VII consacré à la discussion et à la mise en perspective des résultats principaux issus de cette thèse.

Chapitre VI

Etude du bassin de Beaufort-MacKenzie

Ce Chapitre a pour but de reconstituer des coupes terre-mer à travers l'Alaska et le Yukon. ces coupes sont au nombre de 6 et sont situées dans les NEBR (North Eastern Brooks Range), les British et Barn Mountains et la plaine côtière du Yukon et vont jusqu'en mer de Beaufort dans leur partie distale. Les buts de ce travail ont été: 1) d'identifier les différences de style structural entre la partie alaskienne et la partie canadienne de la chaîne ainsi que les différences de style structural du Sud au Nord des coupes, et 2) de reconstituer une séquence de déformation complète et la plus précise possible. Ce travail de reconstruction de coupes s'est en grande partie basé sur des lignes sismiques déjà interprétées dans la bibliographie ainsi que sur la réinterprétation d'une sélection de profils sismiques issus de différentes campagnes d'acquisition dans la mer de Beaufort. Ce travail a permis de mettre en évidence que la déformation a été principalement Paléogène. Elle a affecté les terrains paléozoïques et crétacés dans la chaîne (à terre), déformant et soulevant ceux-ci, provoqué un accroissement de la sédimentation paléogène en mer, sédiments qui ont eux-mêmes été déformés à la fin du Paléogène, jusqu'au milieu du bassin canadien. La déformation ne semble pas s'être poursuivie au-delà de l'Oligocène, puisque la sédimentation miocène et plio-quatenaire n'a pas été affectée. Ce travail nous a également permis de mettre en évidence qu'un épisode majeur d'érosion, occurrent au Crétacé inférieur (soit au moment de l'ouverture du bassin canadien), a affecté les terrains paléozoïques dans le bassin. A terre, le dépôts en discordance de sédiments mésozoïques (Trias-Jurassique et Crétacé) sur le socle protérozoïque tend à montrer que cet événement pourrait avoir été enregistré dans la chaîne.

1. Introduction

Les Chapitre IV et V ont présenté les résultats de l'analyse thermochronologique dans les chaînes de Brooks, des British et des Barn Mountains, ainsi que de leurs bassins respectifs, à terre. J'avais également à disposition dans le cadre du GRI et de notre collaboration avec Total, un jeu de lignes sismiques sur le pourtour du bassin canadien, à travers les marges alaskiennes, et canadiennes qui m'a permis de compléter l'étude de la séquence de déformation en mer et ainsi faire le lien terre-mer. De plus, la résolution des images en mer m'a permis de réaliser de grandes coupes afin de discuter le style structural, voire les variations de style structural depuis la chaîne de Brooks en Alaska, aux chaînes canadiennes des British et Barn.

2. Contexte géologique et géodynamique du bassin Canadien : nouvelles données et questions

Des lignes sismiques de grande extension géographique ont été interprétées dans le bassin canadien (Grantz et al., 2011b), du Microcontinent de Chukchi à la marge de l'île de Banks (Figure VI.1).

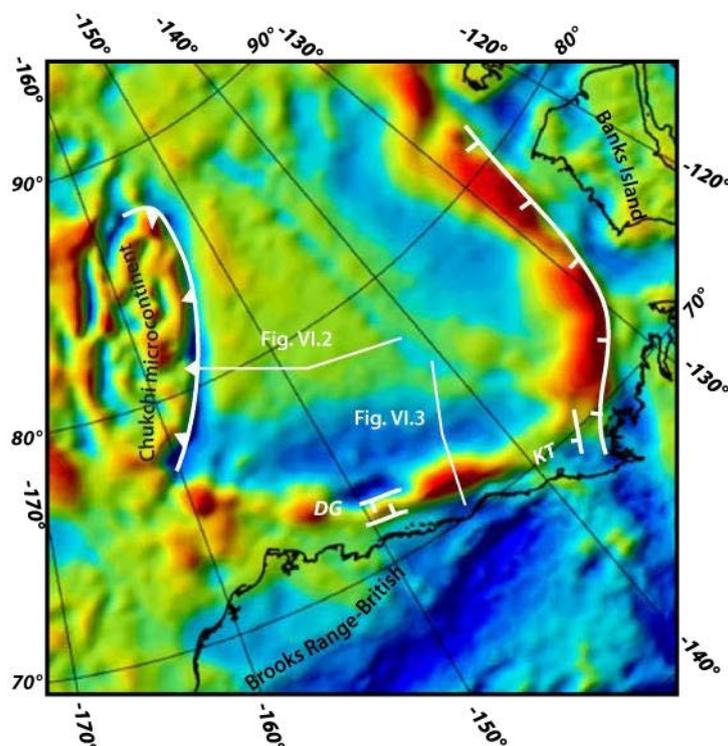


Figure VI.1 : Carte des anomalies gravimétriques de Bouguer dans le bassin canadien et ses marges et localisation des profils étudiés dans ce chapitre.

L'interprétation de celles-ci (Grantz et al., 2011b et Figure VI.2), couplées à l'analyse des anomalies gravimétriques ont conduit à localiser sur les profils la présence de roches dont les vitesses sismiques et la présence d'anomalies magnétiques (M02n et M04n indiquent interprétées comme océaniques (MORB). La ligne sismique BW1-2800 (Walker and Horn, 2014 ; Figure VI.3) met en évidence l'exhumation de roches d'affinité mantellique dans la partie distale de la marge sud du bassin canadien. Ce profil souligne également que des sédiments d'âge Eocène ont été déformés, plissés et affectés par des chevauchements à vergence nord. L'interprétation de cette ligne suggère de plus une déformation impliquant le socle Franklinien à l'arrière du bassin, en accord avec la mise à l'affleurement de ces unités à terre dans le domaine des British Mountains. Outre la présence de manteau lithosphérique dans la partie la plus amincie de la marge, les auteurs suggèrent également la présence de croûte océanique à l'extrême NE de la ligne, à proximité de la position supposée de la ride d'accrétion océanique (Grantz et al., 2011b).

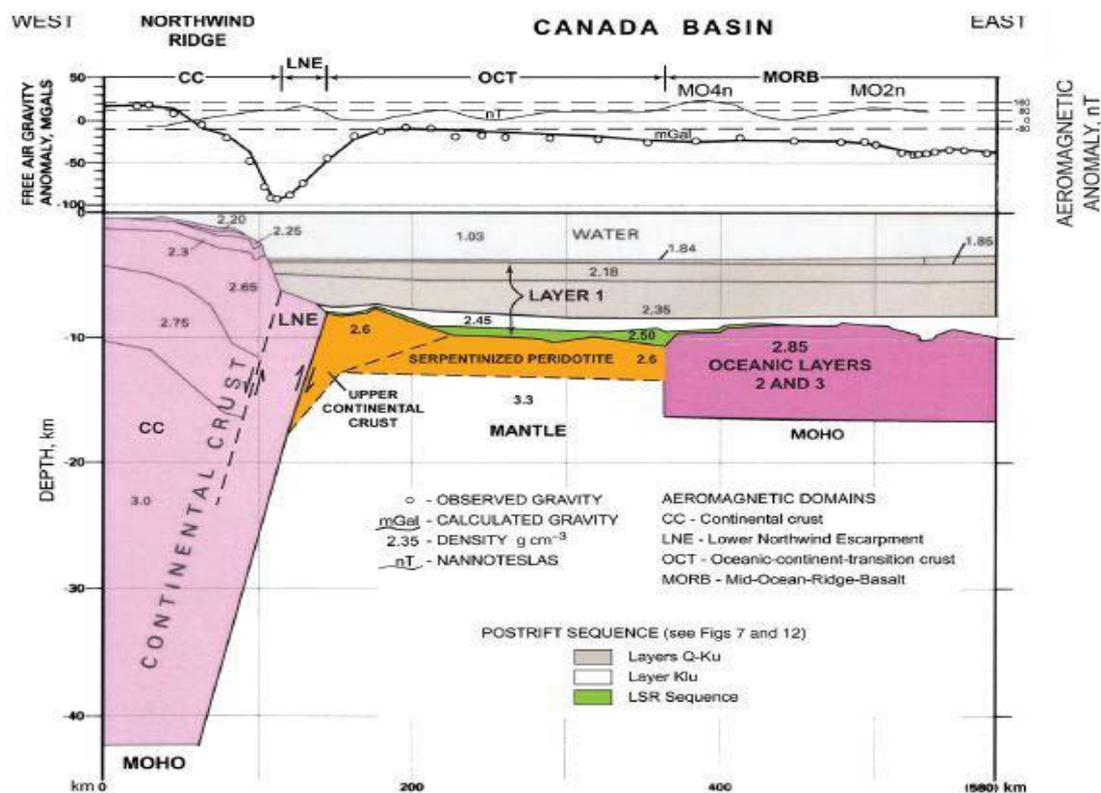


Figure VI.2 : Coupe synthétique issue d'interprétations de lignes sismiques (Grantz et al., 2011b). Cette reconstruction se base sur l'analyse sismique, les anomalies aéromagnétiques, les anomalies gravimétriques. Les anomalies magnétiques M02n et M04n suggèrent une croûte océanique dont l'âge est compris entre la fin Hauterivien et le début Barrémien (129 Ma).

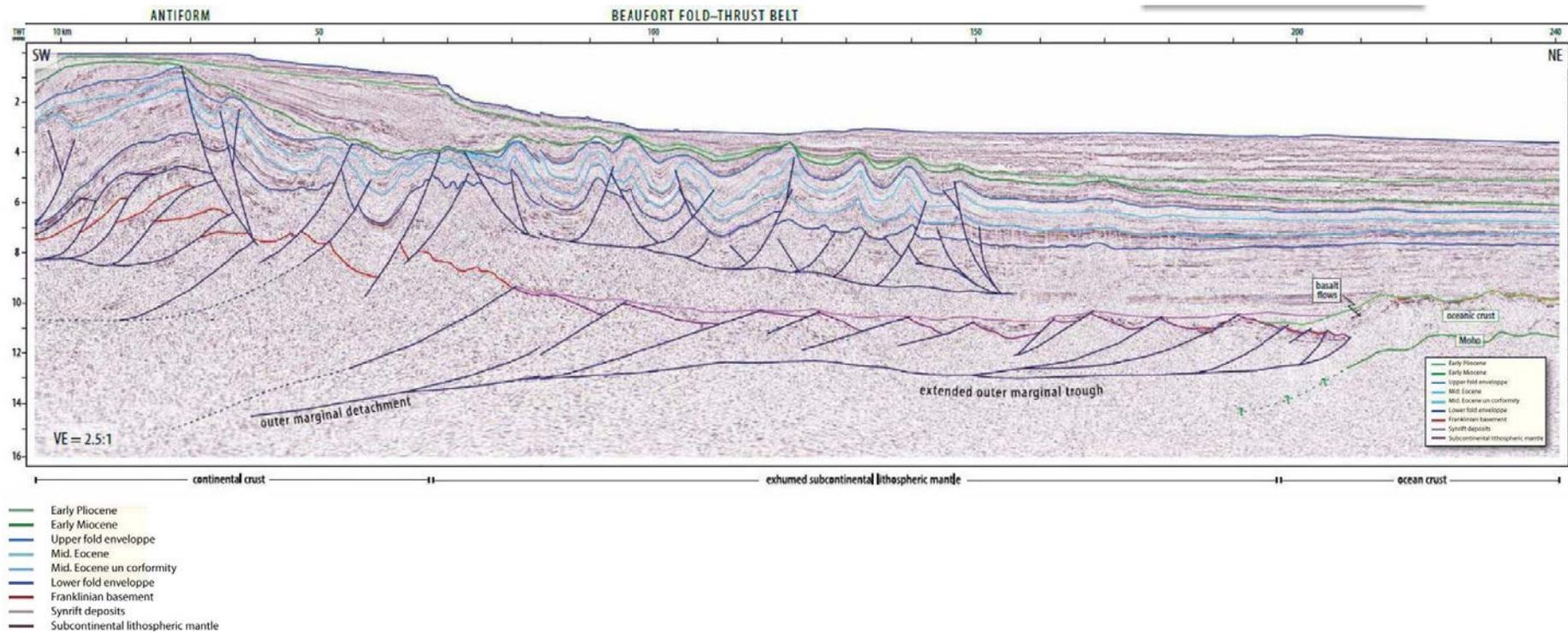


Figure VI.3 : Ligne BW1-2800. Du haut du profil vers le bas figurent en vert clair le Pliocène inférieur, en vert foncé le Miocène inférieur, en bleu foncé l'enveloppe supérieure de roches affectées par le plissement, en bleu clair un horizon intra-Eocène, en bleu turquoise la discordance mid-Eocène, en bleu foncé l'enveloppe inférieure de roches affectées par le plissement, en rouge le socle Franklinien, en mauve les dépôts syn-rifts et en violet le manteau lithosphérique sous-continentale (d'après Walker et Horn, 2014). La ligne est orientée SO-NE et sa localisation est présentée en haut en Figure VI.1.

Des études menées sur les zones de rift de Kugmalit (Kugmalit Trough), ou du graben de Dinkum (cf Figure VI.1) notamment ont montré la présence de dépôts syn-tectonique de la fin du Jurassique-Berriasien (Grantz et al., 1994, 2011b). Cet âge a souvent été utilisé pour dater l'ouverture du bassin canadien. De nombreux autres profils mettent en évidence un niveau érosif majeur, qu'on peut retrouver ailleurs que dans le bassin canadien, et notamment sur la marge alaskienne, daté du Crétacé inférieur et interprété en tant que marqueur du « breakup » c'est-à-dire de l'accrétion océanique.

Nous nous proposons de reprendre la ligne sismique BW1-2800 et de combiner son analyse à d'autres profils-clés, de la meilleure qualité possible choisis dans le bassin afin de caractériser la déformation paléogène des sédiments déposés dans le bassin de Beaufort-Mackenzie et la relation qu'ont ces dépôts avec les dépôts antérieur ou le substratum.

3. Analyse des profils de sismiques réflexion

Un important travail de compilation de données dans le bassin de Beaufort-Mackenzie a été réalisé au cours des années 1980-1990 (Dixon, 1992 ; Dixon et al., 1992). Pas moins de 260 puits et plus de 100 000 km de lignes sismiques ont été interprétés afin de reconstruire une cartographie des dépôts Cénozoïques dans le bassin. Notre travail se propose d'utiliser quelques-uns de ces puits comme points de calage pour les profils sismiques que nous avons sélectionnés (Figure VI.4).

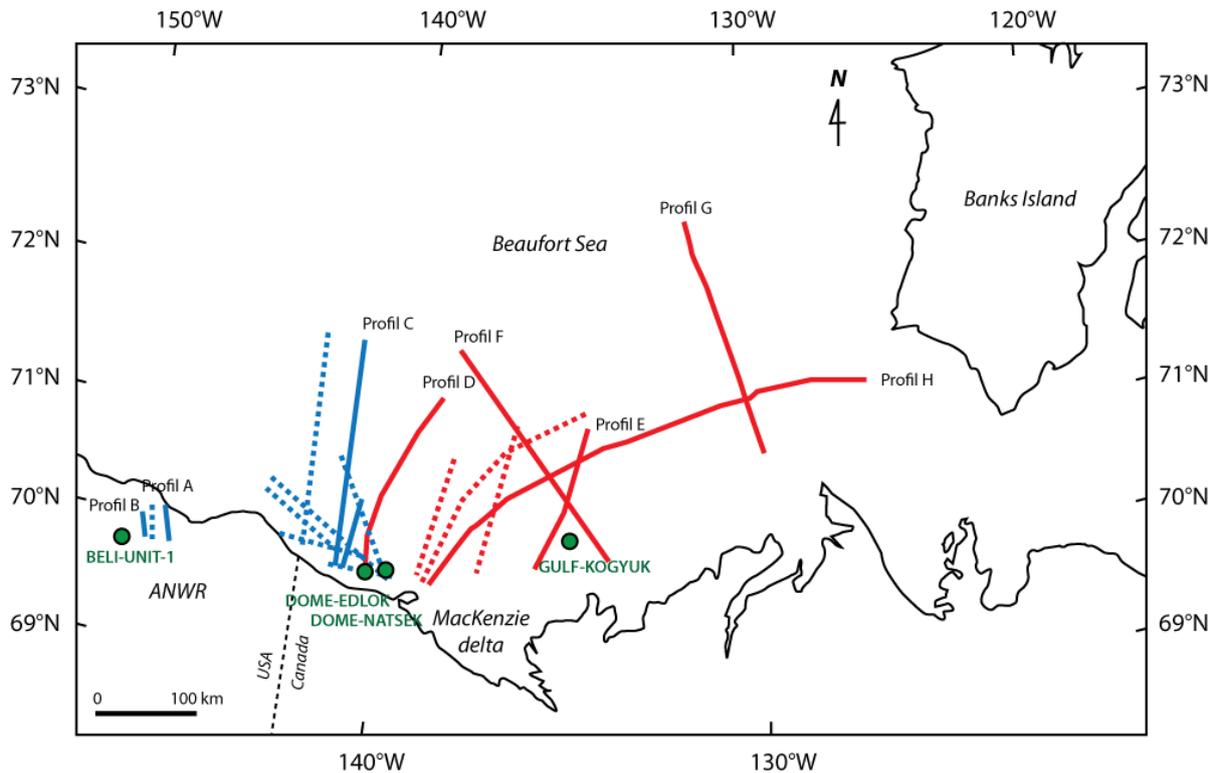


Figure VI.4 : Plan de position des puits de calage et profils utilisés lors de l'étude. Les profils en bleu ont une échelle verticale en seconde temps-double, alors que ceux en rouge ont une échelle verticale en km. Les profils en pointillés ont été interprétés mais ne sont pas représentés dans cette étude.

3.1 Puits de calage

Quatre puits, BELI-UNIT_1, DOME-EDLOR N-56, DOME-NATSEK E-56 et GULF-KOgyUK N-67, ont été utilisés pour caler des horizons datés sur la sismique. Ces puits ont fait l'objet d'une analyse gamma-raï et des carottes ont été prélevées afin d'étudier les lithologies (Figure VI.5).

BELI-UNIT_1 est situé dans l'ANWR, c'est-à-dire dans la partie alaskienne de la zone d'étude. Ce puits qui a atteint une profondeur de 4410 m traverse les terrains d'âge Cénozoïque, Mésozoïque et Paléozoïque. Un premier horizon a été identifié (noté S1) délimitant des dépôts paléozoïques (U1), d'une épaisseur d'environ 800 m, et mésozoïques. Un second horizon (noté S2) délimite les 600 m de dépôts Crétacé (U1) des dépôts Paléocène-Eocène (U2). Et enfin un dernier horizon (S3) a été identifié dans ce puits, délimitant l'unité Paléocène-Eocène (U2), d'une épaisseur d'environ 1600 m, des 1000 m de l'unité Eocène (U3). L'Unité de Mésozoïque n'est pas détaillée ici car celle-ci va voir son épaisseur diminuer jusqu'à disparaître, et ces dépôts ne se retrouvent pas sur les profils sismiques sélectionnés.

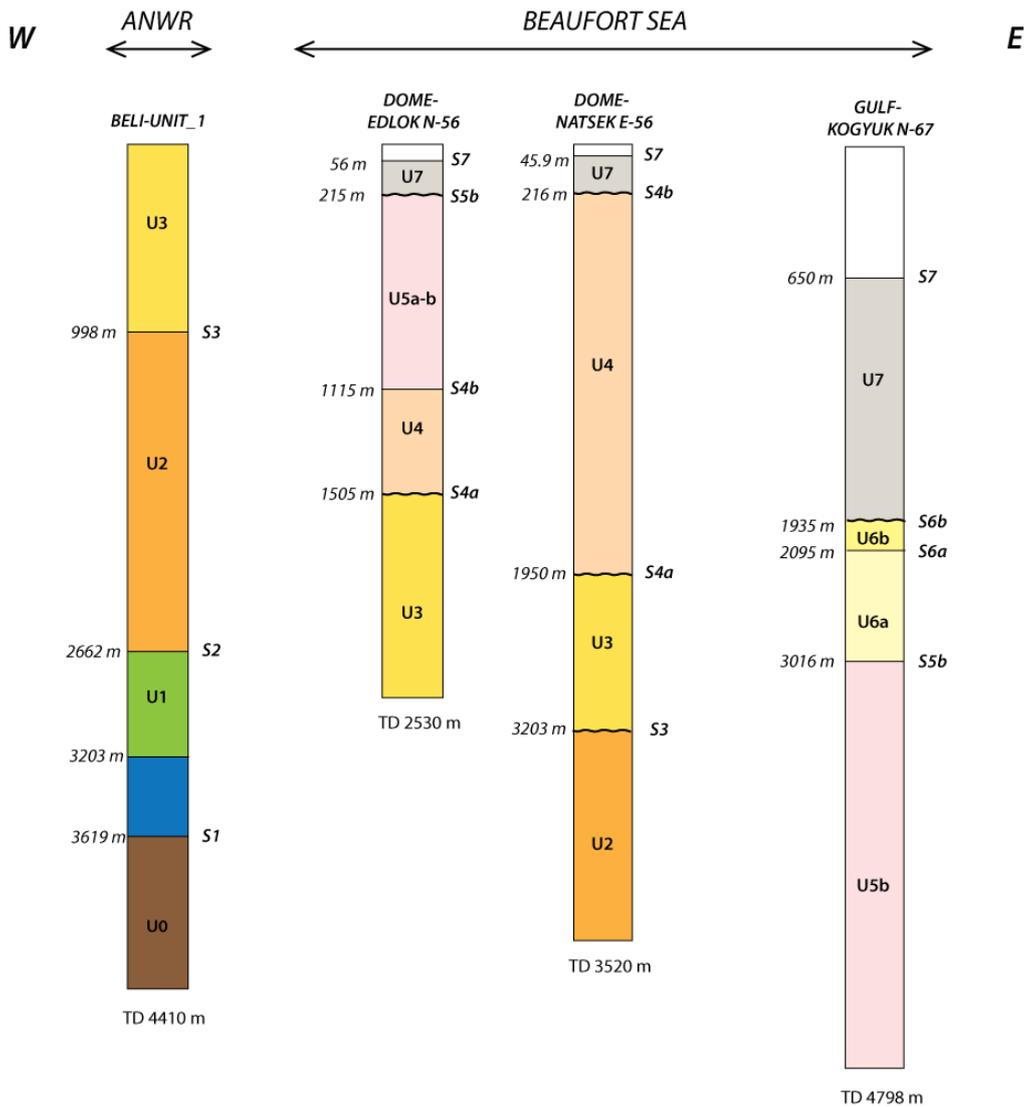


Figure VI.5 : Logs synthétiques des puits utilisés dans cette étude. les niveaux ondulés représentent les discordances. Les unités (U1, U2...) et les horizons (S1, S2...) ont été reportés sur les logs.

Les puits DOME-EDLOK N-56 et DOME-NATSEK E-56 sont proches l'un de l'autre et situés au SO du bassin de Beaufort-MacKenzie. Ils ont des profondeurs respectives de 2530m et 3520 m. Dans DOME-EDLOK sont observés différents horizons : S4a délimite le haut de l'Unité U3 Paléocène-Eocène (environ 1500 m d'épaisseur) et ce niveau marque une discordance majeure entre U3 et U4. S4b délimite le haut de l'unité U4 Eocène (environ 400 m d'épaisseur). S5b délimite le haut de l'Unité notée U5a-b, qui fait environ 900 m d'épaisseur. Aucun détail sur la description n'est disponible pour savoir quelle partie de l'Oligocène est observée dans cette carotte, donc on ne sait pas si l'unité observée est la U5a ou U5b). S5b marque la discordance de U7 qui correspond à l'unité Pliocène (épaisse de 160 m environ) et l'unité U5a-b. Dans DOME-NATSEK sont observées des unités plus anciennes que celles

observées dans DOME-EDLOK. Un premier horizon S3 délimite les unités U2, Paléocène (épaisse d'environ 300 m) et U3, Paléocène-Eocène, d'environ 1250 m d'épaisseur. U3 repose en discordance sur U2. L'unité U4 Eocène, épaisse d'environ 1700 m, repose en discordance sur l'unité U3, discordance marquée l'horizon S4a. Enfin on observe un grand hiatus entre l'Eocène et le Pliocène car l'unité U7 repose en discordance sur l'unité U4, discordance marquée par l'horizon S4b.

Le puits GULF-KOGYUK N-67 pointe différents horizons. S5b délimite les unités U5b Oligocène épaisses de 1800 m dans le puits et l'unité U6a d'âge Miocène. S6a délimite les unités U6a et U6b Miocène toutes les deux ; U6b a une très faible épaisseur de 160 m. S6b marque le dépôt en discordance de l'unité U7 plio-quadernaire sur l'unité U6b.

Les horizons (S) sont des marqueurs : Top Paléozoïque (S1), Top Crétacé (S2), Intra Paléocène (S3), Intra Eocène (S4a), Top Eocène (S4b), Intra Oligocène (S5a), Top Oligocène (S5b), Intra Miocène (S6a), Top Miocène (S6b) et Top Pliocène-Quadernaire (S7). Les unités (U) définies ici sont : Paléozoïque (U0), Crétacé (U1), Paléocène (U2), Paléocène-Eocène (U3), Eocène (U4), Oligocène (U5a et b), Miocène (U6a et b) et Plio-Quadernaire (U7).

Les unités décrites ici sont caractérisées par :

U0) des réflecteurs de forte amplitude, relativement continus. Il s'agit de séries paléozoïques. Les réflecteurs n'ont pas la "signature" du socle acoustique classique, cristallin, marqué par des réflecteurs très chaotiques. Au contraire, il semble qu'il s'agisse de sédiments plissés. Ces dépôts correspondent aux séries condensées de la Formation d'Echooka qui sont représentés par des calcaires gréseux permians caractérisant des dépôts marins de faible profondeur à continentaux, et les séries de la Formation de Lisburne, c'est-à-dire des calcaires mississippiens-pennsylvaniens dont le dépôt suggère de faibles profondeurs d'eau.

U1) des réflecteurs d'amplitude moyenne mais plus continus. Ces séries sont Crétacé, il s'agit des formations de Kuparuk, dont les dépôts sont des grès marins de faible profondeur, et Pebble Shale, dont les dépôts sont des schistes marins de faible à grande profondeur (Crétacé inférieur), et Hue Shale, dont les dépôts sont des schistes de grande profondeur (Crétacé supérieur).

U2) une alternance de réflecteurs très marqués, et de réflecteurs de faible amplitude. Les réflecteurs de forte amplitude sont assez continus. Ces dépôts sont Paléocène et sont constitués de la formation de Fish River dont les dépôts sont des alternances de grès, d'argiles et de niveaux charbonneux.

U3) un ensemble de réflecteurs très continus d'une amplitude moyenne. Ces dépôts constituent la formation d'Aklak (Paléocène-Eocène) dont les sédiments sont des grès argileux, riches en charbon.

U4) des réflecteurs assez continus, d'amplitude moyenne, surplombés par des dépôts progradants (terminaisons de réflecteurs en downlap) eux-mêmes surplombés par un ensemble réflecteurs très continus. Ces dépôts constituent la Formation du Taglu et de Richards (Eocène), qui sont constituées d'argiles et de schistes. Les valeurs de Y-ray dans cette unité sont plutôt élevées.

U5) des réflecteurs très continus d'amplitude moyenne. Ces dépôts constituent la formation de Kugmalit (Oligocène) dont les dépôts sont dominés par des grès, qui progradent vers la mer de Beaufort et constituent des dépôts de delta (terminaisons en downlap). Cette unité est surnommée l'unité clastique Paléocène (Dixon et al., 1992). Les Y-ray sont moyens dans cette unité.

U6) des réflecteurs toujours continus et d'amplitude moyenne. Ces dépôts constituent les formations de MacKenzie Bay et d'Akpak (Miocène) qui sont des argiles. Ceux-ci sont progradant vers la mer de Beaufort, et caractérisent un delta.

U7) d'une alternance de réflecteurs d'une très faible amplitude, peu continus, surplombés d'un ensemble de réflecteurs plus continus et d'une amplitude moyenne. Ces dépôts constituent la formation d'Iperk (Pliocène-Quaternaire), faite d'une alternance d'argiles, de grès et de graviers.

Pour l'interprétation sismique, ces unités ont été suivies de proche en proche pour identifier les différentes unités détaillées ci-dessus.

L'étude la chaîne de Brooks et des British et Barn Mountains indiquent une stratigraphie mécanique complexe caractérisée par de nombreux niveaux de décollements potentiels (Figure VI.6). Plusieurs niveaux présentent une lithologie de faible résistance mécanique pouvant faire de bons niveaux de découplage : 1) les argiles mississippiennes de la formation de Kayak, qui pourraient correspondre à un niveau au sein de l'unité U0 ; 2) les argiles à la base de la formation de Sadlerochit (Trias) et les argiles jurassiques de la formation de Kingak, qui pourraient apparaître au sein de l'unité comprise entre U0 et U1 dans le puits de BELI-UNIT_1 ; 3) les argiles crétacées des formations de Pebble et Hue Shale, dont le(s) niveau(x) pourraient être localisés à la base de l'unité U1 ; et enfin 4) les argiles paléocènes au sein de la formation de Canning qui seraient localisées dans l'unité U2.

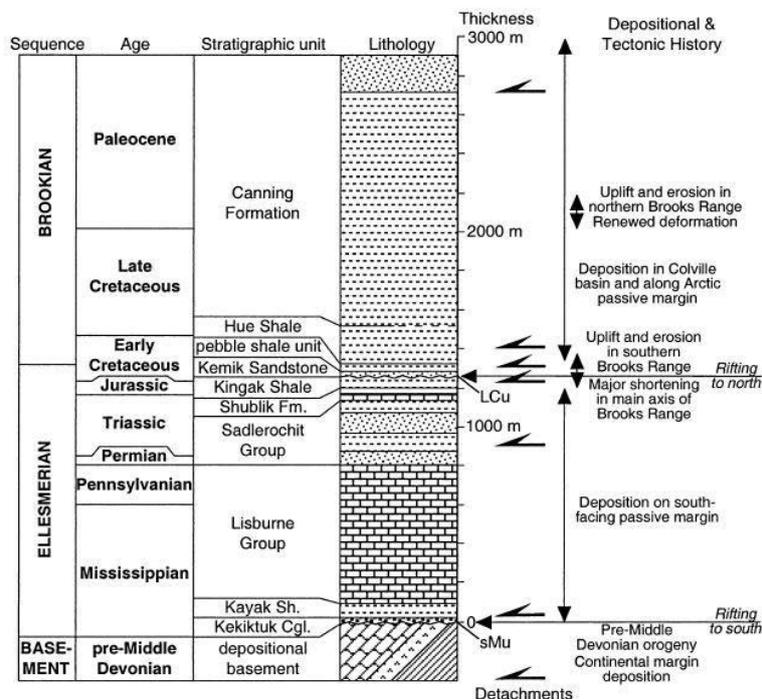


Figure VI.6 : Colonne stratigraphique des dépôts des NEBR. Les flèches indiquent les niveaux de décollement possibles en fonction des lithologies (O'Sullivan and Wallace, 2002).

3.2 Profils sismiques

Trois profils à terre localisés dans l'ANWR et cinq profils en mer localisés dans le bassin de Beaufort-MacKenzie ont été interprétés dans cette étude (Figure VI.4). L'interprétation sismique (réalisée dans Sismage) s'est faite à l'aide des puits BELI-UNIT-1, DOME-EDLOK N-

56, DOME-NATSEK E-56 et GULF-KOGYUK N-67. Le reste de l'interprétation sismique s'est faite par croisement de profils.

Les profils étudiés sont d'une qualité ne permettant pas une interprétation au-delà de 6 secondes temps-double pour les profils à terre, et dont la pénétration maximale est de 18 km de profondeur pour les profils en mer.

L'examen des profils permet de mettre en lumière les points principaux suivants :

- 1) Sur les profils A et B, la première unité, U0, a été interprétée comme paléozoïque grâce aux calages du puits BELI-UNIT_1, et possède des réflecteurs de forte amplitude. Les réflecteurs montrent une terminaison en toplap et en onlap : en toplap sur la surface de l'unité, sur l'horizon S1, et en onlap sur des structures qui peuvent aussi bien être des failles de très faible rejet post-Crétacé car elles ne semblent pas affecter S1. Cette unité n'est pas clairement identifiée sur les autres profils, la faible pénétration sur la ligne limitant l'interprétation.
- 2) Une deuxième unité, U1, identifiable sur les profils A et B, interprétée comme étant d'âge crétacé, est déposée en discordance sur l'unité U0. Les réflecteurs en son sein sont plutôt continus. Ils sont décalés en deux endroits mais avec un faible rejet. Cette unité n'est pas clairement identifiable sur les autres profils.
- 3) L'unité U3 (Paléocène-Eocène) contient des dépôts en éventail (terminaisons de réflecteurs divergentes) caractéristiques des sédiments syn-orogéniques (profil C).
- 4) L'unité U4 (Eocène) contient des corps progradants (notés 2) sur les profils à terre (profils A et B). Cette unité est assez épaisse dans la partie plus distale du bassin, avec un maximum de 4 km d'épaisseur. Quelques terminaisons en toplap sont identifiées (profil E) et pourraient signifier que les dépôts ont été légèrement érodés (cette érosion doit cependant être minime car cette observation n'a été faite que très localement et uniquement sur le profil E). Cette unité diminue en épaisseur vers le NE dans le bassin.

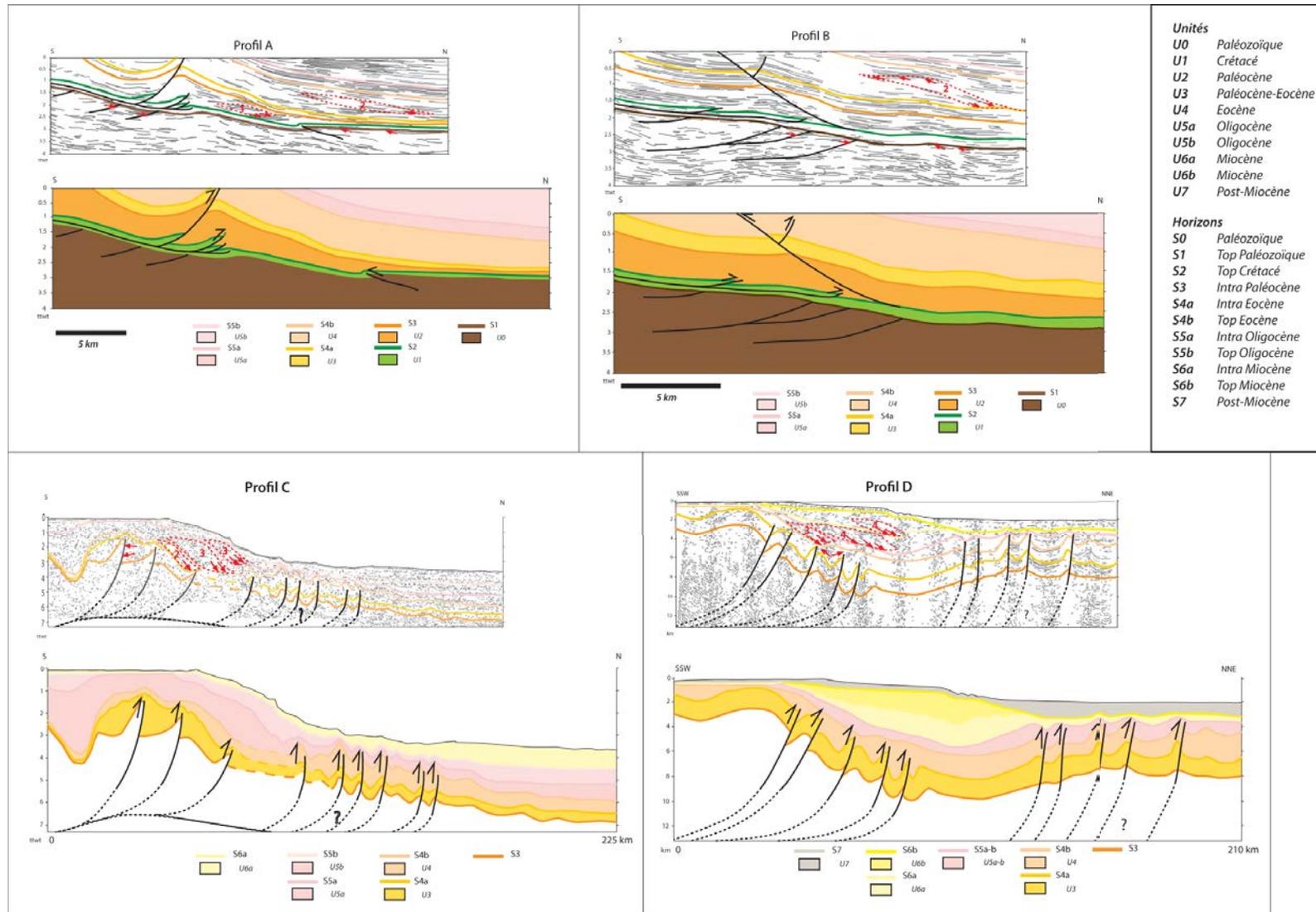


Figure VI.7 : Profils A, B, C et D. Les horizons et les unités sont détaillées dans la légende sur la figure. Les flèches rouges indiquent les terminaisons de réflecteurs remarquables. Les pointillés rouges délimitent les corps progradants, qui sont également numérotés.

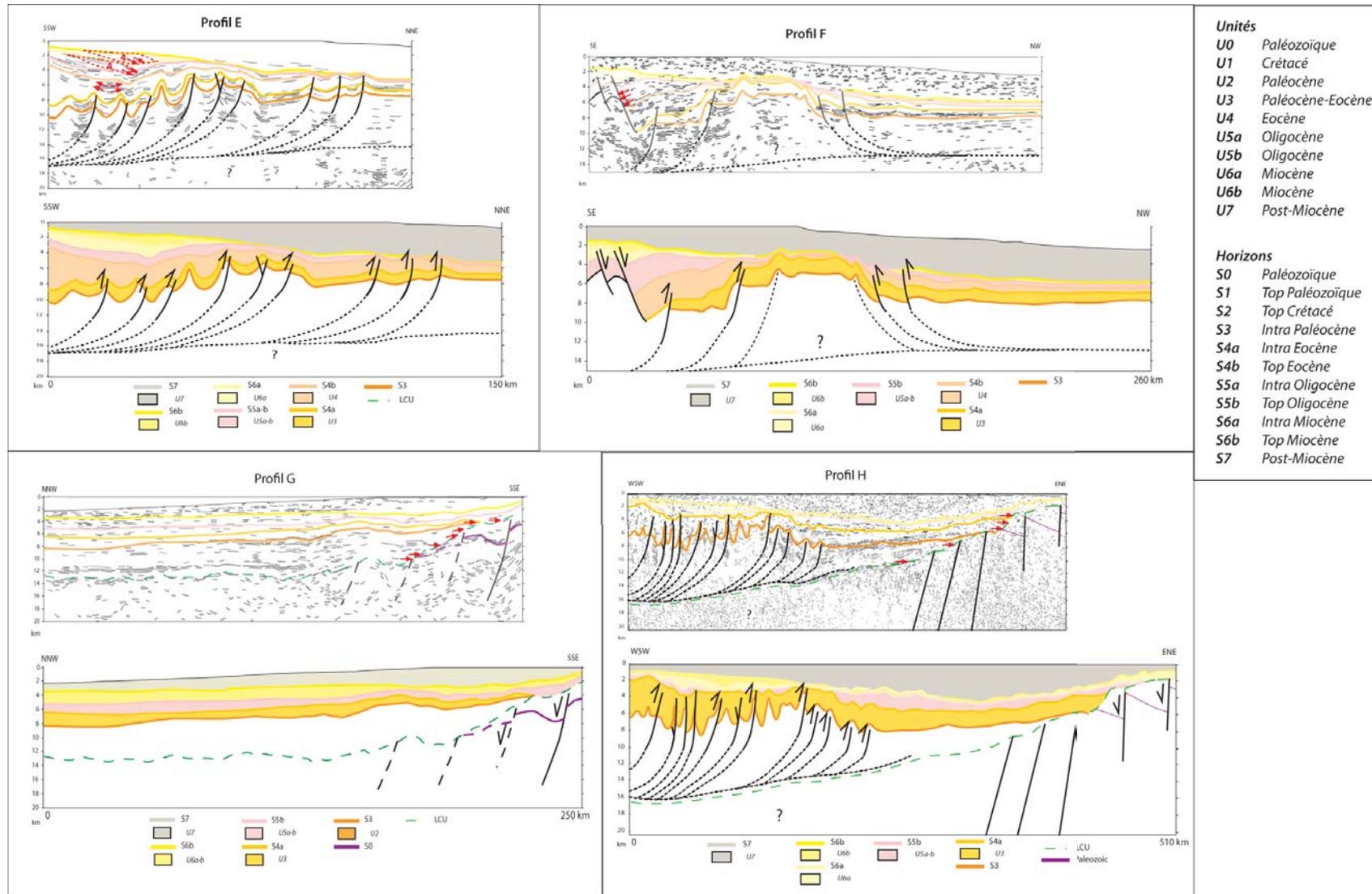


Figure VI.7 (suite) : Profils D, E, F et G. Les horizons et les unités sont détaillés dans la légende sur la figure. Les flèches rouges indiquent les terminaisons de réflecteurs remarquables. Les pointillés rouges délimitent les corps progradants, qui sont également numérotés.

- 5) L'unité U5 contient également des corps progradants oligocènes (terminaisons de réflecteurs en downlap notés 3 sur les profils C et D). Ces dépôts sont déformés dans la partie N de la chaîne plissée (profils C, D et E). Cette unité est très épaisse vers le SO des profils, et s'amenuisent dans la partie plus distale du bassin. Ces sédiments sont également déposés en grande quantité au niveau des failles normales du profil F et sont syn-extensifs puisque les dépôts sont en éventail (terminaisons de réflecteurs divergentes).
- 6) Les dépôts de l'unité U6 (Miocène) contiennent des corps progradants (terminaisons de réflecteurs en downlap notés 4 sur les profils D et E). Cette unité atteint jusqu'à 6 km d'épaisseur à l'aplomb des chevauchements.
- 7) Les chevauchements s'enracinent vers le Nord sur un niveau de décollement situé dans le Crétacé à terre (unité U1) et supposé Crétacé en mer, probablement dans les argiles des formations de Hue Shale ou Pebble Shale du Crétacé inférieur. Ce niveau d'enracinement se situe entre 12 et 16 km de profondeur.
- 8) Les séries des unités U0 à U5b sont basculées vers le Nord. Cela implique une déformation post-Oligocène terminal qui affecte l'ensemble des séries du North Slope dont le socle.
- 9) Sur les profils G et H, l'unité U0 possède des réflecteurs, horizons S0, qui sont décalés par un mouvement normal. Cet ensemble a été érodé.
- 10) Au-dessus de ce niveau érosif (profils G et H), un ensemble de sédiments est visible sous l'horizon S3 (top Paléocène). Ces dépôts sont paléocènes mais peuvent également contenir des dépôts crétacés voir même paléozoïques. Les réflecteurs de cette unité sont d'amplitude moyenne et continus, au moins sur une partie du profil : leurs terminaisons forment des onlap au niveau du relief paléozoïque.
- 11) Vers l'ENE, sur les profils G et H, l'ensemble des dépôts paléocènes à oligocènes butte sur une zone un peu surélevée et constituée de dépôts paléozoïques. Ces dépôts successifs ont des réflecteurs dont les terminaisons sont en onlap, et ces sédiments viennent recouvrir le relief paléozoïque. Seuls les dépôts Miocène et Pliocène recouvrent cette zone haute.

En résumé, il ressort de l'analyse des profils une succession d'événements tectoniques qui retrace l'histoire de la marge depuis le rifting jusqu'à la construction orogénique. Le premier événement est extensif et affecte les séries d'âge Paléozoïque. Il est probablement à mettre en relation avec l'ouverture du bassin canadien au Mésozoïque. Ces dépôts Paléozoïques ainsi que les failles normales associées sont tronqués par une surface d'érosion majeure (profils G et H). Ce niveau d'érosion majeur correspond certainement à la « Lower Cretaceous Unconformity » ou LCU décrite dans la littérature et interprété comme marqueur de la rupture de croûte continentale (Grantz et al., 2011 ; Houseknecht and Bird, 2004). Les sédiments paléocènes et éocènes sont plissés et affectés par des chevauchements, indiquant un événement compressif de direction SO-NE. Le basculement d'une partie des séries tertiaires vers le Nord implique une déformation post-Oligocène terminal à grande échelle, affectant l'ensemble des séries du North Slope. Cet événement implique également les séries paléozoïques, non visibles sur les profils en mer, mais observées sur les profils à terre (profils A et B). Les chevauchements et rétro-chevauchements affectant les sédiments paléocènes et éocènes sont actifs à l'Eocène puisque ces dépôts sont syn-plissement ; ils s'enracinent sur un niveau de décollement placé à environ une quinzaine de kilomètres de profondeur, probablement localisé au niveau des argiles de la Formation Hue Shale et Pebble Shale du Crétacé inférieur, ou bien à la base des dépôts paléocènes dans les argiles de la Formation de Canning. Les dépôts oligocènes, miocènes et pliocènes-quaternaires présentent des figures de progradation dans le bassin. Ces figures mettent en évidence une diminution de l'espace disponible ou une augmentation massive des apports sédimentaires, qui peuvent être expliquées soit par un événement tectonique, soit par un changement eustatique, soit par un changement climatique (mise en place de calotte par exemple). Il semble que les dépôts oligocènes et miocènes aient enregistré un événement majeur. Les dépôts pliocènes sont très importants plus en avant de la partie déformée, dans la partie plus profonde du bassin. Si les variations d'accommodation oligocènes coïncident avec une surrection des sédiments paléozoïques (identifiable sur les profils A et B), aucune déformation n'est en revanche associée aux dépôts miocènes. Ce changement d'accommodation peut donc être relié à un changement eustatique ou à un changement climatique.

4. Coupes crustales à l'Est des Brooks Range

A partir des données sismiques, des cartes géologiques, des profils sismiques ou des coupes publiées disponibles dans la bibliographie, un ensemble de 6 coupes crustales est proposé. Je me suis inspiré du profil BW1-2800 pour placer le Moho.

Coupe 1

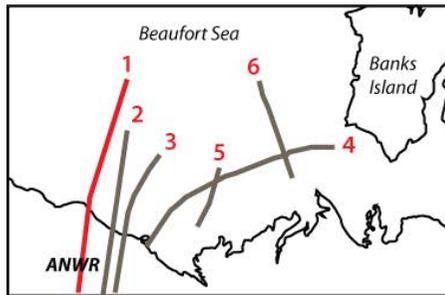
La première coupe se situe en Alaska et relie les NEBR à une partie du bassin de Beaufort à terre. Elle est fondée sur la carte géologique des NEBR combinée à l'interprétation des profils A, et B (Figure VI.7).

Je récapitule ci-dessous les informations qui m'ont aidé à contraindre la coupe (Figure VI.8):

- 1) Sur les profils sismiques nous avons placé le niveau de décollement soit dans les argiles du Crétacé inférieur, soit dans les argiles du Paléocène. Par cohérence avec ce que nous avons observé sur les profils A et B où le niveau de décollement était placé dans la base du Crétacé inférieur (Figure VI.7), nous avons gardé ce niveau dans ce niveau de faible compétence puisque composé d'argiles, localisé à environ 3-4 km de profondeur.
- 2) Dans le bassin, nous avons utilisé le profil BW1-2800. Sur ce profil a été localisé un haut de socle, le haut de Herschel. Le chevauchement à la base de ce haut de socle s'enracine vers le haut dans un niveau de décollement affectant la couverture paléogène. Je propose de placer ce niveau dans les argiles de la formation de Canning, paléocène, situé à une profondeur d'une dizaine de km.
- 3) L'analyse des profils sismiques a montré que les roches paléocènes à oligocènes sont affectées par des chevauchements à vergence nord, s'enracinant sur le niveau de décollement décrit ci-dessus.
- 4) Les roches du socle sont soulevées en arrière de la chaîne et ont basculé les roches du bassin qui jouxte la chaîne. Cet événement a eu lieu probablement à au moins eu lieu à l'Oligocène, puisque les roches de cet âge semblent affectées.

Nous avons également fait l'hypothèse que :

- 1) Les sédiments Mésozoïques disparaissaient complètement vers le nord du bassin. En effet s'ils sont observables dans le puits BELI-UNIT_1, ils ne le sont plus sur les profils A, et B, ou alors d'une trop faible épaisseur pour être distingués des sédiments paléozoïques et crétacés. Nous avons considéré qu'ils s'amincissaient jusqu'au haut de Hershel, et avons donc pris le parti de ne pas les dessiner dans le bassin distal. Le début de l'ouverture du bassin canadien étant Jurassique et s'étant poursuivie au Crétacé inférieur, il est probable que les héli-grabens contiennent non pas que du Crétacé inférieur, mais également des sédiments jurassiques.
- 2) Le manteau affleure dans les héli-grabens. Le profil BW1-2800 identifie le manteau lithosphérique sous-continentale sous les sédiments syn-rift. Si cela est confirmé, cela signifie que l'extension a été suffisante pour faire affleurer le manteau. En plaçant le détachement à l'origine de l'extension au niveau du probable Moho, on fait alors l'hypothèse que la zone a été hyper-amincie.
- 3) Le Moho a été tracé au niveau du détachement à l'origine de l'extension et s'approfondit brutalement sous le haut de Hershel. Ce tracé se justifie par le fait que le haut de Hershel implique de la croûte épaissie par la mise en place de petits duplex. Au sud de la coupe, le Moho est tracé jusqu'à une profondeur d'environ 30 km, ce qui est une valeur « standard » pour une croûte à l'équilibre de marge légèrement amincie (Mooney et al., 1998). Au nord de la zone amincie, le Moho se ré-approfondit au niveau de la croûte océanique.
- 4) L'épaisseur de sédiments paléozoïques est constante sur l'ensemble. Aucune information ne nous permet d'affirmer ou infirmer cette hypothèse. Les profils interprétés (profils A et B) laissent penser que les dépôts paléozoïques sont au moins présents jusqu'à 6 std puisque le faciès sismique ne varie pas entre l'horizon top Paléozoïque et l'extrémité basse du profil.



Coupe 1

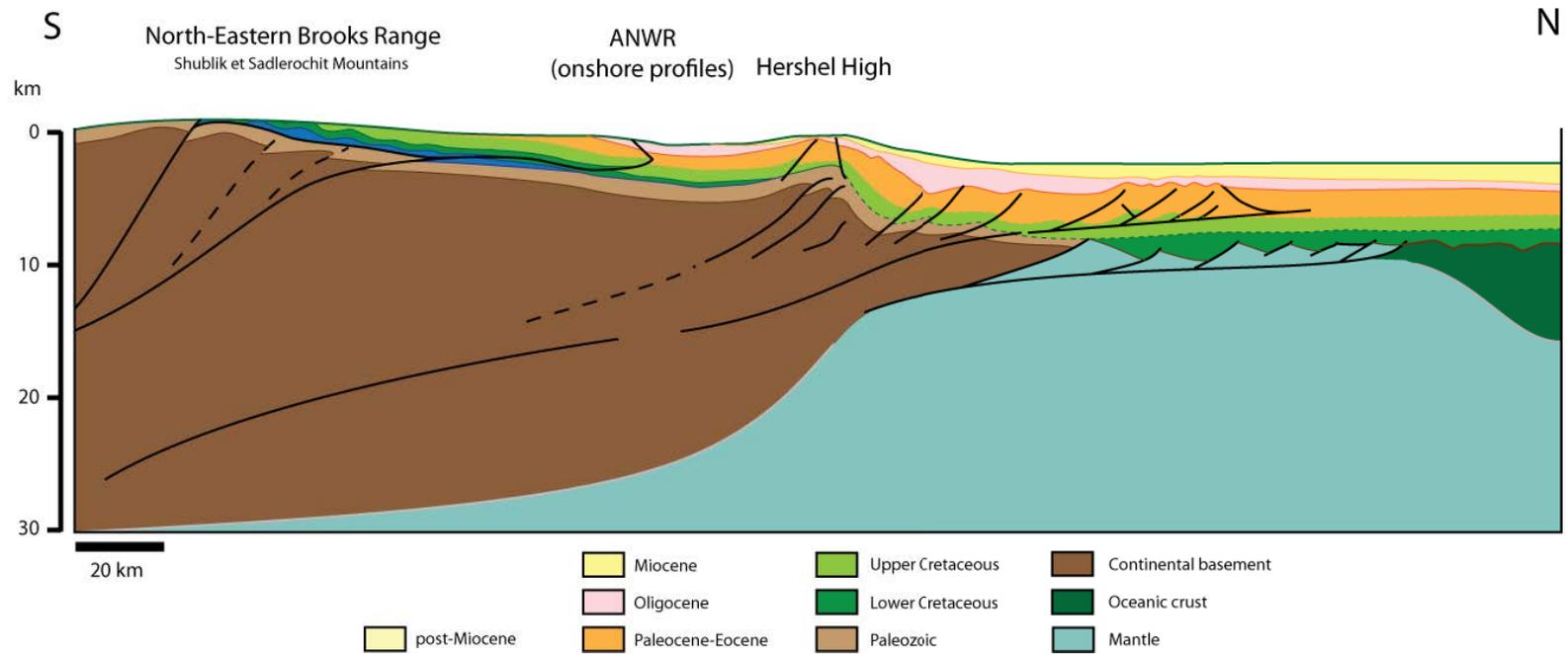


Figure VI.8 : Coupe synthétique 1. Les profils sismiques AN84-4 et AN85-14 ont servi de base pour la construction de cette coupe, ainsi que le profil BW1-2800 (d'après Walker et Horn, 2014). Localisation du profil sur le plan de position dans le cadre en haut à gauche.

Coupes 2 à 6

Les autres coupes apportent quelques données supplémentaires à la coupe 1.

Les chevauchements identifiés sur la coupe 1 sont également identifiés sur les coupes 2,3 et 5 (Figure VI9). Cependant, d'autres chevauchements, qui semblent légèrement plus pentés sont visibles en avant de la chaîne plissée. Ces failles semblent affecter les sédiments jusqu'à l'Oligocène.

Les coupes 3 et 5 mettent en évidence un apport majeur de sédiments miocènes dans le bassin, à l'aplomb des chevauchements mentionnés ci-dessus (dépôts caractérisés par des corps progradants).

Enfin, les coupes 4 et 6 soulignent la présence de failles normales, à vergence E, affectant des dépôts anté-rift paléozoïques. A la différence de la coupe 1, aucun dépôt syn-rift n'a été identifié sur ces coupes. Ces failles sont liées à l'ouverture du bassin canadien, et sont donc datées du Jurassique supérieur (~145 Ma). Cet ensemble paléozoïque déformé a été affecté par un épisode d'érosion majeure post-Jurassique, qu'on associe à l'événement de la LCU (Crétacé inférieur).

On peut conclure de ces coupes crustales que l'extension a débuté au Jurassique-Crétacé inférieur (vers 145-140 Ma), et que l'extension a conduit à la formation d'une marge hyper-amincie en mer de Beaufort. Suite à cet amincissement extrême de la croûte le manteau lithosphérique a été exhumé au Crétacé inférieur. Les domaines les plus amincis de la marge semble avoir concentré la déformation et sont responsables de la construction d'une chaîne plissée sous-marine affectant les séries paléocènes et éocènes. Le raccourcissement est distribué dans la couverture au dessus d'un niveau de décollement à la transition Mésozoïque-Paléozoïque au Sud, potentiellement dans les argiles des formations de Shublik ou Kingak (Trias et Jurassique) et dans les argiles des formations de Pebble ou Hue Shales (Crétacé inférieur) au Nord. La déformation affecte également le socle paléozoïque comme en témoigne le basculement vers le Nord de l'ensemble des séries sédimentaires mésozoïques et cénozoïques et donc des niveaux de décollement dans la couverture. Ce basculement associé à une déformation « thick-skinned », car impliquant au moins toute la partie supérieure de la croûte, voire moyenne et inférieure, est d'âge au moins Oligocène.

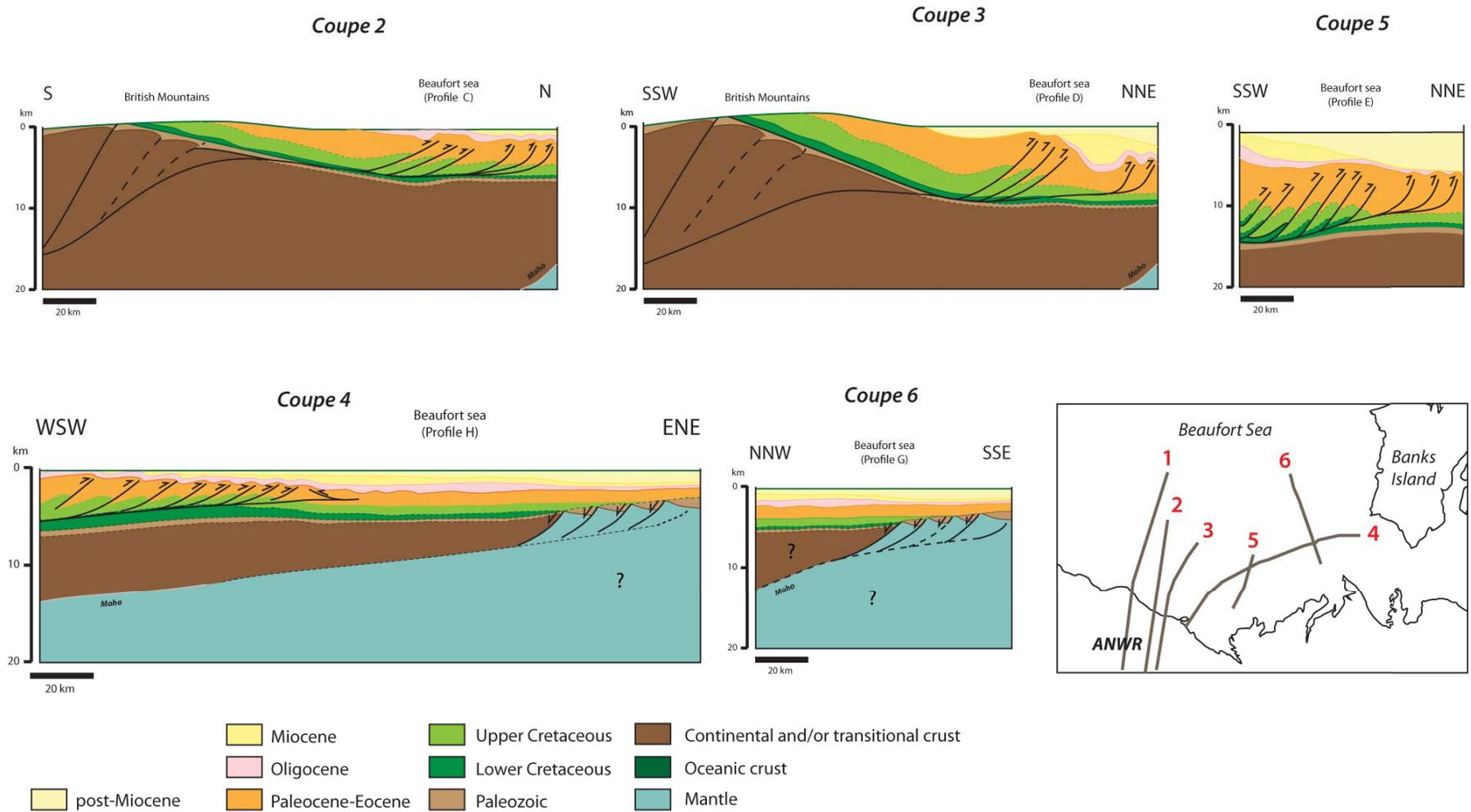


Figure VI.9 : Coupes 2 à 6 dont la localisation est reportée sur la carte. Chaque coupe s'est basée sur l'interprétation d'un profil sismique décrit dans ce Chapitre et mentionnés sur la figure.

Par ailleurs, la présence d'un haut de socle (le haut de Hershel) témoigne également de l'implication du socle au niveau de la zone d'étranglement de la marge. La déformation compressive est transférée plus au Nord via un niveau de décollement dans le Crétacé inférieur, puis dans le Paléocène.

5. Synthèse structurale régionale

5.1. Style structural et calendrier de migration de la chaîne au bassin

L'analyse des différents profils sismiques nous a permis d'identifier des structures compressives et extensives dans la mer de Beaufort et le delta de la McKenzie (Fig. VI.10).

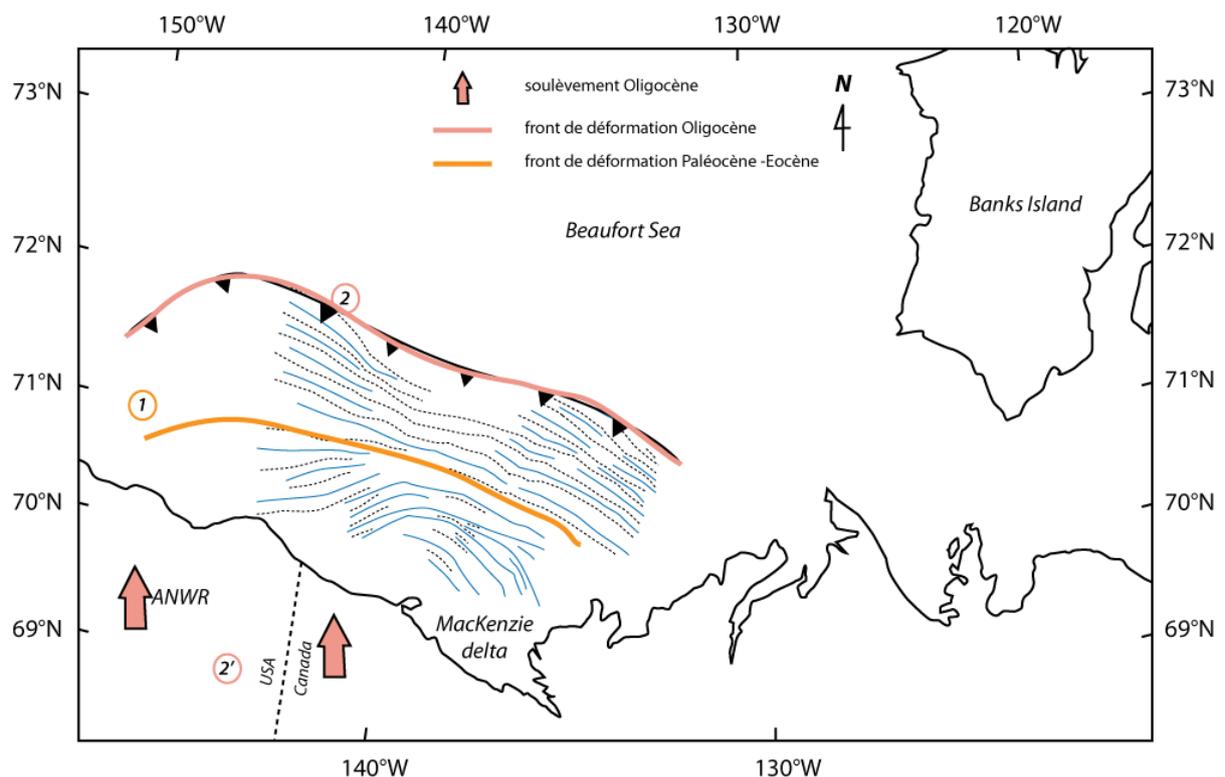


Figure VI.10 : Carte structurale de la mer de Beaufort. Les structures repérées sur les profils sismiques ont été implémentés (chevauchements et axes de synclinaux).

L'analyse sismique met en évidence une activité compressive au Paléocène-Eocène en bordure de marge puis dont le front Oligocène se déplace vers le NO-SE. D'autre part, elle a également permis de mettre en évidence que sur la partie Ouest, dans l'ANWR, c'est-à-dire

dans le bassin accolé à la partie alaskane de la chaîne (Figures VI.7 et VI.8), des chevauchements, de faible ampleur, vont déformer les sédiments paléogènes comblant le bassin de l'ANWR. Mais rapidement la déformation migre à l'avant de ce bassin et à l'avant du haut structural limitant ce même bassin. La déformation se développe alors en avant de ce haut structural et se propage dans le bassin de Beaufort-Mackenzie.

Sur l'ensemble de la zone d'étude, le front de déformation oligocène est identifiable et carté. En revanche, probablement à la même période, une réactivation en arrière du bassin, dans la chaîne interne, se met en place et va plisser et basculer les dépôts du bassin de Beaufort, du moins la partie comprise entre la chaîne et le haut structural et probablement être responsable de ces structures arquées cartées en Figure VI.10. La déformation qu'on observe est donc en séquence du Paléocène jusqu'à l'Oligocène, où la déformation se poursuit dans le bassin mais où une déformation en hors-séquence est également observée dans la partie interne de la chaîne.

5.2 Relation avec la géométrie du bassin canadien

L'analyse sismique a permis d'identifier des zones de la marge étirées au niveau desquelles se localise la croûte océanique qu'on observe dans le bassin ainsi que les roches interprétées comme mantelliques.

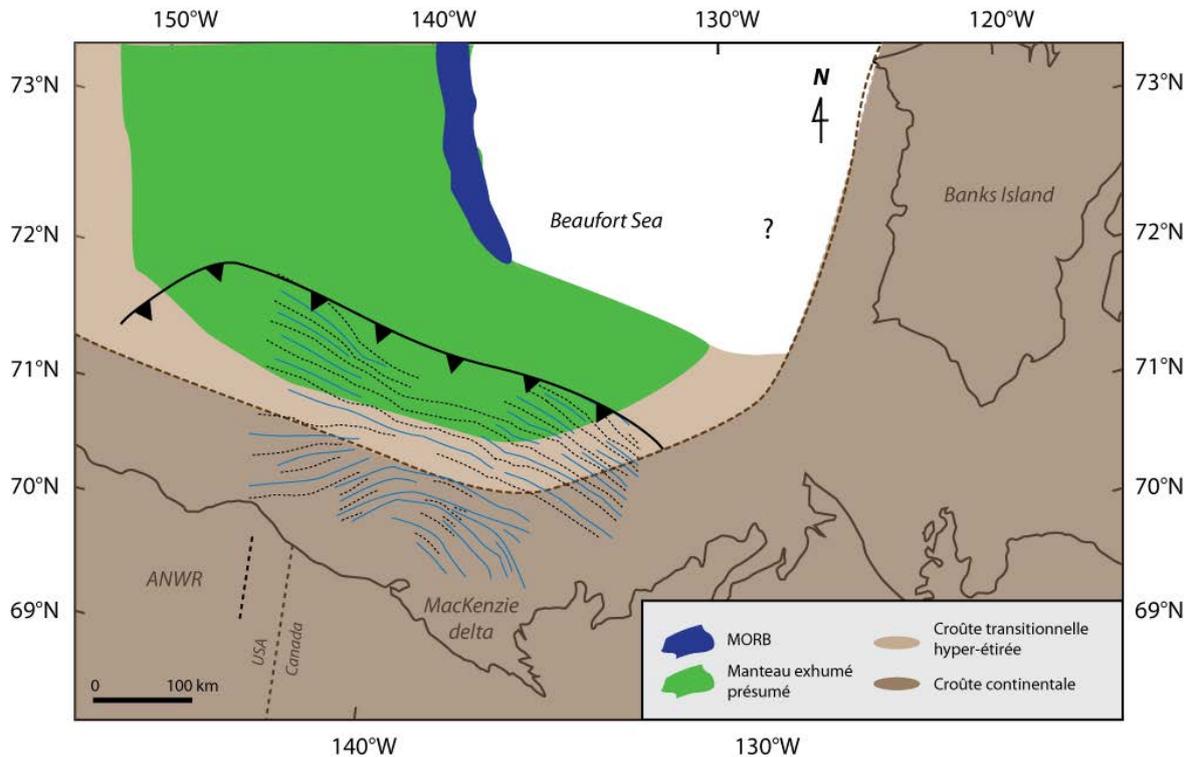


Figure VI.11 : Cartographie simplifiée de la croûte océanique (bleu), des roches d'affinité mantellique (vert), de MORB (bleu foncé). En marron est représentée la transition entre la partie abrupte de la marge et la zone d'amincissement de la marge.

La marge alaskienne et canadienne (partie Ouest) est abrupte. Cela traduit le fait que la zone d'amincissement entre le domaine très aminci et la marge proximale peu amincie est très étroite (moins de 10 km). Les chevauchements identifiés à l'avant de la chaîne, dans la croûte transitionnelle, ont été décrits précédemment comme assez pentus. Ces chevauchements ont potentiellement eu un jeu décrochant en plus de leur composante compressive qui se situeraient à la transition croûte continentale- croûte transitionnelle hyper-amincie (transpression ou bien jeu compressif puis décrochant ; Figure VI.11).

Des analyses de lignes ont mis en évidence la présence de croûte transitionnelle de part et d'autre de ce qui a été interprété comme une croûte océanique de type MORB (Grantz et al., 2011b). Si les profils sismiques et les analyses d'anomalies gravimétriques semblent mettre en évidence la présence de roches mantelliques proches des marges alaskane et canadienne, aucune donnée ne permet en revanche de contraindre l'affinité des roches en bordure de la marge de Banks.

Chapitre VII

Discussion des résultats-Conclusion

I. De la chaîne au bassin : Éléments de chronologie, séquence de déformation et contrôle sur la construction orogénique

Le travail présenté dans ce mémoire a porté pour une part importante sur la détermination d'un calendrier de l'exhumation en lien avec la déformation le long d'un segment orogénique de plus de 450 km, représenté par les chaînes arctiques de Brooks, British et Barn Mountains.

Les données thermochronologiques issues de Brooks Range et du bassin de Colville ont permis de mettre en évidence une histoire complexe étalée sur plus de 100 Ma, depuis l'Albien (Bigot-Buschendorf et al., soumis-Chapitre IV), période à partir de laquelle des sédiments syn-orogéniques des formations de Fortress Mountain et Torok commencent à se déposer dans le bassin de Colville. La propagation de la déformation dans le prisme brookien s'est effectuée en deux séquences depuis le Crétacé supérieur jusqu'à l'Oligocène. Le raccourcissement est d'abord accommodé par un grand détachement proche de Doonerak mettant en contact des unités de haut et bas grade métamorphique en contact au niveau du front topographique, et les taux d'exhumation associés à cette première période sont légèrement inférieurs à 1 km/Ma. Au cours de la propagation de la déformation dans le bassin, l'exhumation verticale a diminué en intensité, passant à moins de 0.5 km/Ma à partir de l'Oligocène et s'est accompagné d'une réactivation dans la partie interne de la chaîne, faisant intervenir une structure crustale, le duplex de Doonerak. Ces taux, basés sur la modélisation Pecube, suggèrent entre 7.5 et 2.5 km d'érosion, ce qui est plutôt cohérent avec les valeurs issues de la bibliographie, basée uniquement sur les données thermochronologiques et invoquant entre 3 et 4 km d'exhumation dans le bassin de Colville (O'Sullivan, 1996, 1998). Ces résultats reflètent le déplacement de la déformation orogénique vers le sud et l'est et sont cohérents avec l'établissement d'une zone de déformation, qui s'étend du sud de l'Alaska à la côte nord de l'Alaska et accomode la déformation transpressive entre les plaques Amérique du Nord et Pacifique (Finzel et al., 2011a et b).

Dans la partie canadienne de la chaîne, dans les British et Barn Mountains et leurs bassins, les données thermochronologiques (Chapitre V) soulignent le fait que la zone se déforme dès le Crétacé inférieur (à 100 Ma) relativement lentement (étayé par slow cooling, notamment dans le Ruby terrane). A partir de 60 Ma est identifiée une autre phase de

refroidissement très rapide, en particulier pour les granites, dont les taux d'exhumation sont compris entre 1.25 et 1.29 km/Ma. Les échantillons détritiques enregistrent, pour la même période, une exhumation beaucoup plus lente (0.12-0.17 km/Ma). Le bassin semble enregistrer une nouvelle phase de refroidissement jusqu'à 25 Ma et l'ensemble de la chaîne subit une phase de refroidissement à partir de 20 Ma. La subduction Pacifique étant active depuis au moins le début du Mésozoïque, de nombreux blocs sont passés en subduction sous l'Alaska, comme les plaques de Kula-Resurrection (Plafker et al., 1994 ; Nokleberg et al., 2000) au Paléocène-Eocène. La cinématique des plaques n'a donc pas toujours été telle que nous la connaissons à l'heure actuelle et de nombreuses réorganisations ont eu lieu entre l'Eocène et le Miocène, période à laquelle le bloc de Yakutat est notamment passé en subduction horizontalement sous l'Alaska au Miocène (Enkelmann et al., 2008), ce qui est cohérent les âges de l'exhumation Oligocène associée à une déformation hors-séquence. L'analyse sismique et la reconstruction de coupes terre-mer à la longitude de NEBR et Mer de Beaufort (Chapitre VI) met en évidence une déformation syn-remplissage du bassin Paléocène-Eocène, déformation matérialisée par de grands chevauchements à vergence NE, enracinés sur un niveau de décollement dans le Crétacé inférieur, et qui avaient été préalablement été décrites (Dixon, 1992). En avant dans le bassin canadien, les sédiments Oligocène supérieur sont affectés indiquant une migration de la déformation probablement au moins jusqu'au Miocène. Les coupes mettent également en évidence le fait que la chaîne n'a pas seulement été déformée au Paléocène-Eocène comme cela a toujours été décrit (Moore et al., 1992 ; O'Sullivan and Lane, 1997) mais que la partie interne de la chaîne a été basculée à l'Oligocène, en raison de l'activation de rampes crustales impliquant le socle paléozoïque et précambrien. La forme arquée de la chaîne est probablement due à cet épisode.

Cette migration de la déformation du SO vers le NE est cohérente avec la mise en place d'une zone de forte déformation sur l'ensemble du bloc Alaska S-N, allant de la côte Pacifique à la côte Arctique, accommodant la déformation transpressive à travers les blocs Pacifique et Amérique du Nord en partie via les grands décrochements du centre de l'Alaska (Finzel et al., 2011a et b) mis en place dès l'initiation de la subduction de Yakutat sous l'Alaska (~35 Ma). Ce changement de conditions aux limites est d'ailleurs cohérent avec un les forts taux d'exhumation enregistrés à cette période (7.5 km).

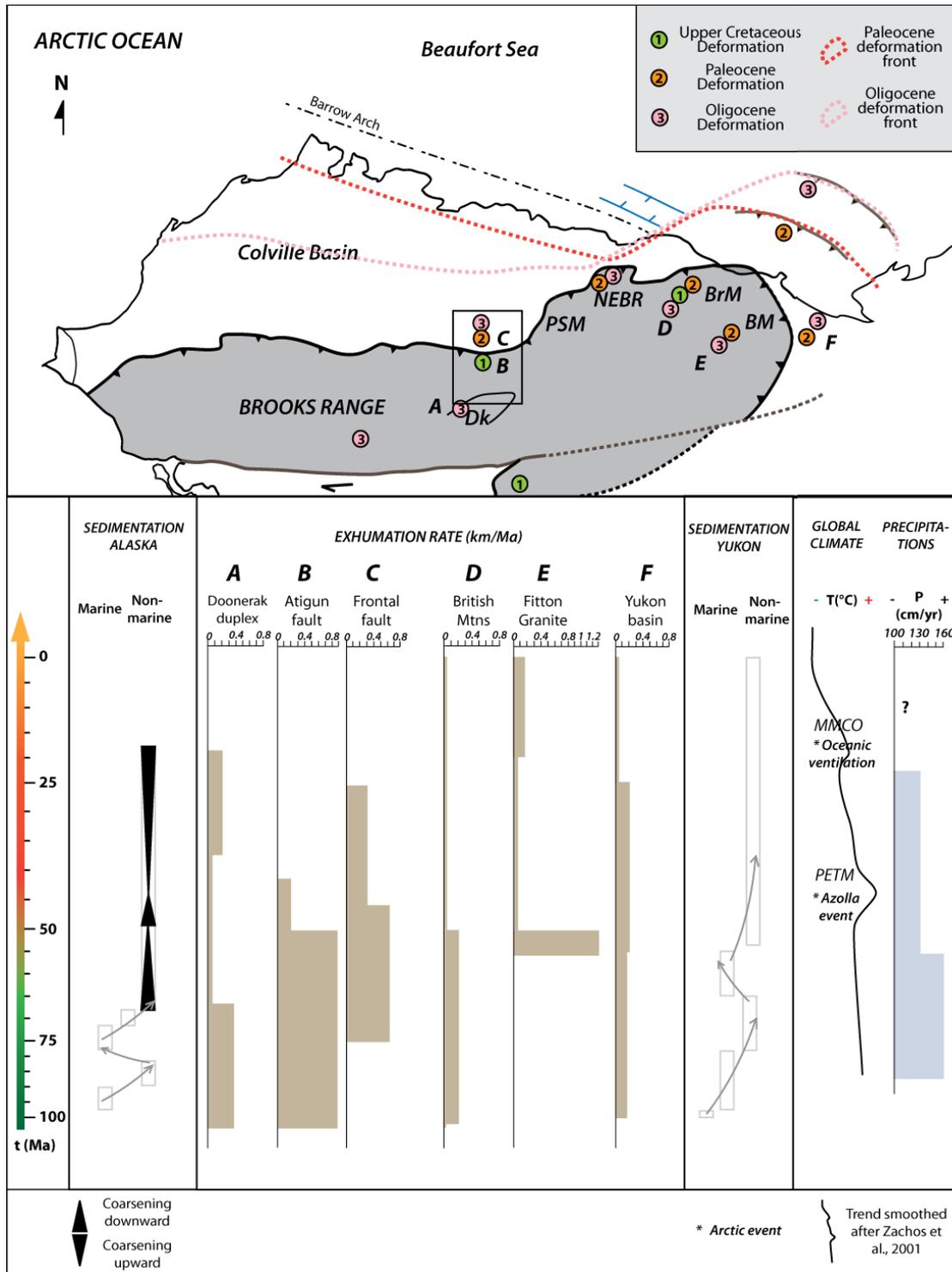


Figure VII.1 : Figure synthétisant les principaux résultats de cette thèse. Les numéros de couleur représentent la séquence de déformation et les lettres associées renvoient aux taux d'exhumation verticale associés à chaque zone ou structure tectonique. Les colonnes sédimentaires du bassin de Colville ainsi que du bassin du Yukon ont été reportés. En parallèle sont reportés la courbe des températures issue de Zachos et al. (2001) ainsi que les taux de précipitations calculés sur des échantillons floraux (Herman and Spicer, 1997 ; Greenwood et al., 2010) et les limites de front de déformation-dénudation sont issues de O'Sullivan et al., 1997.

II. A l'échelle de l'Arctique

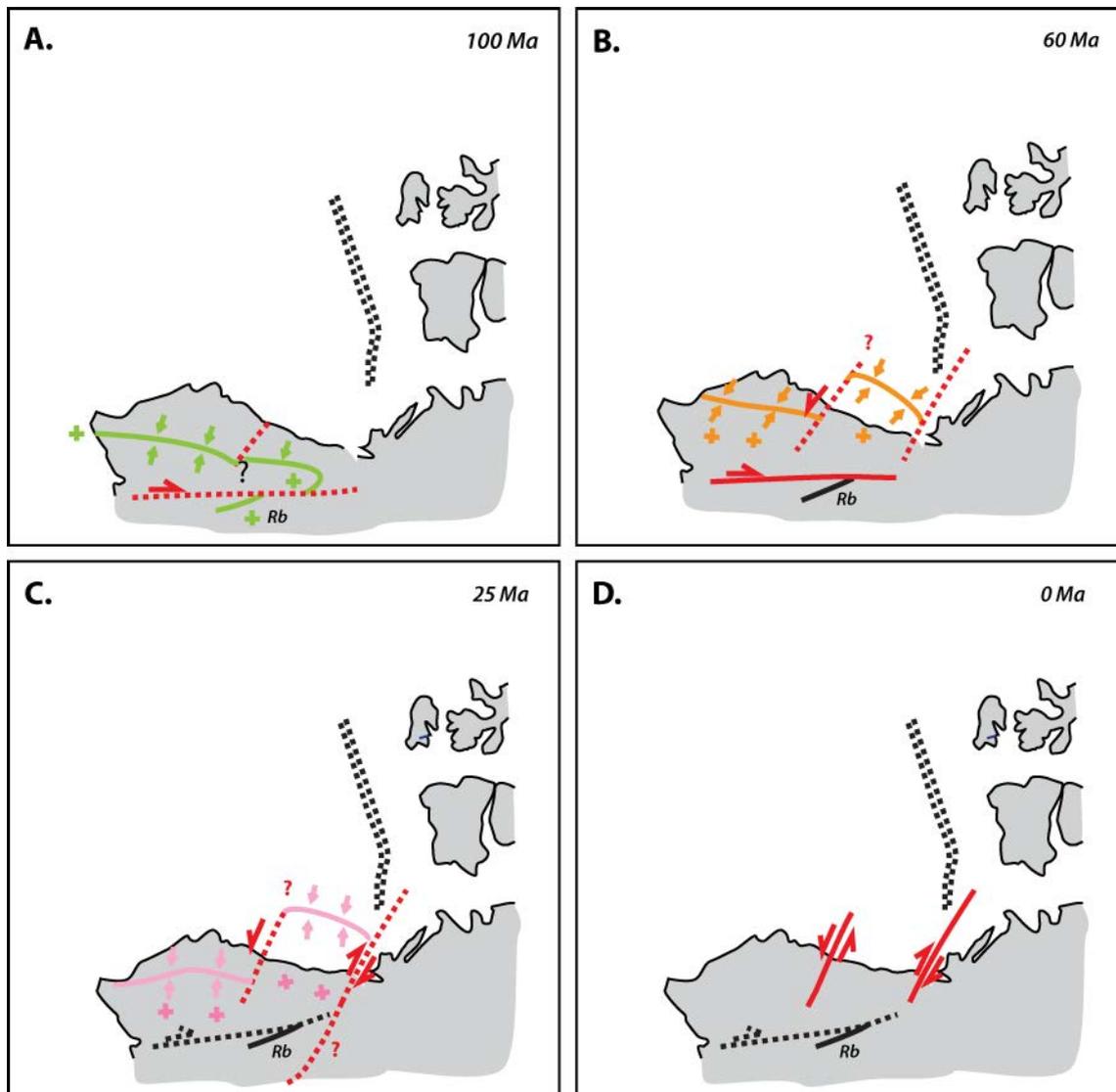
Cette évolution orogénique détaillée précédemment est à intégrer dans la compréhension plus générale de l'Arctique et notamment du bassin canadien.

Nos données nouvellement acquises nous donnent des contraintes sur la déformation ayant affecté le bloc Alaska-Arctique au cours du Crétacé supérieur-Oligocène. Ces données ont été reportées sur la Figure VII.2, qui en s'appuyant sur nos données et des données issues de la bibliographie tente de reconstituer une partie de l'évolution du bassin canadien.

Au Crétacé inférieur (130 Ma) la chaîne de Brooks est proto-formée (Moore et al., 1992). Au Crétacé supérieur (100 Ma), l'ensemble de la chaîne s'exhume (Moore et al., 1994) et est sujette à de l'érosion aérienne (début du couplage avec les processus de surface), l'avant-pays se développe et se remplit de matériel détritiques provenant de la chaîne (Houseknecht and Wartes, 2013). Les British Mountains commencent à se former à cette période. C'est également au Crétacé supérieur que se forment les granites de type calco-alcalins de Ruby qui se sont exhumés très lentement (Bigot-Buschendorf et al., soumis ; Figure VII.2, A).

Au Paléocène, la déformation migre vers le nord du bassin de Colville et en mer plus au NE dans le bassin de Beaufort-MacKenzie (Dixon, 1992 ; Dixon et al., 1992 ; Figure VII.2, B). Cet épisode est associé à l'exhumation des terrains protérozoïques et paléozoïques des chaînes des British et des Barn Mountains présentés dans le Chapitre V et sur les Figures VII.1 et VII.2. Si la déformation se poursuit au cours du Paléogène dans la partie alaskane et dans le bassin de Colville, elle semble s'effectuer beaucoup plus loin dans le bassin dans la partie canadienne. On a expliqué cette différence d'espacement des failles et des fronts de déformations paléocène et oligocène par un apport sédimentaire syn-orogénique plus important dans la partie canadienne au Paléocène (cf Chapitre I.1 ; Fillon et al., 2013). Cependant, on a également mis en évidence une différence majeure de style structural entre les deux parties de la marge, différence de rhéologie liée par exemple à l'épaisseur, la composition, la thermicité de la croûte et de la lithosphère. Cette différence semble se localiser au niveau de la "zone de transfert" située entre la chaîne de Brooks et les NEBR qui doit constituer une zone de faiblesse. Cette zone de faiblesse se localiserait entre les dépocentres de sédiments crétacés supérieurs à oligocènes dans le bassin de Colville, affectés par de la déformation de couverture, et les roches paléozoïques des NEBR,

impliquant le socle dans la déformation, qui ont des signatures gravimétriques très différentes (Saltus et al., 2006).



Compression + Exhumation Rb Terrain de Ruby

Figure VII.2 : Evolution géodynamique du bassin canadien et des marges alaskienne et canadienne. En bleu figure le proto-rift Jurassique inférieur. Les petites flèches symbolisent la compression, les "+" indiquent l'exhumation. Rb représente les granites du terrain de Ruby. Voir le texte pour les explications.

A l'Oligocène, nos données ont mis en évidence une déformation des sédiments en avant des chaînes de Brooks et de Beaufort (partie en mer de la chaîne de British-Barn). Le front de déformation oligocène est beaucoup plus lointain de la chaîne au niveau de la chaîne de Beaufort que dans le cas de la chaîne de Brooks (plus lointain encore que le front de déformation Eocène ne l'était de la chaîne ; O'Sullivan et al., 1997). On a déjà évoqué

l'hypothèse d'un remplissage plus important pour expliquer cette différence de localisation de front de déformation dans le Chapitre VI. Outre les différences de style structural et les différences d'apports sédimentaires, les paléo-structures que sont le Barrow Arch, haut topographique qui se serait formé par flambage lithosphérique (Nunn et al., 1987) et le graben de Dinkum à remplissage Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Grantz et al., 2011a) ne semblent pas se poursuivre à l'est de la zone de transfert (Figure VII.1).

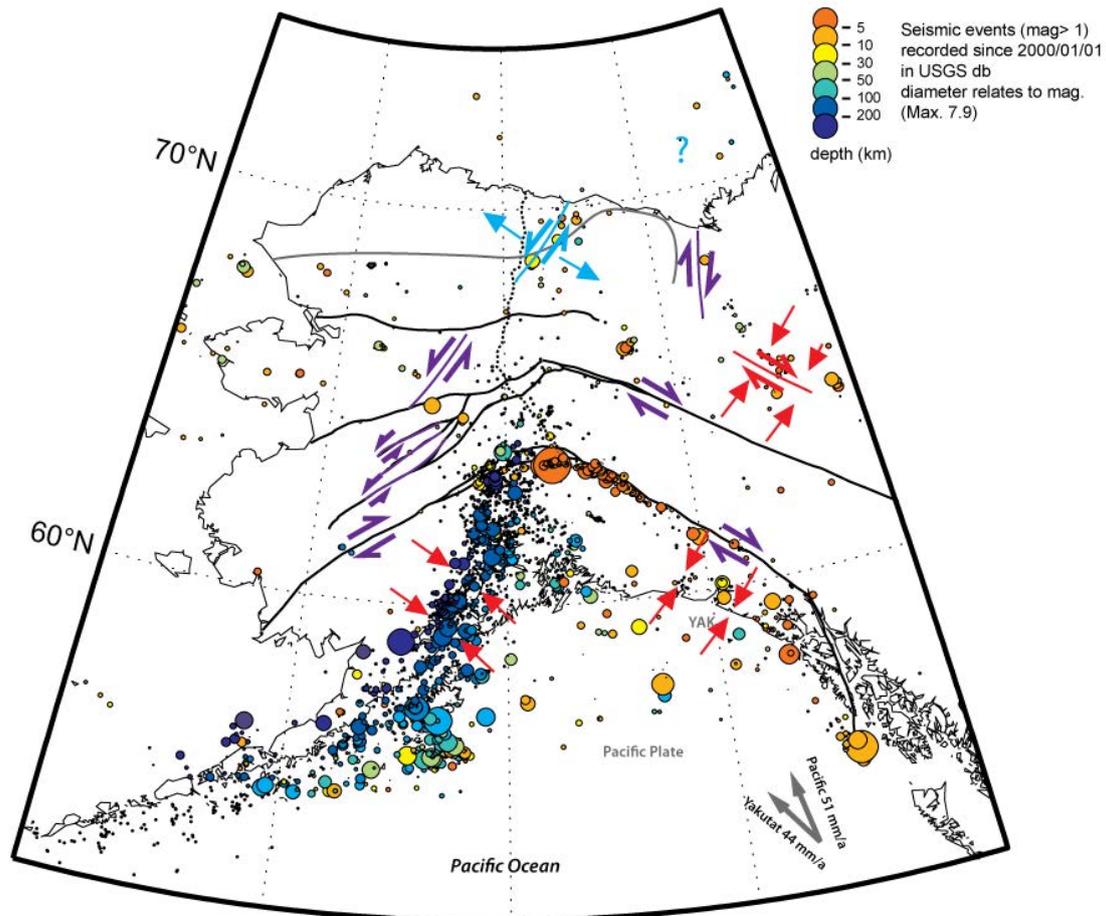


Figure VII.3 : Cartes des principaux séismes d'une magnitude supérieure à 1, enregistrés depuis 2000. La couleur de ces séismes est associée à la profondeur de la rupture au foyer. Les mouvements décrochants figurent en violet, normaux ou transtensionnels en bleu, et compressifs ou transpressifs en rouge. Seul les mouvements dans le bassin de Beaufort-Mackenzie sont non caractérisés (Figure modifiée d'après Mazzotti and Hyndman, 2002 ; Leonard et al., 2008).

Si ces structures ont existé sur la marge côté British Mountains et mer de Beaufort, elles sont 1) soit plus au nord dans le bassin (et non identifiées sur les profils sismiques) et auraient été décalées, soit 2) dans la même continuité que ce qui est observé sur la partie alaskane mais auraient été inversées au cours de la formation de la chaîne plissée en mer de Beaufort (bien

qu'aucune évidence ne montre de haut structural et de bassin jurassique supérieur-crétacé inférieur inversés). L'activité tectonique actuelle (Figures VII.2 et VII.3) mettant en évidence un mouvement transtensif sénestre dans cette "zone de transfert" (cf Figure VII.3) soulignant l'existence d'une "zone de faiblesse" à la jonction bassin de Colville, NEBR. Ces observations nous font nous interroger sur la formation de cette faille et sa temporalité. Faire l'hypothèse d'un potentiel jeu décrochant à l'Eocène-Oligocène pourrait être en partie responsable du décalage qu'on observe entre la marge ouest-alaskane et la marge est-alaskane/canadienne.

III. Interactions tectonique/climat/érosion

Les données thermochronologiques basse-température nous ont permis de mettre en évidence des événements d'exhumation majeurs liés à la construction orogénique au du Crétacé supérieur à l'Oligocène. Cette période a été le fait d'un optimum climatique et de conditions d'humidité élevée (Herman and Spicer, 1997), notamment à la transition Paléocène-Eocène (Zachos et al., 2001, 2008). Les processus érosifs, via l'érosion fluviale, y ont été prépondérants. Les températures de surface de l'Océan Arctique ont également augmenté de 5°C à cette période (Sluijs et al., 2008, 2009). La reconstitution des paysages arctiques et des températures de l'Eocène (~50 Ma) et du début du Cénozoïque montre de hautes températures, une haute productivité, marquée par l'abondance des diatomées et silicoflagellés dans les sédiments et potentiellement liée à la présence d'upwellings, et de paysages similaires aux actuelles forêts d'Asie de l'Est (Schubert et al., 2012; Stein, 2007). L'explosion de la flore *Azolla* dans l'Océan Arctique dans les carottes du forage ACEX (Arctic Coring Expedition ; Figure II.24) à l'Eocène semble indiquer la présence d'eau douce (Brinkhuis et al., 2006) provenant du drainage des bassins de l'hémisphère nord sous de hautes précipitations (1200 mm/an) et des températures annuelles entre 13 et 15 °C (Greenwood et al., 2010). Il semble que de fortes rétroactions aient eu lieu au Paléocène-Eocène entre tectonique impliquant des surrections importantes et climat induisant de forts taux d'érosion.

A partir de la transition Eocène-Oligocène, le climat change, les températures décroissent et la période dite "icehouse" fait suite à la période "greenhouse" du Paléocène-Eocène. Ce

passage est marqué par une baisse du niveau marin (Miller et al., 2005) associée à la mise en place de la calotte Antarctique (Coxall et al., 2005; Lear et al., 2008). En Arctique, cette transition est marquée par 1) la réduction graduelle des températures de surface de 3-5 °C (Schouten et al., 2006) qui a pu permettre la mise en place des glaciers de type alpin et 2) un accroissement de la saisonnalité (Eldrett et al., 2010) qu'on sait favoriser l'érosion à terre en déstabilisant les profils de rivière. Les carottes issues du forage IODP révèlent une quantité importante d'IRD dans les sédiments au début du Miocène suggérant la présence de glace de mer et d'icebergs. A 14 Ma, l'augmentation de l'occurrence des sédiments suggère l'augmentation de la surface englacée (Moran et al., 2006). Les observations de corps progradants dans les dépôts miocènes identifiés sur nos profils sismiques iraient confirmer l'hypothèse d'une baisse de niveau marin liée à la mise en place de la calotte au Miocène. Ce n'est que vers la transition Miocène-Pliocène que la calotte va s'établir de manière pérenne, certaines études proposant même un âge Pliocène (2.9 et 2.6 Ma au Canada et en Alaska ; Molnar et Cane, 2002; Duk-Rodkin et al., 2004). Pourtant, bien que la chaîne de Brooks a été le siège de la mise en place de glacier de montagnes (limites de moraines, vallées glaciaires) en bordure de la calotte nord-américaine, l'exhumation semble avoir été limitée depuis le Miocène d'après nos analyses thermochronologiques (moins de 2 km d'exhumation) et l'activité tectonique très faible. Les chaînes de Brooks, de British et de Barn n'ont donc pas promu l'érosion glaciaire au Quaternaire. Celles-ci sont d'altitudes assez réduites (maximum de 2000 m) mais sont situées à haute latitude. Ceci pourrait expliquer que l'érosion glaciaire y soit inhibée, comme c'est le cas pour la Patagonie dans la chaîne des Andes (Thomson et al., 2010), la base gelée des glaciers empêchant la glace de fluer et donc d'éroder le substratum, à l'inverse de ce qu'on observe dans le sud de l'Alaska au niveau des Chugach Mountains où l'érosion glaciaire significative (liée à la grande quantité de glace ; Enkelmann et al., 2009) a permis de contrebalancer la surrection rapide liée à la subduction du bloc de Yakutat sous l'Alaska (Meigs and Sauber, 2000 ; Spotila et al., 2004). La grande quantité de sédiments quaternaires identifiés sur les profils sismiques doivent dès lors provenir de l'érosion d'autres reliefs situés plus au sud et peut-être soumis à une érosion glaciaire plus importante que celle observée dans les Brooks-British Mountains, qui auraient ensuite été drainés par le fleuve MacKenzie jusque dans le bassin de Beaufort-MacKenzie.

Références bibliographiques

- Ahnert** F., 1970, Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science*, v. 268, n. 3, p. 243-263
- Alvey** A., Gaina C., Kuznir N. J. and Torsvik T. H., 2008, Integrated crustal thickness mapping and plate reconstructions for the high Arctic. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 274, n. 3, p. 310-321
- Amato** J. M., Toro J., Miller E. L., Gehrels G. E., Farmer G. L., Gottlieb E. S. and Till A. B., 2009, Late Proterozoic-Paleozoic evolution of the Arctic Alaska-Chukotka terrane based on U-Pb igneous and detrital zircon ages: Implications for Neoproterozoic paleogeographic reconstructions. *GSA Bulletin*, v. 121, n. 9/10, p. 1219-1235
- Armitage** J. J., Duller R. A., Whittaker A. C. and Allen P.A., 2011, Transformation of tectonic and climatic signals from source to sedimentary archive. *Nature Geoscience*, v. 4, n.2, p.1-5
- Ault** A. K., Flowers R.M., Bowring S.A., 2013, Phanerozoic surface history of the Slave craton, *Tectonics*, v. 32, n. 5, p. 1066-1083
- Avouac** J. P. and Burov E. B. ,1996, Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *Journal of Geophysical Research*, v. 101, n. B8, p. 17747-17769
- Barbarand** J., Carter A., Wood I. and Hurford T., 2003, Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology*, v. 198, p. 107-137
- Beikman** H. M., 1980, Geologic Map of Alaska, 1:2,500,000
- Berger** A. L. and Spotila J. A., 2008, Denudation and deformation in a glaciated orogenic wedge: The St. Elias orogen, Alaska. *Geology*, v. 36, n. 7, p. 523-526
- Bernet** M. and Garver J. I.,2005, Fission-track Analysis of Detrital Zircon. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, v. 58, p. 205-238
- Beyssac** O., Goffé B., Chopin C. and Rouzaud J. N., 2002, Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *J. metamorphic Geol.*, v. 20, p. 859-871
- Beyssac** O., Goffé B., Petitet J.-P., Froigneux E., Moreau M., Rouzaud J.-N., 2003, On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. *Spectrochimica Acta, Part A* 59, p.2267-2276
- Bigot-Buschendorf** M., Fillon C., Mouthereau F., Labrousse L., Stübner K., Bernet M., Auxière J.-L., submitted, Cenozoic tectonic reorganization in the northern Alaska revealed by thermo-kinematic modeling. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*

Bird K. J., 1998, Chapter AO Assessment overview in The Oil and Gas Resource Potential of the 1002 Area, Arctic National Wildlife Refuge, Alaska, by ANWR Assessment Team, U. S. Geological Survey Open File Report 98-34

Blodgett R. B., Rohr D. M. and Boucot A. J., 2002, Paleozoic links among some Alaskan accreted terranes and Siberia based on megafossils. In: Miller E. L., Grantz A. and Klemperer S. L. (Eds.), Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses: Geological Society of America Special Paper 360, p. 273-290

Blythe A. E., Bird J. M. and Omar G. I., 1996, Deformational history of the Central Brooks Range, Alaska: results from fission track and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses. *Tectonics*, v. 15, n. 2, p. 440-455

Blythe A. E., Bird J. M. and Omar G. I., 1998, Constraints on the cooling history of the central Brooks Range, Alaska, from fission-track and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses. In: Oldow J. S. and Lallemand H. G. (Eds.), Architecture of the Central Brooks Range Fold and Thrust Belt, Arctic Alaska, Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 324

Bonnet S. and Crave A., 2003, Landscape response to climate change: Insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology*, v. 31, n. 2, p. 123-126

Brandon M., Roden-Tice M. and Garver J., 1998, Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State. *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, n. 8, p. 985-1009

Braun J., 2003, Pecube: a new finite-element code to solve the 3D heat transport equation including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography. *Computers and Geosciences*, v. 29, p.787-794

Braun J., Van der Beek P., Valla P., Robert X., Herman F., Glotzbach C., Pedersen V., Perry C., Simon-Labric T., Prigent C., 2012, Quantifying rates of landscape evolution and tectonic processes by thermochronology and numerical modeling of crustal heat transport using PECUBE. *Tectonophysics*, 524-525, p. 1-28

Brinkhuis H., Schouten S., Collinson M. E., Sluijs A., Sinninghe Damsté J. S., Dickens G. R., Huber M., Cronin T. M., Onodera J., Takahashi K., Bujak J. P., Stein R., van der Burgh J., Eldrett J. S., Harding I. C., Lotter A. F., Sangiorgi F., van Konijnenburg-van Cittert H., de Leeuw J. W., Matthiessen J., Backman J., Moran K. and the Expedition 302 Scientists, 2006, Episodic fresh surface waters in the Eocene Arctic Ocean. *Nature*, v. 441, n. 7093, p. 606-609

Brosgé W. P., Dutro J. T. Jr, Mangus M. D. and Reiser H. N., 1962, Paleozoic sequence in eastern Brooks Range, Alaska. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 46, p. 2174-2198

- Brosgé** W. P., Reiser H. N., Dutro J. T. Jr and Detterman R. L., 1979, Bedrock geologic map of the Philip Smith Mountains Quadrangle, Alaska, U. S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-879B, scale 1:250000, 2 sheets
- Burbank** D. W. and Anderson R. S., 2011, Tectonic geomorphology, John Wiley & Sons (Eds.)
- Carlson** W. D., Donelick R. A. and Ketcham R. A., 1999, Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results. *American Mineralogist*, v. 84, p. 1213-1223
- Carslaw** H. S. and Jaeger C. J., 1959, *Conduction of Heat in Solids*, 3rd edition, Clarendon Press, Oxford, 510 p.
- Champagnac** J. D., Molnar P., Anderson R. S., Sue C. and Delacou B., 2007, Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology*, v. 35, p. 195-198
- Champagnac** J. D., Molnar P., Sue C. and Herman F., 2012, Tectonics, climate, and mountain topography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), v. 117, n. B2
- Christie** R. L., 1979, The Franklinian Geosyncline in the Canadian Arctic and its relationship to Svalbard. *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, v. 167, p. 263-314
- Churkin** M. Jr. and Trexler J. H. Jr., 1980, Circum-Arctic plate accretion-Isolating part of a Pacific plate to form the nucleus of the Arctic Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 48, n. 2, p. 356-362
- Clough** J. G. and Larson F. ed., 1997, Short Notes on Alaska Geology 1997, Division of Geological & Geophysical Surveys, Department of National Resource, State of Alaska, Professional Report 118
- Colpron** M., Nelson J. L. and Murphy D. C., 2007, Northern Cordilleran terranes and their interactions through time. *GSA Today*, v. 17, n. 4/5
- Colpron** M. and Nelson J. L., 2011, A Paleozoic Northwest Passage and the Timanian, Caledonian, and Uralian connections to some exotic terranes in the North American Cordillera. *Geological Society of London, Memoirs*, v. 35, n. 1, p. 463-484
- Cook** F. A., Erdmer P. and van der Velden A. J., 2012, Chapitre 1 - The evolving cordilleran lithosphere. In: Percival J. A., Cook F. A. and Clowes R. M. (Eds.), *Tectonic Styles in Canada: The LITHOPROBE Perspective*, Geological Association of Canada, Special Paper 49
- Cooper** A. K., Scholl D. W. and Marlow M. S., 1976, Plate tectonic model for the evolution of the eastern Bering Sea basin. *Geological Society of America Bulletin*, v. 87, p. 1119-1126
- Coxall** H. K., Wilson P. A., Pälike H., Lear C. H. and Backman J., 2005, Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. *Nature*, v. 433, n. 7021, p. 53–57

Dadson S. J., Hovius N., Chen H., Dade W. B., Hsieh M. L., Willett S. D., ... and Lin J. C., 2003, Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature*, v. 426, n. 6967, p. 648-651

DeMets C. and Dixon T. H., 1999, New kinematic models for Pacific-North America motion from 3 Ma to present, I: Evidence for steady motion and biases in the NUVEL-1A model. *Geophys. Res. Lett.*, v. 26, n. 13, p. 1921-1924

Dixon J., 1992, A review of Cretaceous and Tertiary stratigraphy in the northern Yukon and adjacent Northwest Territories, Geological Survey of Canada, Paper 92-9

Dixon J., Dietrich J. R. and McNeil D. H., 1992, Upper Cretaceous to Holocene sequence stratigraphy of the Beaufort-MacKenzie and Banks Island areas, northwest Canada. *Geological Survey of Canada Bulletin*, v. 407

Dodson M. H., 1973, Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological Systems. *Contr. Mineral. and Petrol.*, v. 40, p. 259-274

Donelick R. A., 1993, A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite. U. S. Patent Number, n. 5, 267, 274

Donelick R. A., O'Sullivan P. B. and Ketcham R. A., 2005, Apatite Fission-Track Analysis. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, v. 58, p. 49-94

Duk-Rodkin A., Barendregt R. W., Froese D. G., Weber F., Enkin R., Rod Smith I., Zadula G. D., Waters P. and Klassen R., 2004, Timing and extent of Plio-Pleistocene glaciations in north-western Canada and east-central Alaska. *Developments in Quaternary Sciences*, v. 2, p. 313-345

Dumitru T. A., 1993, A new computer-automated microscope stage system for fission-track analysis. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, v. 21, n. 4, p. 575-580

Dutro J. T. Jr, 1980, Comment on "Collision-deformed Paleozoic continental margin, western Brooks Range, Alaska" by Churkin M. Jr, Nokleberg W. J. and Huie C. *Geology*, v. 8, n. 8, p. 355-356

Eberhart-Phillips D., Christensen D. H., Brocher T. M., Hansen R., Ruppert N. A., Haeussler P. J. and Abers G. A., 2006, Imaging the transition from Aleutian subduction to Yakutat collision in central Alaska, with local earthquakes and active source data. *J. Geophys. Res.*, v. 111, n. B11, B11303

Ehlers T. A. and Farley K. A., 2003, Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 206, p. 1-14

- Eldrett** J. S., Greenwood D. R., Harding I. C. and Huber M., 2009, Increased seasonality through the Eocene to Oligocene transition in northern high latitudes. *Nature*, v. 459, p. 969-973
- Embry** A. F. and Dixon J., 1990, The breakup unconformity of the Amerasia Basin, Arctic Ocean: Evidence from Arctic Canada. *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 1526-1534
- Embry** A. F., 1985, Mesozoic stratigraphy of Canadian Arctic Archipelago and implications for opening of Amerasian Basin [abs.]. *American Association of Petroleum Geologists*, v. 69, p. 253
- Enkelmann** E., Garver J. I. and Pavlis T. L., 2008, Rapid exhumation of ice-covered rocks of the Chugach–St. Elias orogen, Southeast Alaska. *Geology*, v. 36, n. 12, p. 915-918
- Enkelmann** E., Zeitler P. K., Pavlis T. L., Garver J. I. and Ridgway K. D., 2009, Intense localized rock uplift and erosion in the St Elias orogen of Alaska. *Nature Geoscience*, v. 2, n. 5, p. 360-363
- Espurt** N., Funicello F., Martinod J., Guillaume B., Regard V., Faccenna C. and Brusset S., 2008, Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights analog modeling. *Tectonics*, v. 27, TC3011
- Farley** K. A., Wolf R. A., Silver L. T., 1996, The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.60, no. 21, p.4223-4229
- Farley** K. A., 2000, Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research*, v. 105, no. B2, p.2903-2914
- Farley** K. A., 2002, (U-Th)/He Dating: Techniques, Calibrations and Applications. *Mineralogy and Geochemistry*, v.47, no. 1, p. 819-844
- Farley** K. A. and Stockli D. F., 2002, (U-Th)/He Dating of Phosphates: Apatite, Monazite, and Xenotime. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, v. 48, n. 1, p. 559-577
- Fillon** C., Huisman R. S. and van der Beek P., 2013, Syntectonic sedimentation effects on the growth of fold-and-thrust belts. *Geology*, v. 41, n. 1, p. 83-86
- Finzel** E. S., Flesch L. M. and Ridgway K. D., 2011a, Kinematics of a diffuse North America–Pacific–Bering plate boundary in Alaska and western Canada. *Geology*, v. 39, n. 9, p. 835–838
- Finzel** E. S., Trop J. M., Ridgway K. D. and Enkelmann E., 2011b, Upper plate proxies for flat-slab subduction processes in southern Alaska. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 303, n. 3-4, p. 348–360

Fleisher R. L. and Hart H. R., 1972, Fission track dating: techniques and problems. Calibration of hominoïd evolution, Bishop W. W. and Miller A. edition, University of Toronto Press , v. 135, p. 170

Fletcher H. J. and Freymueller J. T., 1999, New GPS Constraints on the Motion of the Yakutat Block. *Geophysical Research Letters*, v. 26, p. 3029-3032

Flowers R. M., Ketcham R. A., Shuster D. L., Farley K. A., 2009, Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.73, p.2347-2365

Freymueller J. T., Woodard H., Cohen S. C., Cross R., Elliott J., Larsen C. F., Hreinsdóttir S. and Zweck C., 2008, Active Deformation Processes in Alaska, Based on 15 Years of GPS Measurements. *Active tectonics and seismic potential of Alaska*, v. 179, p. 1-42

Fuis G. S., Levender A. R., Lutter W. J., Wissinger E. S., Moore T. E. and Christensen N. I., 1995, Seismic images of the Brooks Range, Arctic Alaska, reveal crustal-scale duplexing. *Geology*, v. 23, p. 65-68

Fuis G. S., Murphy J. M., Lutter W. J., Moore T. E. and Bird K. J., 1997, Deep seismic structure and tectonics of northern Alaska: Crustal-scale duplexing with deformation extending into the upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, v. 102, n. B9, p. 20873-20896

Fuis G. S., Moore T. E., Plafker G., Brocher T. M., Fisher M. A., Mooney W. D., Nokleberg W. J., Page R. A., Beaudoin B. C., Christensen N. I., Levender A. R., Lutter W. J., Saltus R. W. and Ruppert N. A., 2008, Trans-Alaska Crustal Transect and continental evolution involving subduction underplating and synchronous foreland thrusting. *Geology*, v. 36, n. 3, p. 267-270

Gaina C., Werner S. C., Saltus R., Maus S. and the CAMP-GM Group, 2011, Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic. *Geological Society, London, Memoirs*, v. 35, n. 1, p. 39-48

Gaina C., Medvedev S., Torsvik T. H., Koulakov I. and Werner S. C., 2014, 4D Arctic: A Glimpse into the Structure and Evolution of the Arctic in the Light of New Geophysical Maps, Plate Tectonics and Tomographic Models. *Surv. Geophys.*, v. 35, n. 5, p. 1095-1122

Galbraith R., 1981, On statistical models for fission track counts, *Mathematical Geology*, v. 13, p. 471-478

Galbraith R. F. and Green P. F., 1990, Estimating the components ages in a finite mixture. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, v. 17, n. 3, p. 197-206

Galbraith R. F. and Laslett G. M., 1993, Statistical models for mixed fission-track ages. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, v. 21, n. 4, p. 459-470

Gallagher K., Brown R., Johnson C., 1998, Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26, p. 519-572

Gallagher K., 2012, Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, v. 117, n. B2

Gautheron C., Tassan-Got L., Barbarand J., Pagel M., 2009, Effect of alpha-damage annealing on apatite (U-Th)/He thermochronology. *Chemical Geology*, v.266, p.157-170

Gautheron C., Barbarand J., Ketcham R. A., Tassan-Got L., van der Beek P., Pagel M., ... and Fialin M., 2013, Chemical influence on α -recoil damage annealing in apatite: Implications for (U-Th)/He dating. *Chemical Geology*, v. 351, p. 257-267

Gleadow A. J. W., Duddy I. R., Green P. F., Lovering J. F., 1986, Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contrib Mineral Petrol*, v.94, p.405-415

Grantz A., Eittreim S., and Dinter D. A., 1979, Geology and tectonic development of the continental margin north of Alaska. *Tectonophysics*, v. 59, n. 1, p. 263-291

Grantz A., Eittreim S. and Whitney O. T., 1981, Geology and physiography of the continental margin north of Alaska and implications for the origin of the Canada basin. In: Nairn A. E. M., Churkin M. and Stehli F. G. (Eds.), *The ocean basins and margins*: Plenum Publishing Corporation, New York, v. 5, p. 439-492

Grantz A., May S. D. and Hart P. E., 1994, Geology of the Arctic continental margin of Alaska. In: Plafker G. and Berg H. C. (Eds.), *The Geology of Alaska*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. G-1

Grantz A., Clark D. L., Phillips R. L., Srivastava S. P., Blome C. D., Gray L. B., Haga H., Mamet B. L., McIntyre D. J., McNeil D. H., Mickey M. B., Mullen M. W., Murchey B. I., Ross C. A., Stevens C. H., Silberling N. J., Wall J. H. and Willard D. A., 1998, Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, p. 801-820

Grantz A., Scott R. A., Drachev S. S., Moore T. E. and Valin Z. E., 2011a, Sedimentary successions of the Arctic Region (58°-64° to 90°N) that may be prospective for hydrocarbons, in *Arctic Petroleum Geology*. Geological Society of London, *Memoirs*, v. 35, n. 1, p. 17-37

Grantz A., Hart P.E. and Childers V.A., 2011b, Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean, (Chapter 50), *Arctic Petroleum Geology*, Geological society, London, *Memoirs*, v. 35, p. 771-779

Green P., 1981, A new look at statistics in fission track dating. *Nuclear Tracks*, v. 5, p. 77-86

- Green** P. F., Duddy I. R., Gleadow A. J. W., Tingate P. R. and Laslett G. M., 1985, Fission-track annealing in apatite: Track length measurements and the form of the Arrhenius plot. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, v. 10, p. 255-253
- Green** P. F., Duddy I. R., Gleadow A. J. W., Tingate P. R., Laslett G. M., 1986, Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A qualitative description. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, v.59, p.237-253
- Greenwood** D. R., Basinger J. F. and Smith R. Y., 2010, How wet was the Arctic Eocene rain forest? Estimates of precipitation from Paleogene Arctic macrofloras. *Geology*, v. 38, n. 1, p. 15-18
- Gryc** G., 1988, *Geology and Exploration of the National Petroleum Reserve in Alaska, 1974 to 1982*, U. S. Geological Survey Professional Paper 1399, United States Government Printing Office, Washington, 940 p.
- Guenther** W. R., Reiners P. W., Ketcham R. A., Nasdala L. and Giester G., 2013, Helium diffusion in natural zircon: Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology. *American Journal of Science*, v. 313, p. 145-198
- Halgedahl** S. L. and Jarrard R. D. F., 1987, Paleomagnetism of the Kuparuk River formation from oriented drill core; evidence for the rotation of Arctic Alaska Plate. *Soc. Econ. Palaeontol. Mineral*, v. 50, p. 581-617
- Hamilton** T. D. and Porter S. C., 1975, Itkillik Glaciation in the Brooks Range, Northern Alaska. *Quaternary Research*, v. 5, p. 471-497
- Harper** J. T. and Humphrey N. F., 2003, High altitude Himalayan climate inferred from glacial ice flux. *Geophysical Research Letters*, v. 30, n. 14, 1764
- Helwig** J., Kumar N., Emmet P. and Dinkelman M. G., 2011, Regional seismic interpretation of crustal framework, Canadian Arctic passive margin, Beaufort Sea, with comments on petroleum potential. *Geological Society, London, Memoirs*, v. 35, n. 1, p. 527-543
- Herman** A. B. and Spicer R. A., 1997, New quantitative palaeoclimate data from the Late Cretaceous Arctic: evidence for a warm polar ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 128, n. 1, p. 227-251
- Herron** E. M., Dewey J. F. and Pitman W. C., 1974, Plate Tectonics Model for the Evolution of the Arctic, *Geology*, v. 2, n. 8, p. 377-380
- Hourigan** J. K., Reiners P. W. and Brandon M., 2005, U-Th zonation-dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 69, n. 13, p. 3349-3365

- House** M. A., Farley K. A. and Stockli D. F., 2000, Helium chronometry of apatite and titanite using Nd-YAG laser heating. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 183, p. 365-368
- Houseknecht** D. W. and Bird K. J., 2004, Sequence stratigraphy of the Kingak Shale (Jurassic-Lower Cretaceous), National Petroleum Reserve in Alaska. *AAPG Bulletin*, v. 88, n. 3, p. 279-302
- Houseknecht** D.W. and Bird K. J., 2011, Geology and petroleum of rifted margins of the Canada Basin. *Geological Society, London, Memoirs*, v. 35, n. 1, p. 509-526
- Houseknecht** D. W. and M. A. Wartes, 2013, Cliniform deposition across a boundary between orogenic front and foredeep - an example from the Lower Cretaceous in Arctic Alaska. *Terra Nova*, v. 25, n. 3, p. 206–211
- Hubbard** R. J., Edrich S. P. and Rattey R. P., 1987, Geologic evolution and hydrocarbon habitat of the 'Arctic Alaska Microplate'. *Marine and Petroleum Geology*, v. 4
- Hurford** A. J. and Green P. F., 1982, A users' guide to fission track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 59, p. 343-354
- Hurford** A. J. and Green P. F., 1983, The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology*, v.41, p.285-317
- Hurford** A. J., 1986, Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 92, p. 413-427
- Hurford** A. J., 1990, Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, v. 80, p. 171-178
- Huyghe** D., Mouthereau F., Castelltort S., Filleaudeau P. Y., and Emmanuel L., 2009, Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: implications for mountain building. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 288, n.3-4, p. 421–433
- Hyndman** R. D., Cassidy J. F., Adams J., Rogers G. C. and Mazzotti S., 2005, Earthquakes and Seismic Hazard in the Yukon-Beaufort MacKenzie. *CSEG Recorder*
- Ketcham** R. A., 2005, HeFTy: Forward and inverse modeling thermochronometer systems, Low-temperature thermochronology: Techniques, interpretations, and applications: Chantilly, Virginia, The Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, p. 596-597

Ketcham R. A., Carter A., Donelick R. A., Barbarand J. and Hurford A. J., 2007, Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist*, v. 92, p. 799-810, doi: 10.2138/am.2007.2281

Ketcham R. A., Guenther W. R., Reiners P. W., 2013, Geometric analysis of radiation damage connectivity in zircon, and its implications for helium diffusion. *American Mineralogist*, v.98, p.350-360

Lahfid A., Beyssac O., Deville E., Negro F., Chopin C., Goffé B., 2010, Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). *Terra Nova*, v.22, p.354-360

Lane L. S. and Dietrich J. R., 1995, Tertiary structural evolution of the Beaufort Sea - Mackenzie delta region, Arctic Canada, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 43, p. 293-314

Lane L. S., 2007, Devonian-Carboniferous paleogeography and orogenesis, northern Yukon and adjacent Arctic Alaska. *Can. J. Earth Sci.*, v. 44, n. 5, p. 679-694, doi: 10.1139/E06-131

Laslett G. M., Green P. F., Duddy I. R. and Gleadow A. J. W., 1987, Thermal annealing of fission tracks in apatite, 2. A Quantitative Analysis. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, v. 65, p. 1-13

Lear C. H., Bailey T. R., Pearson P. N., Coxall H. K. and Rosenthal Y., 2008, Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition. *Geology*, v. 36, n. 3, p. 251–254

Leonard L. J., Hyndman R. D., Mazzotti S., Nykolaishen L., Schmidt M. and Hippchen S., 2007, Current deformation in the northern Canadian Cordillera inferred from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research*, v. 112, n. B11401

Leonard L. J., Mazzotti S. and Hyndman R. D., 2008, Deformation rates estimated from earthquakes in the northern Cordillera of Canada and eastern Alaska. *Journal of Geophysical Research*, v. 113, n. B08406

Luth S., Willingshofer E., Sokoutis D. and Cloetingh S., 2010, Analogue modelling of continental: Influence of plate coupling on mantle lithosphere subduction, crustal deformation and surface topography. *Tectonophysics*, v. 484, p. 87-102

Malavieille J., 2010, Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies. *GSA Today*, v. 20, n. 1

Mazzotti S. and Hyndman R. D., 2002, Yakutat collision and strain transfer across the northern Canadian Cordillera. *Geology*, v. 30, n.6, p. 495-498

- McQuarrie** N., Ehlers T. A., Barnes J. B. and Meade B., 2008, Temporal variation in climate and tectonic coupling in the central Andes. *Geology*, v. 36, n.12, p. 999-1002
- Meigs** A. and Sauber J., 2000, Southern Alaska as an example of the long-term consequences of mountain building under the influence of glaciers. *Quaternary Science Reviews*, v. 19, n. 14, p. 1543-1562
- Miller** K. G., Kominz M. A. , Browning J. V., Wright J. D., Mountain G. S., Katz M. E., Sugarman P. J., Cramer B. S., Christie-Blick N. and Pekar S. F., 2005, The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, v. 310, n. 5752, p. 1293–1298
- Miller** E. L., Kuznetsov, Soboleva A., Udoratina O., Grove M. J. and Gehrels G., 2011, Baltica in the Cordillera ? *Geology*, v. 39, p. 791-794
- Molnar** P. and England P., 1990, Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, v. 346, n. 6279, p. 29-34
- Molnar** P. and Cane M. A., 2002, El Niño's tropical climate and teleconnections as a blueprint for pre-Ice Age climates. *Paleoceanography*, v. 17, n. 2, 11-1
- Mooney** W. D., Laske G. and Masters T. G., 1998, CRUST 5.1: A global crustal model at 5× 5. *Journal of Geophysical Research Solid Earth (1978–2012)*, v. 103, n. B1, p. 727-747
- Moore** T. E., Wallace W. K., Bird K. J., Karl S. M., Mull C. G. and Dillon J. T., 1992, Stratigraphy, Structure, and Geologic Synthesis of Northern Alaska, Department of the Interior U.S. Geological Survey, Open-File Report 92-33
- Moore** T. E. and Dumoulin J. A., 1994, Geologic Studies in Alaska by the U. S. Geological Survey, U. S. Geological Survey Bulletin, 2152, U.S. Government Printing Office, Washington
- Moore** T. E., Wallace W. K., Bird K. J., Karl S. M., Mull C. G. and Dillon J. T., 1994, Geology of northern Alaska. In: G. Plafker and H. C. Berg (Eds.), *The geology of Alaska*, Geological Society of America, *Geology of North America* , G-1, 49-140, Boulder, Colorado
- Moore** T. E., Dumitru T. A., Adams K. E., Witebsky S. N. and Harris A. G., 2002, Origin of the Lisburne Hills-Herald Arch structural belt: Stratigraphic, structural, and fission-track evidence from the Cape Lisburne area, northwestern Alaska. In: Miller E. L. , Grantz A., Klemperer S. L., (Eds.), *Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses*, Geological Society of America, Boulder, CO, *Special Papers*, v.360, p. 77-109
- Moore** T. E., Grantz A., Pitman J. K. and Brown P. J., 2011, A first look at the petroleum geology of the Lomonosov Ridge microcontinent, Arctic Ocean. *Geological Society, London, Memoirs*, v. 35, n. 1, p. 751-769

Moore T. E., O'Sullivan P. B., Potter C. J. and Donelick R. A., 2015, Provenance and detrital zircons geochronologic evolution of lower Brookian foreland basin deposits of the western Brooks Range, Alaska, and implications for early Brookian tectonism. *Geosphere*, v. 15, n. 1

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., Pälke 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., 2006, The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. *Nature*, v. 441, n. 7093, p. 601-605

Mortensen J. K. and Bell R. T., 1991, U-Pb zircon and titanite geochronology of the Mount Sedgwick pluton, northern Yukon Territory, in *Radiogenic age and isotope studies, Report 4. Geological Survey of Canada, Paper 90-2*, p. 19-24

Mouthereau F., Watts A. B. and Burov E., 2013, Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age. *Nature Geoscience*, v. 6

Mull C. G. and Adams K. E., 1989, Dalton Highway, Yukon River to Prudhoe Bay, Alaska, Bedrock geology of the eastern Koyukuk basin, central Brooks Range, and eastcentral Arctic Slope, Division of Geological & Geophysical Surveys, Guidebook 7, Volume 1

Mull C. G., 1989, Generalized Geologic Map of the Brooks Range and Arctic Slope, Northern Alaska, Guidebook 7, Sheet 1, Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Fairbanks, Alaska

Nokleberg W. J., Parfenov L. M., Monger J. W. H., Norton I. O., Chand'uk A. I., Stone D. B., Scotese C. R., Scholl D. W., Fujita K. and U. S. G. Survey, 2000, Phanerozoic Tectonic Evolution of the Circum-North Pacific, Open-File Report 98-754, USGS Professional Paper 1626, p. 1-122

Norris D. K., 1973, Structural geometry and Geological History of the Northern Canadian Cordillera, Geological Survey of Ottawa, Open File 149

Nunn J. A., Czerniak M. and Pilger Jr. R. H., 1987, Constraints on the structure of Brooks Range and Colville basin, northern Alaska, from flexure and gravity analysis. *Tectonics*, v. 6, n. 5, p. 603-617

O'Sullivan P. B., 1988a, Apatite fission-track study of the thermal history of Permian to Tertiary sedimentary rocks in the Arctic National Wildlife Refuge, Northeastern Alaska, Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Public-data File 88-42

O'Sullivan P. B., 1988b, Preliminary results of 42 apatite fission track analyses of samples from Arctic National Wildlife Refuge, northeastern Alaska, Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Public Data File Report 88-25A, 57 p.

O'Sullivan P. B., 1989, Preliminary results of 17 apatites fission track analyses of samples from the Okpilak Batholith in the Arctic National Wildlife Refuge, Alaska, Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys , Public-data File 89-2b

O'Sullivan P. B., 1990, Preliminary results of 25 Apatite fission track analyses of samples from the following five wells on the North Slope of Alaska, Husky Lisburne Test Well #1, Huske Seabee Test Well #1, Exxon Alaska State C-1, Prudhoe Bay Unit J-1, B.P. Kemik #2, Alaska Geologic Materials Center Data Report, n. 178

O'Sullivan P. B. and Decker J., 1990, Apatite fission track evidence for Paleocene and Oligocene uplift events in the Northeastern Brooks Range, Alaska. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, v. 17, n. 3, p. 367-371 (Int. J. Radiat. Appl. Instrum., Part D).

O'Sullivan P. B., 1991, Timing of tectonic events on the North Slope of Alaska: by apatite fission track analysis, and a comparison between these tectonic events and the offshore sedimentary record, Public-data File 91-13, Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Fairbanks, Alaska and Department of Geology La Trobe University, Bundoora, Victoria, Australia

O'Sullivan P. B., Murphy J. M., Moore T. E. and Howell D. G., 1993, Results of 110 apatite fission track analyses from the Brooks Range and North Slope of Northern Alaska, completed in cooperation with the Trans-Alaska Crustal Transect (TACT), U.S. Geological Survey, Open-File Report 93-545

O'Sullivan P. B. and Lane L. S., 1997, Early Tertiary thermotectonic history of the northern Yukon and adjacent Northwest Territories. Arctic Canada, Can. J. Earth Sci., v. 34, p. 1366-1378

O'Sullivan P. B., Murphy J. M. and Blythe A. E., 1997, Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic evolution of the central Brooks Range and adjacent North Slope foreland basin, Alaska: Including fission track results from the Trans-Alaska Crustal Transect (TACT). Journal of Geophysical Research, v. 102, n. B9, p. 20821-20845

O'Sullivan P. B., Wallace W. K. and Murphy J. M., 1998, Fission-track evidence for apparent out-of-sequence Cenozoic deformation along the Philip Smith Mountain front, northeastern Brooks Range, Alaska. Earth and Planetary Science Letters, v. 164, n. 3, p. 435-449

O'Sullivan P. B. and Wallace W. K., 2002, Out-of-sequence, basement-involved structures in the Sadlerochit Mountains region of the Arctic National Wildlife Refuge, Alaska: Evidence and implications from fission-track thermochronology. GSA Bulletin, v. 114, n. 11, p. 1356-1378

Pagani M., Pedentchouk N., Huber M., Sluijs A., Schouten S., Brinkhuis H., Sinninghe-Damsté J. S., Dickens G. R. & the Expedition 302 Scientists, 2006, Arctic hydrology during global warming at the Palaeocene/Eocene thermal maximum. Nature, v. 442, n. 10 p. 671-675

Petrov O., Smerlor M., Morozov A., Shokalsky S., Kashubin S., Artemieva I. M., Moore T. E., Grantz A., Grikurov G., Sobolev N., Petrov E. and Ernst R. E., in press, Crustal structure and tectonic model of the Arctic region (TeMAR). *Earth Science Reviews*

Pinney D. S. and P. K. Davis, 1999, Short Notes on Alaska Geology, State of Alaska Department of National Resources, Division of Geological and Geophysical Surveys, Professional Report 119, Fairbanks, Alaska

Plafker G., Hudson T., Bruns T. and Rubin M., 1978, Late Quaternary offsets along the Fairweather fault and crustal plate interactions in southern Alaska. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 15, n. 5, p. 805-816

Plafker G., Moore J. C. and Winkler G. R., 1994, Geology of the southern Alaskan margin. In: G. Plafker and H. C. Berg (Eds.), *The geology of Alaska*, Geological Society of America, *Geology of North America*, G-1, 989-1021, Boulder, Colorado

Price P. B., and Walker R. M., 1963, A simple method of measuring low uranium concentrations in natural crystals. *Applied Physics Letters*, v. 2, p. 23-25

Reiners P. W., Farley K. A. and Hickey H. J., 2002, He diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of zircon: initial results from Fish Canyon Tuff and Gold Butte. *Tectonophysics*, v. 349, p. 297-308

Reiners P. W., Spell T. L., Nicolescu S. and Zanetti K. A., 2004, Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, n. 8, p. 1857-1887, doi: 10.1016/j.gca.2003.10.021

Reiners P. W., 2005, Zircon (U-Th)/He Thermochronometry. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, v. 58, p. 151-179

Reiners P. W. and Brandon M. T., 2006, Using Thermochronology to Understand Orogenic Erosion. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 34, p. 419-466

Ruppert N. A., Ridgway K. D., Freymueller J. T., Cross R. S. and Hansen R. A., 2008, Active tectonics of interior Alaska: Seismicity, GPS geodesy, and local geomorphology. *Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska*, p. 109-133

Saltus R. W., Potter C. J. and Phillips J. D., 2006, Crustal insights from gravity and aeromagnetic analysis: Central North Slope, Alaska. *AAPG bulletin*, v. 90, n. 10, p. 1495-1517

Saltus R. W., Miller E. L., Gaina C. and Brown P. J., 2011, Regional magnetic domains of the Circum-Arctic: a framework for geodynamic interpretation. *Geological Society, London Memoirs*, v. 35, n. 1, p. 49-60

Sambridge M., 1999a, Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm – Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, v. 138, Issue 2, p. 479-494

Sambridge M., 1999b, Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm – Appraising the ensemble. *Geophysical Journal International*, v. 138, Issue 3, p. 727-746

Schouten S., Eldrett J., Greenwood D. R., Harding I., Baas M. and Damsté J. S. S., 2008, Onset of long-term cooling of Greenland near the Eocene-Oligocene boundary as revealed by branched tetraether lipids. *Geology*, v. 36, n. 2, p. 147-150

Schubert B. A., Jahren A. H., Eberle J. J., Sternberg L. S. L. and Eberth D. A., 2012, A summertime rainy season in the Arctic forests of the Eocene. *Geological Society of America*, v. 40, n. 6, p. 523-526

Shephard G. E., Dietmar Müller R. and Seton M., 2013, The tectonic evolution of the Arctic since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure. *Earth Science Reviews*, v. 124, p. 148-183

Shuster D. L., Flowers R. M. and Farley K. A., 2006, The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 249, p. 149-161

Sluijs A., Schouten S., Pagani M., Woltering M., Brinkhuis H., Damsté J. S. S., ... and Moran K., 2006, Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. *Nature*, v. 441, n. 7093, p. 610-613

Sluijs A., Röhl U., Schouten S., Brumsack H.-J., Sangiorgi F., Sinninghe Damsté J. and Brinkhuis H., 2008, Arctic late Paleocene-early Eocene paleoenvironments with special emphasis on the Paleocene-Eocene thermal maximum (Lomonosov Ridge, Integrated Ocean Drilling Program Expedition 302. *Paleoceanography*, v. 23, PA1S11

Sluijs A., Schouten S., Donders T. H., Schoon P. L., Röhl U., Reichert G.-J., Sangiorgi F., Kim J.-H., Sinninghe Damsté J. S. and Brinkhuis H., 2009, Warm and wet conditions in the Arctic region during Eocene Thermal Maximum 2. *Nature Geoscience*, v. 2, n. 11, p. 777-780

Sobel E. R. and Seward D., 2010, Influence of etching conditions on apatite fission-track etch pit diameter. *Chemical Geology*, v. 271, p. 59-69

Spear F., 1993, Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths, *Mineralogical Society of America Monograph*, 799 p.

Spotila J. A., Buscher J. T., Meigs A. J. and Reiners P. W., 2004, Long-term glacial erosion of active mountain belts: example of the Chugach–St. Elias Range, Alaska. *Geology*, v. 32, n. 6, p. 501-504

Steer P., Huismans R. S., Valla P. G., Gac S. and Herman F., 2012, Bimodal Plio-Quaternary glacial erosion of fjords and low-relief surfaces in Scandinavia. *Nature Geoscience*, v. 5, n. 9, p. 635-639

- Stein R.**, 2007, Upper Cretaceous/lower Tertiary black shales near the North Pole: Organic-carbon origin and source-rock potential. *Marine and Petroleum Geology*, v. 24, n. 2, p. 67-73
- Steven T. A.**, Mehnert H. H. and Obradovich J. D., 1967, Age of volcanic activity in the San Juan Mountains, Colorado. *Geological Survey Professional Paper*, v. 575-D, p. 47-55
- Strauss J. V.**, Macdonald F. A., Taylor J. F., Repetski J. E. and McClelland W. C., 2013, Laurentian origin for the North Slope of Alaska: Implications for the tectonic evolution of the Arctic. *Lithosphere*, v. 5, n. 5, p. 477-482
- Tagami T.**, 1987, Determination of zeta calibration constant for fission track dating. *Nucl. Tracks Radiat. Meas., Int. J. Radiat. Appl. Instrum., Part D*, v. 13, n. 2/3, p. 127-130
- Tagami T.** and O'Sullivan P. B., 2005, Fundamentals of Fission-Track Thermochronology, *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, v. 58, p. 19-47
- Tagami T.**, Galbraith R. F., Yamada R. and Laslett G. M., 1998, Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications: In Van den Haute P. & De Corte F. (Eds.), *Advances in Fission-track Geochronology*, Kluwer academic publishers, Dordrecht, The Netherlands, p. 99-112
- Tailleur I.** and P. Weimer, 1987, *Alaskan North Slope Geology*, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Bakersfield, California and The Alaska Geological Society, Anchorage, Alaska
- Tomkin J. H.**, 2007, Coupling glacial erosion and tectonics at active orogens: A numerical modeling study. *Journal of Geophysical Research*, v. 112, F02015
- Tomkin J. H.** and Roe G. H., 2007, Climate and tectonic controls on glaciated critical-taper orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 262, p. 385-397
- Trop J. M.** and Ridgway K. D., 2007, Mesozoic and Cenozoic tectonic growth of southern Alaska: A sedimentary basin perspective. *Geological Society of America Special Papers*, v. 431, p. 55-94
- Vermeesch, P.**, 2008, RadialPlotter: a Java application for fission track, luminescence and other radial plots. *Radiation Measurements*, v. 44, n. 4, p. 409-410
- Wagner G. A.** and Van den Haute P., 1992, *Fission-Track dating*, Kluwer (Eds.), Michigan, 265 p.
- Wagner G. A.**, 1972, The geological interpretation of fission track ages. *Transactions of the American Nuclear Society*, v. 15, n. 1, p.117
- Wagner G. A.**, 1981, Fission-track ages and their geological interpretation. *Nucl. Tracks*, v. 5, n. 1/2, p. 15-25

- Wagner** G. A., 1988, Apatite fission-track geochrono-thermometer to 60 °C: projected length studies. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, v. 72, p. 145-153
- Wagner** G. A., Gleadow A. J. W. and Fitzgerald P. G., 1989, The significance of the partial annealing zone in apatite fission-track analysis: projected track length measurements and uplift chronology of the Transantarctic Mountains. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, v. 79, p. 295-305
- Walker** A. E. and Horn B. W., 2014, Beaufort West: A complete Wilson Cycle. *GEO-ExPro*, v. 11, n. 2, p. 58-61
- Whipple** K. X. and Meade B. J., 2006, Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 243, p. 218-228
- Whipple** K. X., 2009, The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nature Geoscience*, v. 2
- Willet** S. D., 1999, Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountains belts. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, n. B12, p. 28957-28981
- Willet** S. D. and Brandon M. T., 2002, On steady states in mountain belts. *Geology*, v. 30, n. 2, p. 175-178
- Willett** S. D., Fisher D., Fuller C., En-Chao Y. and Chia-Yu L., 2003, Erosion rates and orogenic-wedge kinematics in Taiwan inferred from fission-track thermochronometry. *Geology*, v. 31, n. 11, p. 945-948
- Willett** S. D., Schlunegger F. and Picotti V., 2006, Messinian climate change and erosional destruction of the central European Alps. *Geology*, v. 34, n.8, p.613-616
- Wolf** R. A., Farley K. A. and Kass D. M., 1998, Modeling of the, p. temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer. *Chemical Geology*, v. 148, p. 105-114
- Young** F. G., Myhr D. W. and Yorath C. J., 1976, Geology of the Beaufort-MacKenzie basin, Geological Survey of Canada, Paper 76-11
- Zachos** J., Pagani M., Sloan L., Thomas E. and Billups K., 2001, Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to present. *Science*, v. 292, n. 5517, p. 686-693

Annexe 1 : Préparation des échantillons pour analyses Hélium et Traces de Fission

Les zircons ont la propriété d'être assez résistants et donc sont généralement présents en assez grande quantité pour donner des résultats d'analyse satisfaisants (s'ils répondent aux critères requis mentionnés ci-dessous). Les apatites sont importantes dans le cadre de ce travail, car ce sont les minéraux dont la température de fermeture est la plus basse, environ 75°C ; ils sont capables de nous renseigner sur les derniers stades de déformation ou d'exhumation notamment dans le North Slope Basin.

A. Séparation des apatites et zircons des échantillons

Dans un premier temps, les échantillons ont été broyés, le plus finement possible, en utilisant une broyeuse à mâchoire et une broyeuse à disques. Les échantillons sont ensuite passés au tamis. La fraction inférieure à 315 µm est récupérée pour la suite des étapes de séparation. Les résidus obtenus ont été séparés dans l'eau sur table vibrante Gemini puis séchés au four. Une fois cette première étape finie, les échantillons sont filtrés au Bromoform, liquide d'une densité importante ($d=2.83$). Cette étape permet de séparer les grains lourds des grains légers, les grains les plus lourds étant entraînés par le Bromoform au fond. L'échantillon est ensuite nettoyé à l'acétone. Les échantillons sont une nouvelle fois séchés sous lampe. Dans un second temps, une séparation magnétique est effectuée afin de séparer les zircons et les apatites qui sont des minéraux amagnétiques (séparateur réglé à 1.5 Ampères et d'une pente de 10°). Le matériel utilisé est représenté en Figure 1.

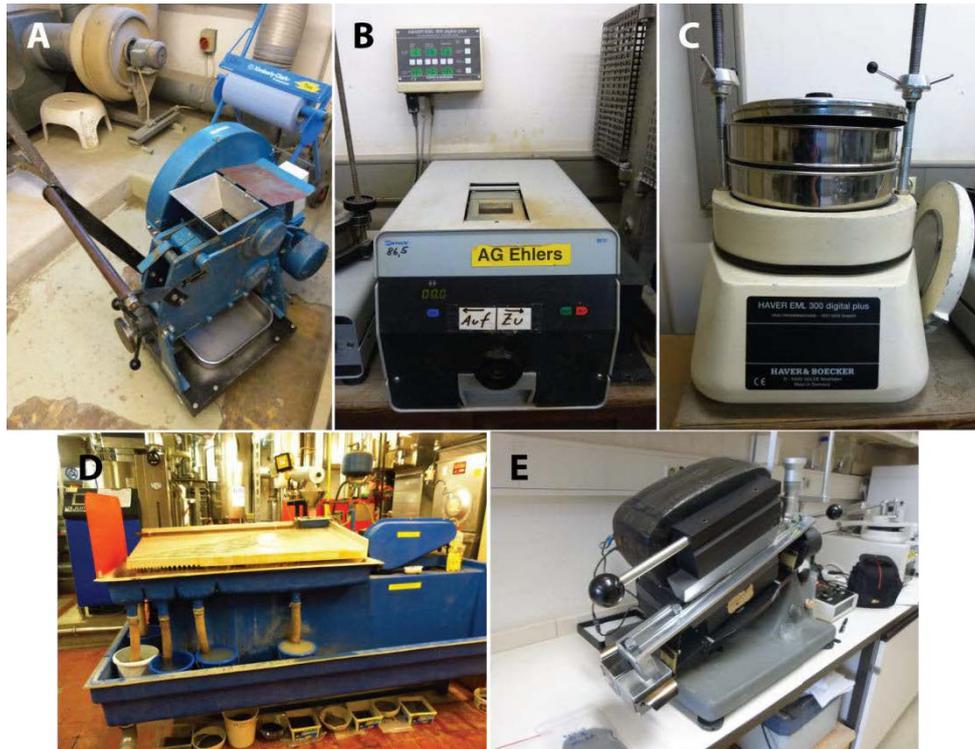


Figure 1 : A broyeur à mâchoires ; B broyeur à disques ; C Ensemble de tamis de différents maillage posés sur un agitateur automatique ; D table à secousse sur laquelle les grains de différentes tailles sont répartis dans différents seaux, puis mis à sécher ; E séparateur magnétique Frantz qui permet de trier les grains magnétiques des grains amagnétiques (qui nous intéressent).

Pour cela un aimant est passé sur la poudre d'échantillon pour retirer les grains ferreux les plus gros, puis la totalité de l'échantillon est placé au séparateur magnétique de Frantz, qui sépare les grains en fonction de leur susceptibilité magnétique.

B. Préparation des échantillons pour l'Hélium

1. Sélection manuelle

Une fois les fractions séparées par groupe de densité les grains de zircon ou d'apatite sont sélectionnés à la main et doivent répondre aux critères mentionnés ci-après, afin de les utiliser pour l'analyse.

Les critères de sélection sont les suivants (Farley et al., 1996) :

- Largeur

Elle doit être supérieure à 60 μm et dans tous les cas, pas inférieure à 50 μm . en effet, on estime la distance d'arrêt des particules α à 20 μm (Farley et al., 1996) ; les dimensions du minéral doivent donc être suffisamment grandes pour éviter de perdre trop de particules α .

- Microfractures

Il ne doit pas y avoir de fractures ou de cassures et les minéraux doivent être automorphes

- Inclusions fluides ou solides

Il ne faut surtout pas choisir des minéraux comprenant des inclusions, surtout pour les apatites

- Metamictisation

Les minéraux choisis doivent être assez clairs, sans taches sombres qui indiqueraient qu'ils sont métamictisés, c'est-à-dire que leur réseau cristallin soit désordonné sous l'action d'un trop fort rayonnement lors de l'irradiation pouvant rendre le minéral vitreux par endroits.

- Épaisseur

L'éjection de particules α (processus détaillé en I.A.2) se faisant dans toutes les directions dans le minéral, il est nécessaire de choisir des grains d'une certaine épaisseur (la structure parfaite est un minéral de diamètre supérieur à 50 μm).

- Zonation

Les zircons sont souvent zonés ce qui traduit des quantités d'U et Th variables de plus en plus importantes du noyau vers les bordures, ce qui localise les radionucléides pères en bordure et peut conduire à une perte trop importante de particules α . Il vaut mieux utiliser un minéral non-zoné dont les nucléides pères sont disposés de manière homogène dans le minéral (Farley et al., 1996).

Les figures 2 et 3 illustrent des minéraux respectant toutes les conditions mentionnées ci-dessus.

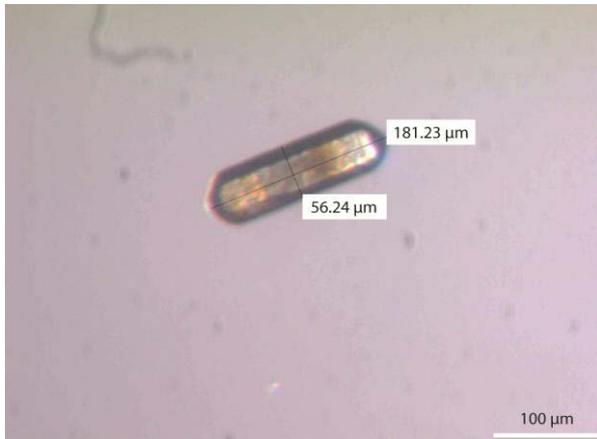


Figure 2 : Apatite sélectionnée pour l'analyse (BR1114-02).

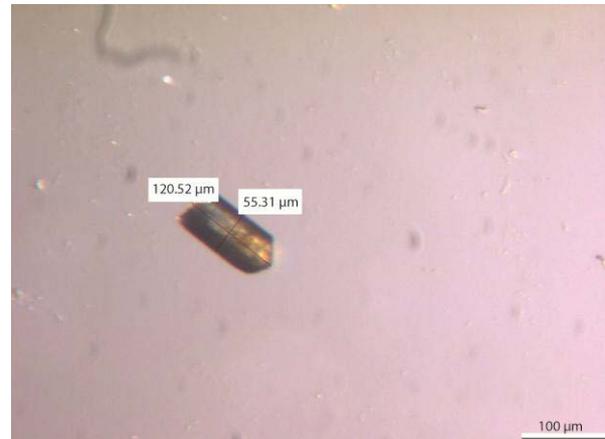


Figure 3 : Zircon sélectionné pour l'analyse (BR1110-04).

Les grains doivent être prélevés en assez grande quantité si possible sur chaque échantillon pour des raisons statistiques. On estime que 6 zircons et 6 apatites sont suffisants pour des roches granitiques, ou gneissiques. On estime que 6 zircons sont également suffisants pour les roches sédimentaires ; en revanche pour ces dernières, on estime préférable, quand cela est possible, de prélever entre 20 et 30 apatites pour chaque échantillon. Une fois la sélection effectuée, les grains choisis sont enfermés dans des capsules de platine (on nomme l'ensemble minéral + capsule *aliquote*) qui sont ensuite prêts à être analysés.

2. Dégazage et mesures concentrations

La totalité des étapes est automatisée et réalisée sous le logiciel Labview. Les aliquotes sont disposés dans un support en platine. Les apatites sont chauffées au laser pendant 5 minutes à 1070°C puis analysés pour l'Hélium. Ils ont ensuite re-chauffés pour dégazer la totalité de l'Hélium. Les zircons sont eux chauffés pendant 10 minutes à 1300°C, puis re-chauffés pour dégazer le maximum d'Hélium. Les échantillons sont placés sous le laser grâce à un XY automatisé. Après le dégazage au laser, l'Hélium radiogénique est mesuré dans une enceinte sous ultravide qui est composée d'un volume précis d'aliquotes avec de l' ^3He de concentration connue, de standards de $^4\text{He}/^3\text{He}$ internes au laboratoire qui correspond à un mélange de ^4He et de ^3He utilisé pour calibrer le fractionnement de masse, d'un système de

purification par gaz cryogénique qui peut séparer l'Hélium d'autre gaz, et enfin d'un spectromètre de masse quadripolaire Blazers Prisma QMS-200 pour mesurer les rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$. Les mesures en ^4He sont obtenues en effectuant plusieurs mesures successives sur un standard Hélium de concentration connue pour permettre la calibration du spectromètre de masse (Farley, 2002). Pour notre étude, on a pu extraire jusqu'à 44 échantillons automatiquement.

3. Dissolution et mesure U-Th-Sm



Figure 4 : Matériel utilisé au cours des analyses Hélium à la Jackson School of Geoscience de l'Université du Texas (Austin) dans le laboratoire de Daniel Stockli. A) Microscope optique utilisé pour l'étape de sélection manuelle des grains. B) Matériel utilisé pour le dégazage : a, disque de platine contenant les 44 échantillons prêts à être dégazés, b, paramétrage XY pour le dégazage automatique des échantillons (au centre de trou est disposé l'aliquote d'un échantillon), c, Laser servant à dégazer les grains, d, chambres à injection de gaz cryogénique, e, spectromètre de masse quadripolaire. C) Laboratoire où la dissolution des grains est faite. D) ICP-MS pour la quantification des éléments U et Th.

On mesure ensuite la composition en U et en Th et Sm pour chaque aliquote. Les cristaux qui ont été dégazés dans l'étape précédente sont récupérés pour être dissous dans l'HNO₃. Les apatites sont dissoutes dans une solution de HNO₃ à 30% (contenant une quantité connue de ²³⁵U et de ²³²Th) pendant 1 heure à 90°C. Les zircons et oxydes sont sortis de leur emballage en platine et dissous en utilisant un standard U-Pb (échantillons dissous par HF-HNO₃ et HCl) pendant 4 jours. On analyse ensuite les solutions d'aliquotes obtenues dans un ICP-MS Thermo-Element2 qui mesure les concentrations en U et en Th et Sm. Le ICP-MS est au préalable calibré avec des standards de solutions d'U et de Th et Sm de concentrations connues. Tous les appareils utilisés sont représentés en Figure 4.

4. Correction géométrique

Ce calcul tient compte de la géométrie des minéraux qui impacte la distance d'éjection des particules alpha. Les dimensions des minéraux sur chaque photo ont été mesurées à l'aide du logiciel AnalySIS. Le calcul d'erreur, lui est effectué à l'aide du logiciel HeliosUT. L'âge brut obtenu est corrigé d'un facteur F_T (Farley, 1996):

$$\text{Age corrigé} = \text{âges mesuré} / F_T$$

C. Préparation des échantillons pour Traces de Fission

1. Préparation des apatites

Les échantillons ont été préparés au Laboratoire de Géodynamique de Tübingen (Tübingen, Allemagne) et analysés à l'ISTerre (Grenoble, France). Les apatites proviennent de grès, de schistes et de granites et ont été séparées en utilisant la séparation par densité, la séparation magnétique et les liqueurs-denses.

a) Montage des grains

On sélectionne le plus d'apatites possibles pour le comptage et on les dispose sur un moule en faisant attention à les aplatir pour pouvoir avoir la surface de grain maximale à polir. Une fois les grains disposés, on coule une résine epoxy dessus, qui va durcir en étuve pendant une dizaine d'heure minimum.

b) Polissage des apatites

Une fois les plots de résine sortis de l'étuve, on va polir les échantillons afin de révéler la surface maximale du grain pour l'irradiation. On les polit tout d'abord sur des tapis assez grossiers pour dégager le maximum de surface. ensuite on continue à polir les échantillons avec des tapis de respectivement 7, 3, 1 et 0.25 μm .

c) Attaque acide et montage des micas

Les aliquotes sont ensuite attaqués à l'acide avec du NHO_3 à 5.5 moles pendant 20 secondes à 21 °C. Des plaques de micas à faible contenu en Uranium sont utilisés comme détecteurs externes et ont été fixés aux plots.

2. Préparation des zircons

Les échantillons ont été préparés au Laboratoire de Géodynamique de Tübingen (Tübingen, Allemagne) et analysés à l'ISTerre (Grenoble, France). Les apatites proviennent de grès, de schistes et de granites et ont été séparées en utilisant la séparation par densité, la séparation magnétique et les liqueurs-denses.

a) Montage des grains

Les zircons séparés sont montés sur des plaques de téflons. Plusieurs centaines de grains sont en général montés sur la plaque afin d'en avoir une bonne centaine en "bon état", c'est-à-dire comptables après irradiation. En effet, de nombreux grains ne seront pas comptables du fait des fractures, des inclusions qu'ils contiennent ou de la qualité de l'attaque acide.

b) Polissage des zircons

Après le montage, les grains sont polis afin de mettre à découvert la plus grande partie de la surface des grains. On réalise dans cette étude deux montages qui subiront des temps d'attaque acide différents afin d'augmenter la représentativité des âges de l'échantillon et d'éviter les biais entre les grains "jeunes" et les grains "vieux", on s'assure de cette manière de mettre en évidence toutes les populations d'âges présentes dans l'échantillon (Brandon et Vance, 1992).

c) Attaque acide

Les échantillons subissent l'attaque acide, qui diffère de celle des apatites, puisque dans ce cas-ci l'attaque durera plusieurs dizaines d'heures à 228 °C (donc au four) en utilisant un mélange eutectique d'acides KOH-NaOH. Le reste du protocole ne diffère pas et des feuillets de micas sont montés sur les plots, et les échantillons peuvent ensuite être envoyés à l'irradiation.

d) Montage des micas

Les traces peuvent ensuite être comptées en utilisant exactement le même dispositif que celui utilisé pour les apatites ; la méthode de calibration Zeta est également utilisée, mais évidemment avec des standards différents.

3. Irradiation

Ensuite les plots et les plaques de micas ont été irradiés au "FRM II Research Reactor" à l'Université Technique de Munich (Allemagne). Les échantillons ont été irradiés avec des Standards de Durango et de Fish-Canyon Tuff (qui nous servent de références car leurs âges sont connus). Après l'irradiation, tous les échantillons, les plaques de micas et les standards ont été attaqués à l'acide pendant 18 minutes à 21 °C dans de l'acide HF à 48 %.

4. Comptage des traces

Tous les échantillons ont ensuite été comptés en utilisant un microscope optique Olympus BH2 et le système de comptage de traces FTStage 4.04 de Dumitru (1993).

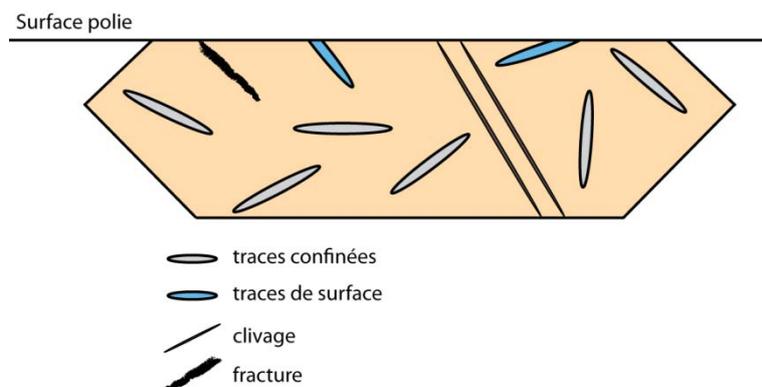


Figure 5 : Illustration du polissage des grains d'apatites ou de zircons, dans lesquels en plus des traces sont présents des clivages ou des fractures, à ne pas confondre avec les traces.

Une attention particulière doit être portée aux échantillons lors du comptage car les traces de fission peuvent avoir de grandes similitudes avec les clivages ou bien les inclusions. Ces dernières sont cependant plus tubulaires ; faire varier la mise au point permet de visualiser l'ensemble de l'objet regardé (la partie la plus en profondeur dans le grain et la partie en surface), et peut nous permettre de distinguer traces de fission et inclusions. Les clivages quant à eux sont plus fins et mesurent toute la longueur du grain, ils sont donc bien plus longs que la plupart des traces. Les fractures enfin sont rarement confondues avec les traces, en revanche elles peuvent perturber le comptage des traces en perturbant la vision en périphérie de la fracture.

5. Standards

Les âges traces de fission ont été calculés en utilisant une méthode de calibration Zeta et l'équation d'âge standard (Hurford & Green 1983). Les tests de χ^2 et de dispersion (Galbraith & Green 1990; Galbraith & Laslett 1993) ont été utilisés afin d'estimer l'homogénéité des âges.

Les Standards utilisés au cours de ces différentes études sont des échantillons dont l'âge trace de fission est bien connu et bien calibré ; ceux-ci permettent de calculer les âges de nos échantillons connaissant l'âge des standards et pour les conditions de l'irradiation en

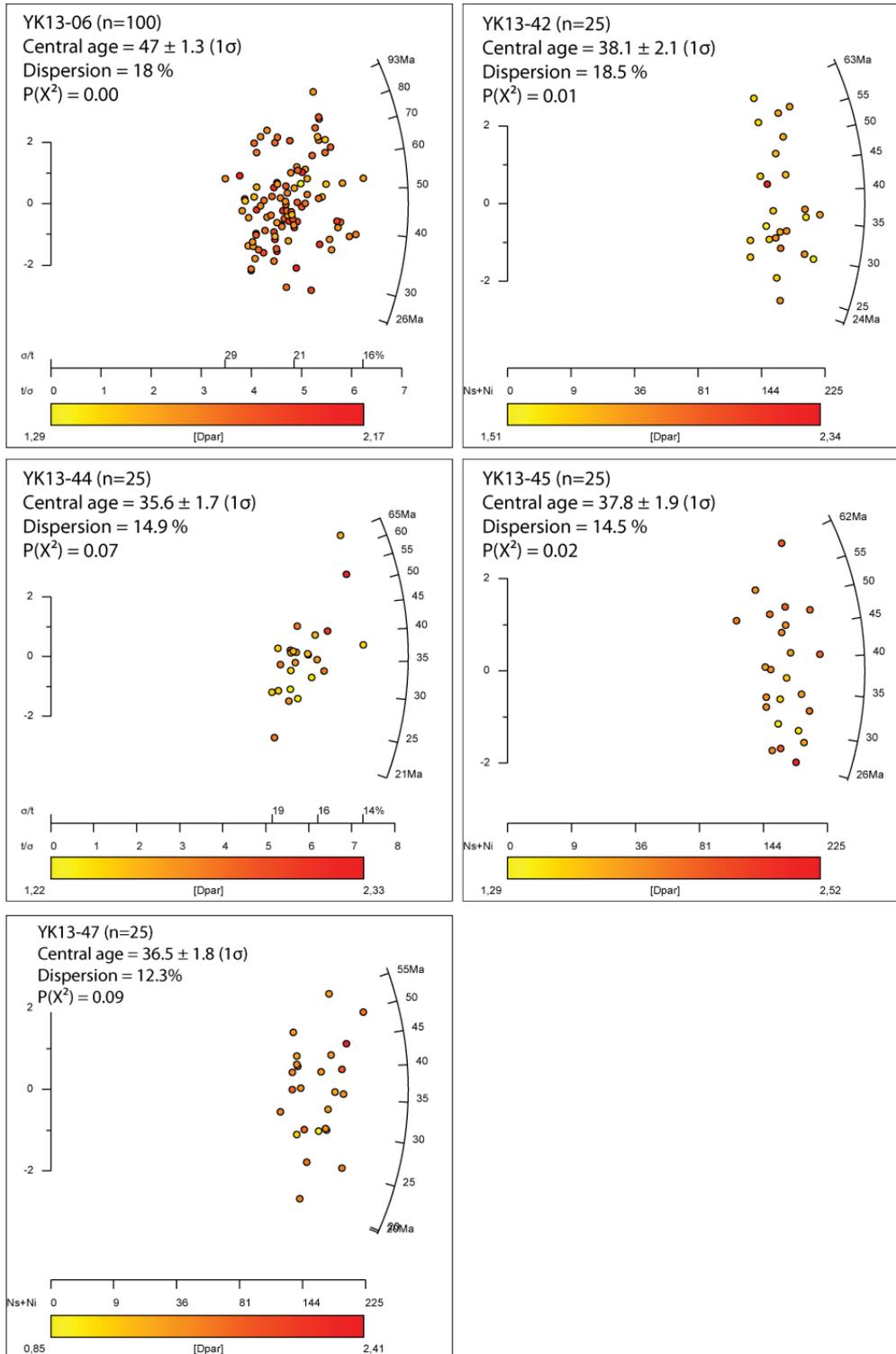
question. Deux standards ont été utilisés pour les analyses traces de fission (sur apatites et zircons) : le FCT et le Durango. Le FCT (Fish Canyon Tuff) est issu de la formation de Fish Canyon Tuff (San Juan, Colorado, Etats-Unis) (Bachmann et al., 2006). Il est daté à 23.6 ± 1.0 Ma d'après la méthode traces de fission sur zircons et apatites (Naeser et al., 1981). Le Durango est un standard provenant d'un système volcanique près de Durango (Sierra Madre, Cerro de Mercado, Mexique) (McDowell et Keizer, 1977). Il est daté à 31.4 ± 0.5 Ma par la méthode traces de fission sur apatites (Green, 1985).

Annexe 2 : Données bibliographiques

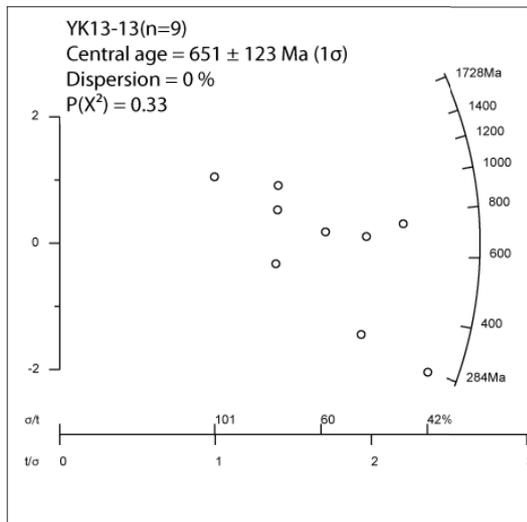
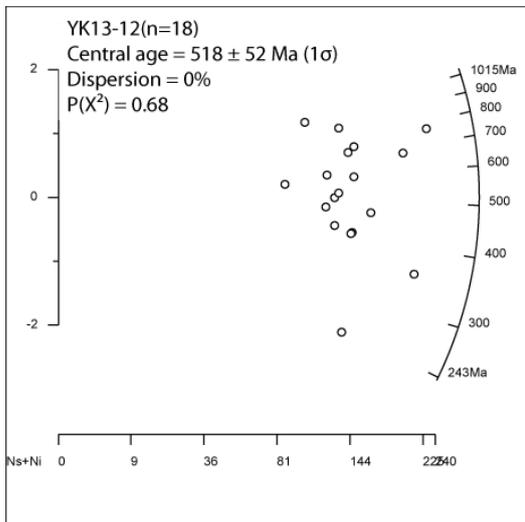
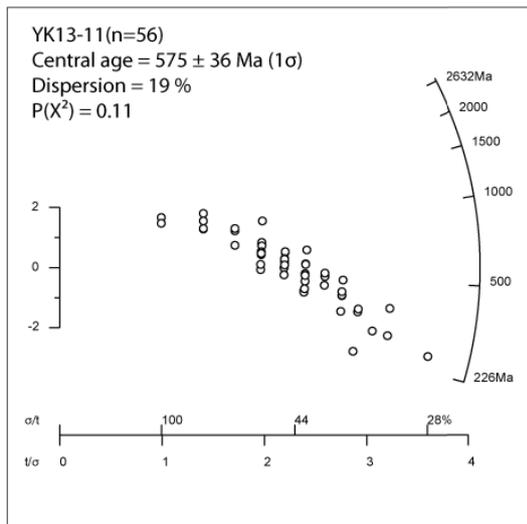
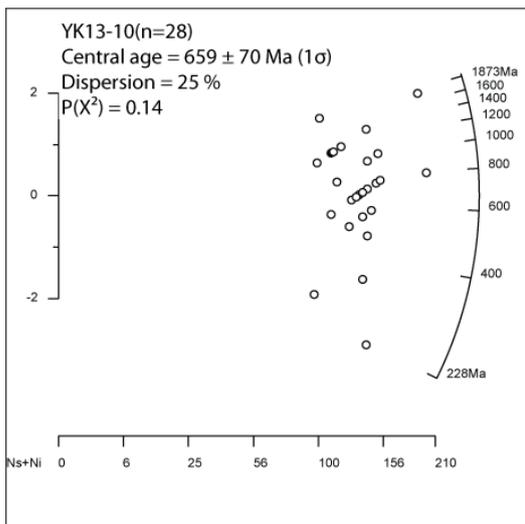
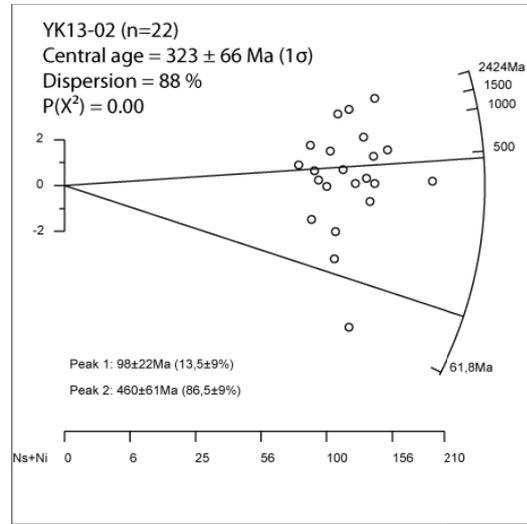
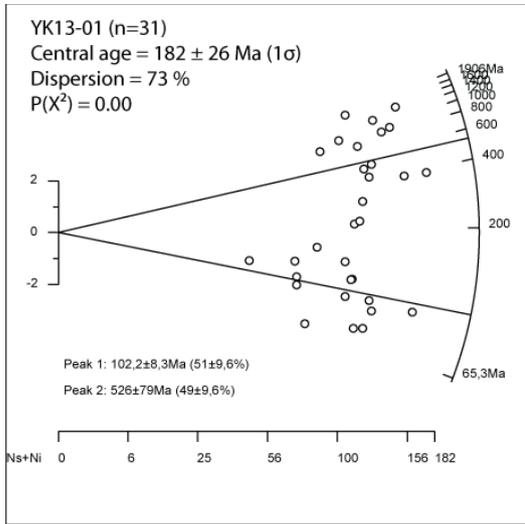
Sample number	Location	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Stratigraphic Unit	Stratigraphic Subdivision	Chronostr. Age (Ma)	Thermochron. Age (Ma)	Track length (µm)
88POS01A	Big Fish River	68°30.1'	136°27.4'	168	Tent Island Fm	Lower Maastrichtian	~70-74	50 ± 4.7	12.5 ± 1.58
88POS02B	Big Fish River	68°30.1'	136°27.4'	219	Tent Island Fm	Lower Maastrichtian	~70-74	53.9 ± 10.4	13.6 ± 1.68
88POS03A	Big Fish River	68°30.1'	136°27.4'	268	Tent Island Fm	Lower Maastrichtian	~70-74	55.7 ± 3.3	11.9 ± 2.18
88POS04A	Big Fish River	68°30.1'	136°27.4'	152	Tent Island Fm	Lower Maastrichtian	~70-74	47.3 ± 5.1	14 ± 1.18
88POS05A	Big Fish River	68°30.6'	136°24.2'	116	Tent Island Fm	Upper Maastrichtian	~65-70	57.3 ± 4.2	13.2 ± 0.17
88POS06C	Big Fish River	68°30.0'	136°28.1'	146	Boundary Creek Fm	Cenomanian-Santonian	~83-97	53.7 ± 4.5	14.2 ± 1.52
88POS08A	Big Fish River	68°31.2'	136°12.6'	116	Tent Island Fm	Upper Maastrichtian	~65-70	86.9 ± 5.2	11.9 ± 2.19
88POS09A	Big Fish River	68°31.3'	136°12.6'	152	Tent Island Fm	Upper Maastrichtian	~65-70	107.1 ± 15.5	13.2 ± 1.61
88POS014A	Big Fish River	68°32.0'	136°12.7'	91	Moose Channel Fm	Lower Paleocene	~60-65	73.6 ± 5	13.2 ± 0.25
88POS11A	Barn Mtn-Blow Trough	68°22.4'	137°28.1'	834	Albian flysch	Albian	~97-112	55.9 ± 4.3	14.3 ± 1.25
88POS13A	Barn Mtn-Blow Trough	68°15.7'	137°20.0'	777	Albian flysch	Albian	~97-112	61.9 ± 6.2	13.4 ± 1.52
88POS15A	Barn Mtn-Blow Trough	68°28.5'	137°02.8'	782	Albian flysch	Albian	~97-112	56.6 ± 3.4	13.4 ± 1.55
88POS17A	Barn Mtn-Blow Trough	68°28.1'	137°58.4'	831	Fitton granite	Upper Devonian	~370	53.1 ± 2.4	13.8 ± 1.76
88POS17B	Barn Mtn-Blow Trough	68°28.1'	137°58.4'	877	Fitton granite	Upper Devonian	~370	59.5 ± 2.5	13.9 ± 1.76
88POS17C	Barn Mtn-Blow Trough	68°28.1'	137°58.4'	892	Fitton granite	Upper Devonian	~370	59 ± 2.5	13.8 ± 1.71
88POS18A	Barn Mtn-Blow Trough	68°14.0'	137°52.2'	615	Martin Creek Fm	Berriasian-Valanginian	~135-145	59.1 ± 4	14.1 ± 1.49

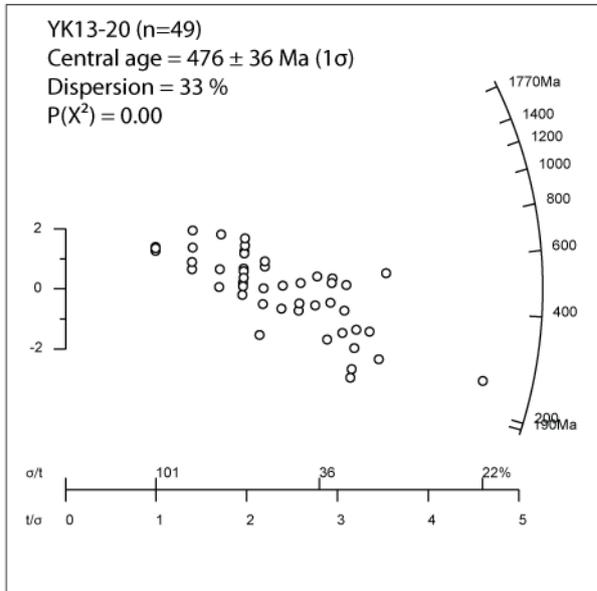
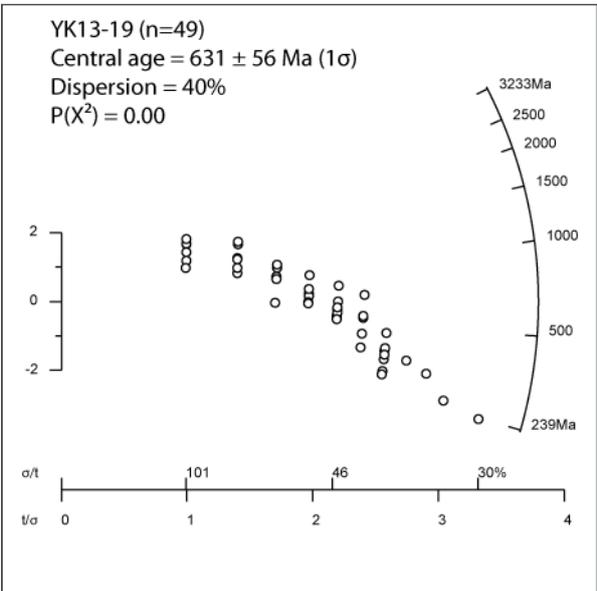
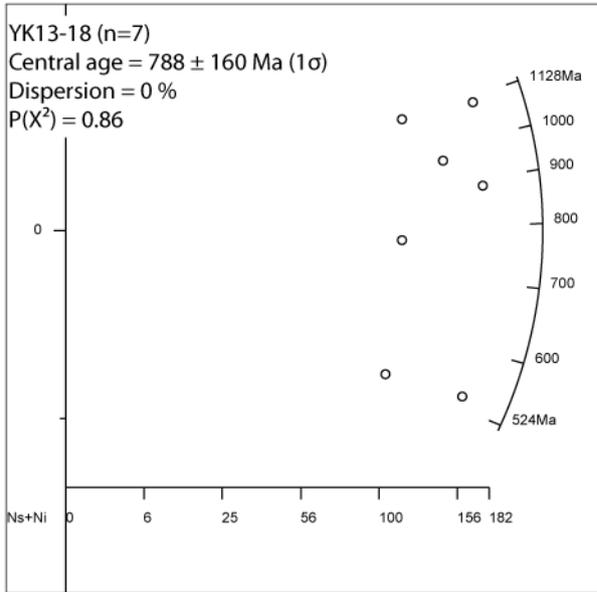
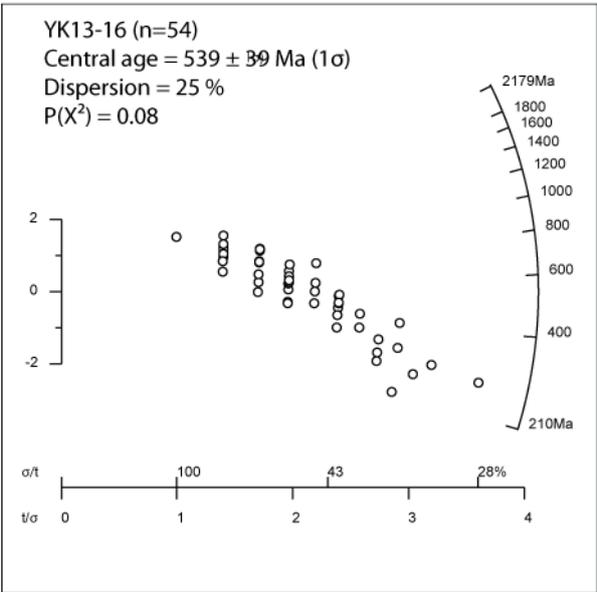
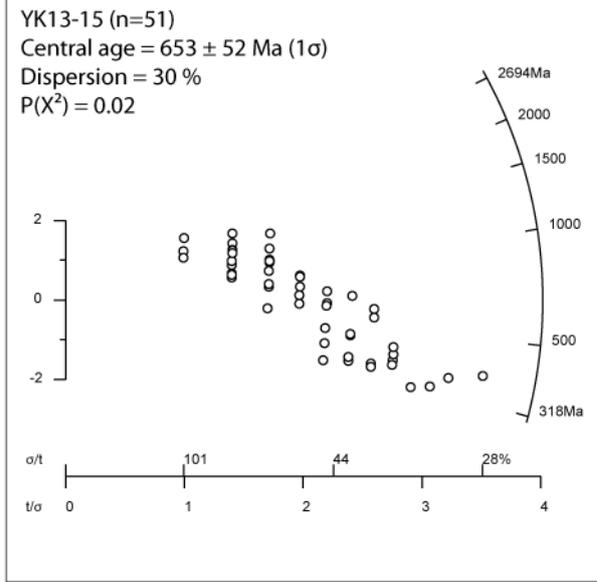
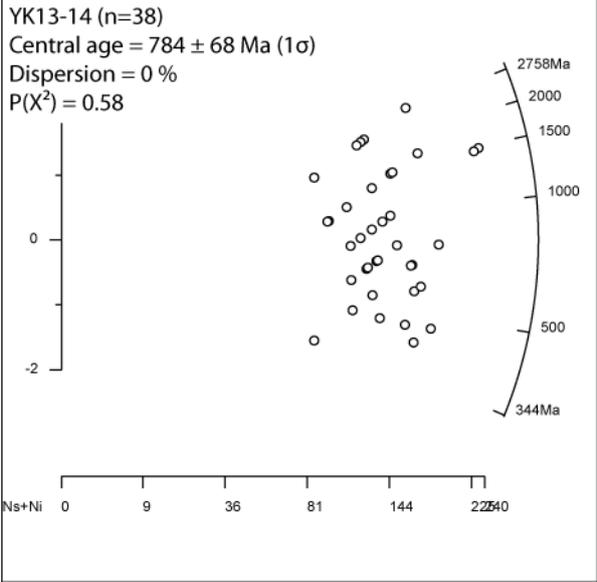
Tableau DR1 : Ages thermochronologiques publiés dans O'Sullivan and Lane (1997).

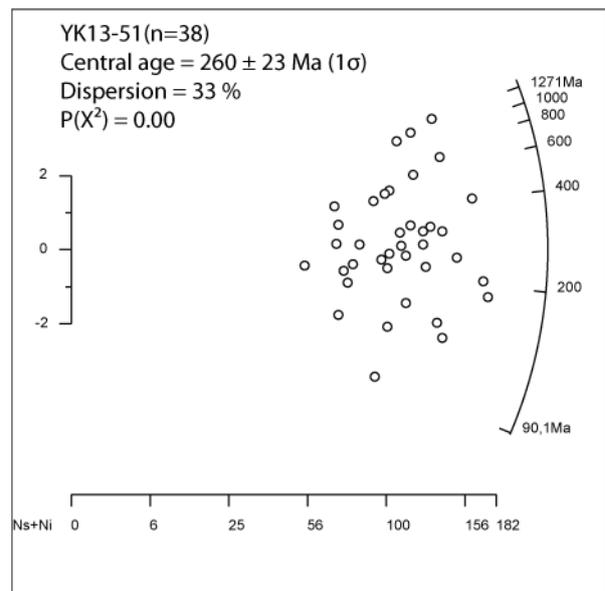
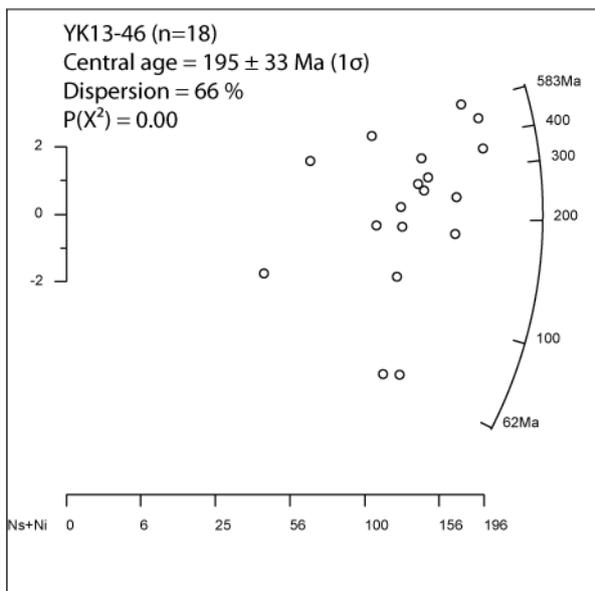
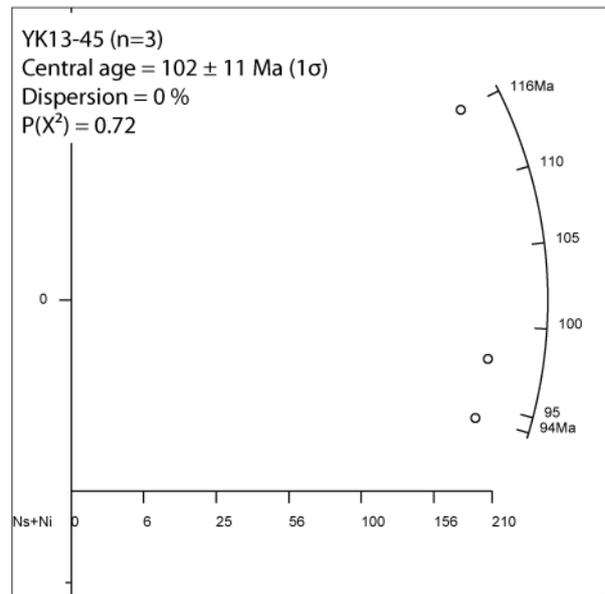
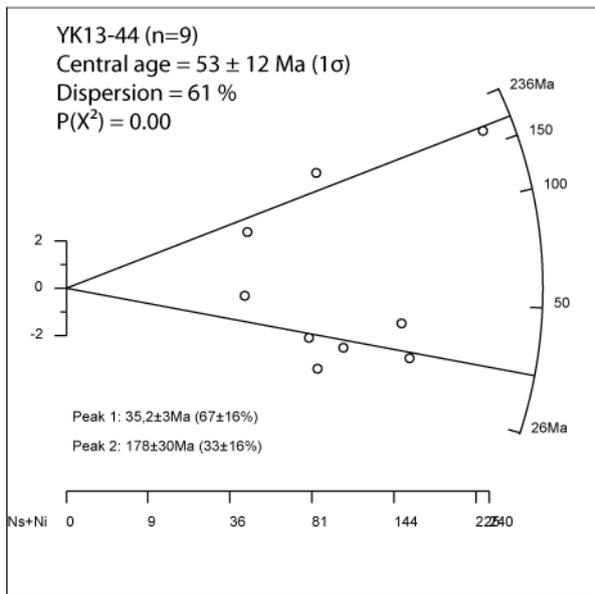
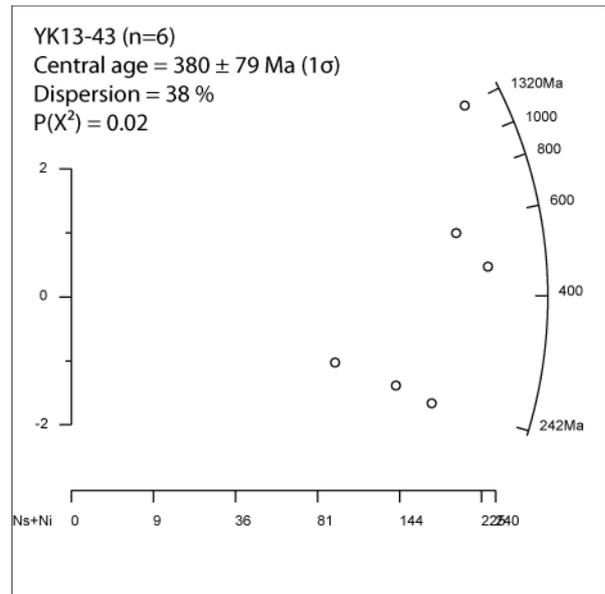
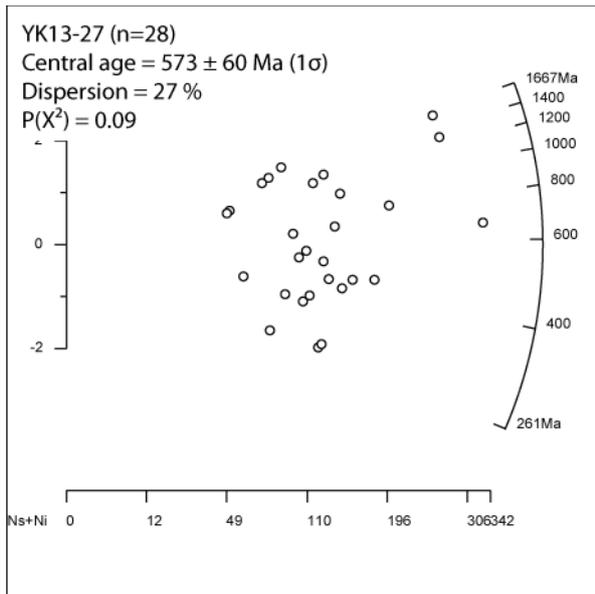
Annexe 3 : Données AFT représentées via RadialPlotter (Vermeesch, 2008)

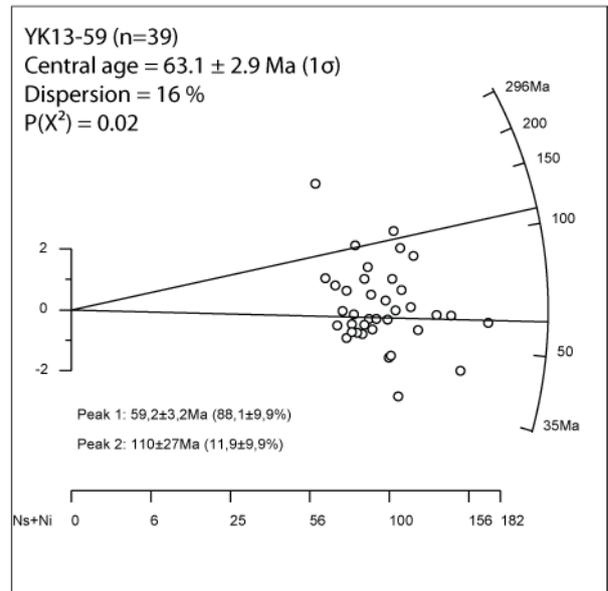
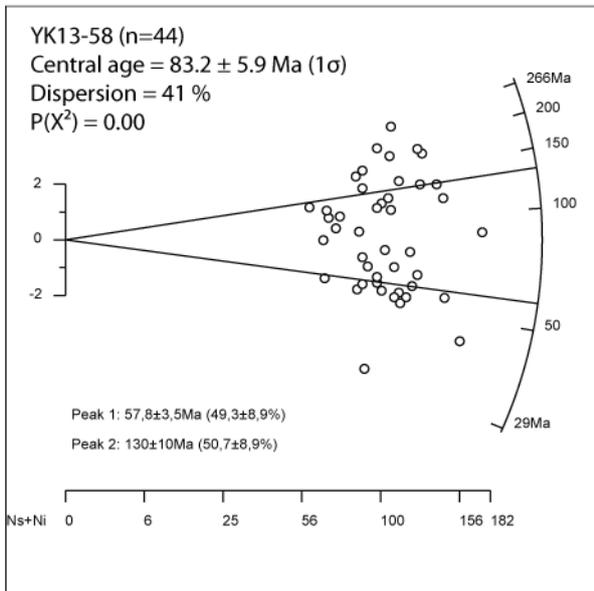
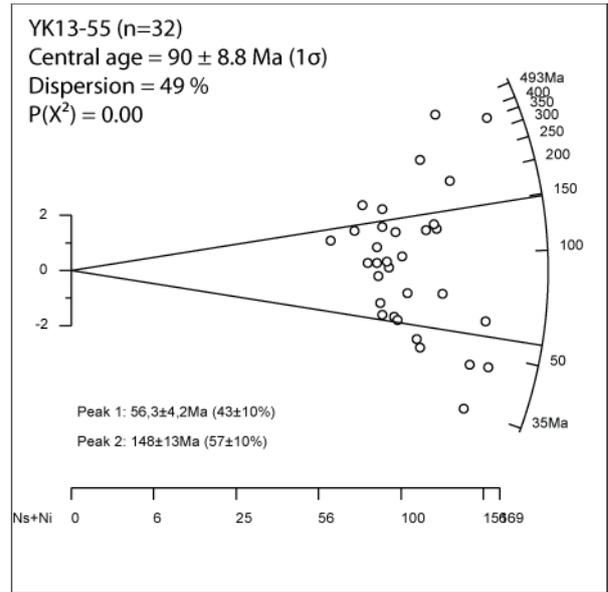
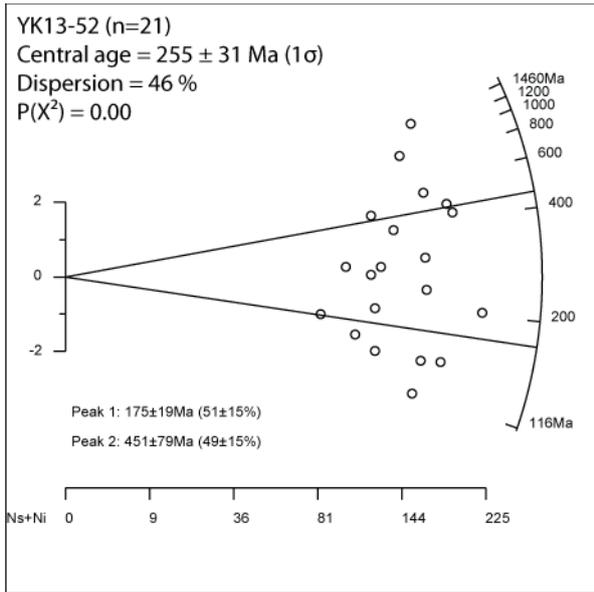


Annexe 4 : Données ZFT représentées via RadialPlotter (Vermeesch, 2008)









Liste des Figures

Figure I.1 : Vue schématique des interactions entre processus de surface et processus profonds.	20
Figure I.2 : Interactions entre processus de surface (climat et érosion) et processus profonds (tectonique) conduisant à la mise en place d'un relief (topographie).	21
Figure I.3 : Illustration du phénomène de compensation isostatique lors de suppression de matériel via l'érosion.	22
Figure I.4 : A. Evolution du relief en considérant la dénudation moyenne <i>avec et sans</i> incision fluviale.	23
Figure I.5 : Illustration des expériences d'interactions tectonique/climat/érosion sur la construction d'une topographie menée par Bonnet and Crave (2003).	24
Figure I.6 : Illustration de l'expérience TC18 de Bonnet and Crave (2003).	24
Figure I.7 : Modèles d'exhumation fonction du style structural.	25
Figure I.8 : A. Exemples naturel de l'influence de l'épaisseur de sédiments syn-orogéniques sur le style structural.	26
Figure I.9 : Modèle cinématique d'un orogène en convergence.	27
Figure I.10 : Illustration du prisme critique.	29
Figure I.11 : Représentations de la répartition a) des taux d'érosion sur l'île de Taïwan.	29
Figure I.12 : Position de la ligne d'équilibre des glaciers et stade glaciaire et interglaciaire.	31
Figure I.13 : Profil topographique des St-Elias en Alaska.	32
Figure I.14 : Schéma illustrant l'empreinte de l'érosion glaciaire et péri-glaciaire sur la topographie Scandinave.	34
Figure II.1 : Carte présentant la topographie et la bathymétrie de l'Arctique.	39
Figure II.2 : Carte des épaisseurs totales de sédiments déposés dans les bassins.	40
Figure II.3 : Carte présentant l'épaisseur de la croûte, continentale, transitionnelle ou océanique, en Arctique.	41
Figure II.4 : Carte des anomalies gravimétriques en Arctique.	42
Figure II.5 : Carte présentant les anomalies magnétiques en Arctique.	43
Figure II.6 : Modèles d'ouverture proposés depuis les années 1970.	48
Figure II.7 : Figure représentant les "microcontinents" Alaska Arctique (AA) et Chukotka (CH).	49

Figure II.8 : Signatures en zircons détritiques provenant de différentes localités arctiques.	50
Figure II.9 : Compilation des données issues de la base de données sismologiques de l'USGS (2000-2010).	51
Figure II.10 : Délimitations et mouvements des blocs rigides de Béring (BER), Pacifique (PAC), nord-américain (NAM), de Yakutat (YAK) et de l'Alaska sud ouest (SOAK).	53
Figure II.11 : Illustration des principaux terrains de la Cordillère américaine et canadienne.	54
Figure II.12 : Profil issu de la campagne LITHOPROBE-SNORCLE.	57
Figure II.13 : Trans-Alaskan Crustal Transect (TACT).	58
Figure II.14 : Carte géologique des Brooks Range.	60
Figure II.15 : Evolution et formation de la chaîne de Brooks Range.	60
Figure II.16 : Carte géologique des British et Barn Mountains.	62
Figure II.17 : Colonne stratigraphique du North Slope (Alaska Arctique) et des British Mountains-Yukon.	64
Figure II.18 : Représentation des directions d'apports sédimentaires au Crétacé inférieur, supérieur et au Paléogène.	67
Figure II.19 : Compilation de l'ensemble des données thermochronologiques basse-température existant dans les British-Barn Mountains.	69
Figure II.20 : Localisation des segments en marge du bassin canadien.	71
Figure II.21 : Ligne sismique faisant la jonction entre la marge canadienne et l'île de Banks.	72
Figure II.22 : Ligne sismique recoupant le segment de Tuktoyaktuk.	72
Figure II.23 : Chronologie de la tectonique offshore.	73
Figure II.24 : Carte du bassin canadien localisant le forage ACEX.	75
Figure III.1 : Schéma descriptif des différentes méthodologies utilisées lors de cette étude.	80
Figure III.2 : Traversée des isothermes correspondant aux différents thermochronomètres par des particules.	81
Figure III.3 : Interactions tectonique/climat/érosion dans une chaîne de montagne.	81
Figure III.4 : Désintégration d'un nucléide induite par un flux de neutrons.	83
Figure III.5 : Chaînes de désintégration des éléments ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th et ^{147}Sm .	84
Figure III.6 : Relations entre la température de clôture et la vitesse de refroidissement.	85
Figure III.7 : Températures de fermetures de différents thermochronomètres.	86

Figure III.8: Rétentivité des particules α en fonction de leur distance d'éjection moyenne.	88
Figure III.9: Différence de comportement des zircons face à la rétentions des noyaux d'He.	89
Figure III.10 : Illustration du principe de défaut dans le grain et impact sur la rétention des noyaux d'He.	91
Figure III.11 : Corrélation entre les âges AHe et le taux d'endommagement du grain.	91
Figure III.12 : Corrélations positives et négatives entre les âges ZHe et les taux d'eU.	92
Figure III.13 : Passage d'un échantillon à travers la zone de rétention partielle.	93
Figure III.14 : PAZ des systèmes AHe et ZHe évoluant et temps de résidence.	94
Figure III.15 : Principe de désintégration radioactive.	95
Figure III.16 : Représentation des zones de recuit partiel des apatites et des zircons.	98
Figure III.17 : Relations entre les âges traces de fission, la longueur des traces, la température et la répartition des longueurs de trace dans l'échantillon.	100
Figure III.18 : Mesures et calcul du paramètre Dpar.	101
Figure III.19 : Bloc 3D Pecube d'échelle crustale.	104
Figure III.20 : Stratégie d'échantillonnage de l'approche inverse de Pecube.	106
Figure III.21 : Visualisation du niveau de convergence entre deux paramètres Pecube.	106
Figure III.22 : Exemples de différents spectres Raman.	108
Figure III.23 : Bandes de défauts dans l'organisation de la matière organique.	109
Figure 1: Tectonic setting of Alaska.	170
Figure 2: Geological map of the Brooks Range.	171
Figure 3 : Geological section across the Brooks Range.	172
Figure 4: Thermochronological data from this study.	173
Figure 5 : Graphs showing the distribution with latitude of thermochronological data and depositional ages.	174
Figure 6 : RSCM temperatures obtained along the Brooks Range.	175
Figure 7 : Map showing the area of the Brooks Range modeled using Pecube.	176
Figure 8 : Schematic representation of the model box in Pecube.	177
Figure 9 : Synthetic spatial and temporal representation of the boundary conditions tested for each fault in Pecube modelling.	178

Figure 10 : Plot of parameters t_1/v_{1b} , t_2/v_{2b} , and t_3/v_{3c} .	179
Figure 11 : Observed thermochronological ages versus ages calculated by the model.	180
Figure 12 : Map showing the exhumation sequence along the strike of the Brooks Range and evolution of foreland basin.	181
Figure 13 : Synthesis of the spatial-temporal evolution of the Brooks Range.	182
Figure V.1 : Carte géologique du nord du Yukon.	191
Figure V.2 : Sédiments protérozoïques prélevés le long de la Malcolm River.	193
Figure V.3 : Grès du Crétacé-Paléocène observés le long de la rivière Big Fish.	194
Figure V.4 : Colonnes stratigraphiques synthétiques des British-Barn Mountains.	195
Figure V.5 : Ages traces de fission sur apatite.	196
Figure V.6 : Carte de localisation des échantillons.	199
Figure V.7 : Planche photos d'échantillons.	204
Figure V.8 : Planche photos d'échantillons.	205
Figure V.9 : Ages AFT.	207
Figure V.10 : Représentation graphique radiale des âges de grains AFT.	209
Figure V.11 : Distribution des longueurs de traces.	210
Figure V.12 : Position de la limite entre échantillons AFT recuits et partiellement recuits.	212
Figure V.13 : Ages ZFT.	214
Figure V.14 : Position de la limite entre échantillons ZFT recuits et partiellement recuits.	215
Figure V.15 : Ages moyens AHe.	218
Figure V.16 : Relations âges AHe/eU pour les différents échantillons sédimentaires.	222
Figure V.17 : Limite de recuit des échantillons AHe.	225
Figure V.18 : Relations âges AHe/eU pour les différents échantillons granitiques.	226
Figure V.19 : Ages moyens ZHe.	228
Figure V.20 : Relations âges ZHe/eU pour les différents échantillons sédimentaires.	235
Figure V.21 : Limite de recuit des échantillons ZHe.	236

Figure V.22 : Localisation des profils thermochronologiques basse-température.	238
Figure V.23 : Profil O-E des échantillons prélevés dans les British Mountains.	239
Figure V.24 : Profil O-E des échantillons prélevés dans les Barn Mountains.	240
Figure V.25 : Profil N-S des échantillons prélevés dans le bassin méso-cénozoïque.	241
Figure V.26 : Ages AHe, AFT et ZHe obtenus dans les différents granites.	242
Figure V.27 : Localisation des échantillons modélisés dans QTQt.	245
Figure V.28 : Résultats QTQt de l'échantillon YK13-13 et âges observés-âges calculés.	246
Figure V.29 : Résultats QTQt de l'échantillon YK13-55 et âges observés-âges calculés.	247
Figure V.30 : Résultats QTQt de l'échantillon YK13-45 et âges observés-âges calculés.	248
Figure V.31 : Résultats QTQt de l'échantillon YK13-47 et âges observés-âges calculés.	250
Figure V.32 : Températures RSCM acquises au cours de l'étude.	251
Figure V.33 : Position synthétique des températures des British Mountains.	253
Figure VI.1 : Carte des anomalies gravimétriques de Bouguer dans le bassin canadien.	258
Figure VI.2 : Coupe synthétique issue d'interprétations de lignes sismiques.	259
Figure VI.3 : Ligne BW1-2800.	260
Figure VI.4 : Plan de position des puits de calage et profils utilisés lors de l'étude.	262
Figure VI.5 : Logs synthétiques des puits utilisés dans cette étude.	263
Figure VI.6 : Colonne stratigraphique des dépôts des NEBR.	266
Figure VI.7 : Profils sismiques décrits dans cette étude.	268-269
Figure VI.8 : Coupe synthétique 1.	274
Figure VI.9 : Coupes 2 à 6.	276
Figure VI.10 : Carte structurale de la mer de Beaufort.	277
Figure VI.11 : Cartographie simplifiée des domaines du bassin canadien.	279
Figure VII.1 : Figure synthétisant les principaux résultats de cette thèse.	284
Figure VII.2 : Evolution géodynamique du bassin canadien et des marges alaskienne et canadienne depuis le Crétacé inférieur jusqu'à l'actuel.	286
Figure VII.4 : Carte de l'activité tectonique actuelle d'Alaska.	287

Liste des Tableaux

Tableau II.1 : Description des principales unités alaskanes.	55
Tableau II.2 : Informations sur les unités passées en subduction ou accrétées au niveau du prisme de la fosse des Aléoutiennes.	56
Tableau III.1 : Exemple de calculs de ζ pour les standards Fish Canyon Tuff des zircons.	97
Table 1: Sample informations.	161
Table 2: Apatite Fission Track results.	162
Table 3: Apatite (U-Th)/He results.	163
Table 4: Zircon (U-Th)/He results.	164
Table 5: RSCM temperatures results.	167
Table 6: Thermal modeling parameters.	168
Table 7: Summary of <i>Pecube</i> modeling results.	169
Tableau V.1 : Informations sur les échantillons prélevés (mission Juillet 2013).	202
Tableau V.2 : Résultats AFT.	211
Tableau V.3 : Résultats ZFT.	217
Tableau V.4 : Données des analyses AHe.	221
Tableau V.5 : Principales caractéristiques des âges ZHe.	233
Tableau V.6 : Principales caractéristiques des températures RSCM calculées.	252

Liste des Annexes

Table DR1 : Input AFT data used for the inverse modeling (from O'Sullivan, 1996; O'Sullivan et al., 1993 ; O'Sullivan et al., 1997).	183
Figure DR1 : AFT ages plots using Radial Plotter.	184
Figure DR2 : Plot of parameters $t1/v1a$, $v1a/v1b$, $t2/v2a$, $v2a/v2b$, $t1/t2$, $t3/v3a$.	185
Figure DR3 : Plot of parameters $t3/v3b$, $v3a/v3b$, $v3a/v3c$, $v3b/v3c$, $t1/t3$ and $t2/t3$.	187
Annexe 1 : Préparation des échantillons pour analyses Hélium et Traces de Fission.	311
Annexe 2 : Ages thermochronologiques publiés dans O'Sullivan and Lane (1997).	321
Annexe 3 : Données AFT représentées via RadialPlotter.	323
Annexe 4 : Données ZFT représentées via RadialPlotter.	324