



HAL
open science

Tectonique active de la zone de collision Yakutat – Nord Amérique: Apport du GPS et de la géomorphologie à l'étude de la partition de la déformation

Anaïs Marechal

► To cite this version:

Anaïs Marechal. Tectonique active de la zone de collision Yakutat – Nord Amérique: Apport du GPS et de la géomorphologie à l'étude de la partition de la déformation. Tectonique. Université Montpellier, 2015. Français. NNT: . tel-01241688

HAL Id: tel-01241688

<https://hal.science/tel-01241688>

Submitted on 10 Dec 2015

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par **Université de Montpellier**

Préparée au sein de l'école doctorale SIBAGHE
Et de l'unité de recherche Géosciences Montpellier

Spécialité : **Sciences de la Terre**

Présentée par **Anaïs MARECHAL**

**Tectonique active de la zone de collision
Yakutat – Nord Amérique : Apport du GPS et
de la géomorphologie à l'étude de la
partition de la déformation**

Soutenue le 30 Novembre 2015 devant le jury composé de

Stéphane MAZZOTTI, PR, Géosciences Montpellier

Directeur de thèse

Frédéric MASSON, PR, IPG Strasbourg

Rapporteur

Yann KLINGER, DR, IPG Paris

Rapporteur

Cécile LASSERRE, CR, ISTerre Grenoble

Examinatrice

Frédéric GUEYDAN, PR, Géosciences Montpellier

Président

Jean-François RITZ, DR, Géosciences Montpellier

Invité

Matthieu FERRY, MCf, Géosciences Montpellier

Invité



RESUME

Au SO Yukon – SE Alaska, la frontière entre les plaques Pacifique et Nord-Amérique est marquée par une syntaxe à la transition entre la subduction des Aléoutiennes à l'O et le décrochement de Fairweather – Queen Charlotte au SE. Le mouvement relatif est oblique et la région est marquée par la collision du bloc Yakutat. De la chaîne des Chugach – Saint Elias en frontière de plaque (jusqu'à 6 000 m d'altitude) aux grands décrochements intraplaque, les marqueurs de la déformation actuelle apportent des informations sur sa partition dans ce système.

Au cours de cette thèse, je m'intéresse dans un premier temps à mesurer la déformation de surface à l'aide d'un réseau GPS dense, déployé jusqu'à 500 km à l'intérieur de la plaque Nord-Amérique. Après un travail minutieux de traitement des données et de correction des effets transitoires (rebond post-glaciaire et post-sismique), un champ de vitesses résiduelles robuste et inédit est produit au niveau de la syntaxe, dont je dérive des taux de déformation. Ces données me permettent de quantifier les vitesses de glissement des failles décrochantes de Fairweather et Denali au Sud, et également de caractériser une déformation bimodale : En frontière de plaques, la déformation est localisée sur les grandes structures (prisme d'accrétion à l'O, Fairweather à l'E) ; Au niveau de la syntaxe, les taux de déformation sont les plus importants et les données GPS mettent en évidence une déformation intraplaque diffuse, similaire à un champ attendu à l'aplomb d'un indenteur. Le bloc Yakutat semble donc contrôler fortement la déformation de la plaque Nord-Amérique.

Ce champ de déformation induit des variations latérales fortes sur les grandes failles intraplaque : le système Denali-Totschunda-Duke River. Dans une seconde partie, je réalise une étude géomorphologique régionale pour caractériser le rôle et la vitesse de ces failles. À partir de Modèles Numériques de Terrain très haute résolution (~ 1 m), une cartographie de détail est réalisée. Puis une mission de terrain me permet de mesurer des décalages sur des marqueurs fluviaux et glaciaires et collecter des échantillons pour les dater. Je mets en évidence une déformation cumulée dextre sur le segment Nord de la faille de Denali, alors que toute la partie Sud déforme verticalement la surface. Cette étude me permet de quantifier de nouvelles vitesses de failles sur le système Denali-Totschunda-Duke River, et de montrer le rôle prépondérant des failles de Totschunda (~ 14 mm/a) et Duke River (~ 6 mm/a) contrairement à la faille de Denali (~ 1 mm/a) au Nord de la syntaxe.

Le nouveau modèle cinématique proposé pour la région de collision Yakutat permet d'apporter un nouvel exemple à la compréhension des systèmes d'indenteur. La concomitance d'une déformation de blocs (à l'Ouest) et diffuse (à l'Est), ainsi que l'absence de déformation sur la faille lithosphérique de Denali Sud met en évidence le contrôle majeur des conditions aux limites et de l'héritage structural dans la déformation des orogènes.

MOTS-CLES : indenteur, partition déformation, GPS, morphotectonique, isotopes cosmogéniques, héritage structural.

ABSTRACT

In SW Yukon – SE Alaska, the boundary between the Pacific and North America plates is characterized by a syntaxis at the transition between the Aleutian subduction to the W and the Fairweather – Queen Charlotte strike-slip faults to the SE. The relative motion is oblique to the main fault structures, and the area is marked by the Yakutat block collision. From the Chugach – Saint Elias mountains in the plate boundary zone (up to 6 000 m high) to the intraplate strike-slip faults, markers of the present-day deformation give information on its partition in the system.

During my PhD, I first measure surface deformation using a dense GPS network, deployed up to 500 km inland the North America plate. After precise processing and corrections of transient effects in the area (postseismic and glacial isostatic rebound), a new residual velocity field is produced for the syntaxis area, from which I derive strain rates. Those data allow me to quantify the fault slip rates for Fairweather and southern Denali strike-slip faults, and to characterize a bi-modal deformation pattern: Along the plate boundary, the deformation is localized on large-scale structures (accretionary prism to the W, Fairweather to the E); In the syntaxis area, strain rates are the highest and the GPS data shows a diffuse intraplate deformation, similar to an indenter pattern. The Yakutat block seems to strongly drive the North America plate deformation.

This indenter pattern induces strong lateral variations on the large intraplate faults: the Denali – Totschunda – Duke River system. In a second part, I realize a regional geomorphological study to characterize the role and slip rate of those faults. From very high-resolution Digital Elevation Models (~ 1 m), a detailed cartography is done. On the basis of fieldwork observations, I measure offsets of fluvial and glacial markers, which are sampled for dating. A dextral cumulative deformation is highlighted on the northern Denali Fault, where as all southern Denali is marked by vertical deformation. This study allows me to quantify new slip rates for the system Denali – Totschunda – Duke River, and to show the leading role of the Totschunda (~ 14 mm/a) and Duke River (~ 6 mm/a) faults, contrary to the Denali Fault (~ 1 mm/a) North of the syntaxis.

The new tectonic model for the Yakutat collision provides an important case study for the understanding of indenter systems. The concomitance of a rigid-block deformation (to the West) and diffuse deformation (to the East), as well as the near-zero slip rate on the lithospheric-scale southern Denali Fault highlight the major control of boundary conditions and the structural heritage on the orogen deformation.

KEY WORDS: indenter, strain partitioning, GPS, morphotectonics, cosmogenic nuclides, structural heritage.

REMERCIEMENTS

Beaucoup de personnes ont pris part à cette aventure qu'a été la thèse, et je vais essayer de ne pas les oublier.

Je remercie tout d'abord mon directeur de thèse Stéphane Mazzotti. Ce travail de thèse s'inscrit dans un projet important financé par l'ANR DefDyCor, qui m'a permis de bénéficier de tout le soutien financier nécessaire pour mener à bien ma thèse. Même si je suis maintenant devenue moi aussi une maniaque des barres d'erreurs, les longues heures de discussion sur l'Alaska m'ont permis d'apprendre beaucoup et de commencer à m'émanciper scientifiquement. Merci de m'avoir fait confiance en me laissant libre de m'ouvrir à de nouvelles disciplines comme la géomorphologie (au détriment d'Adeli !), en sciences tout ne fonctionne pas toujours mais j'en retire beaucoup d'enseignements en ayant pris du plaisir à faire avancer ce projet.

Merci également à Matthieu Ferry et Jeff Ritz qui se sont retrouvés enrôlés dans le projet Yukon. Vos conseils ont été précieux dans mon apprentissage de l'art d'analyser le paysage et j'ai vraiment apprécié votre enthousiasme à prendre part au projet et de pouvoir travailler avec vous.

Je remercie enfin les autres scientifiques qui m'ont apporté de l'aide pendant ces trois dernières années : R. Cattin, M. Rizza et J-D Champagnac qui ont pris part à mes comités de thèse ; J. Freymueller pour m'avoir accueillie à l'Université de Fairbanks ; J. Elliott pour ses précieuses connaissances sur l'Alaska ; E. Doerflinger, P. Collard, M. Kaufmann et M. Schmidt pour leur aide lors de la préparation de ma première mission en solo ; R. Braucher pour le temps passé au laboratoire sur ces f***** échantillons ; P.H. Blard ; A. Chauvet pour ses nombreuses blagues et surtout son œil de géologue ; J. Chery et F. Gueydan pour leurs discussions intéressantes en modélisation ; S. Miller pour m'avoir accompagnée au fin fond du Yukon ; P. Haeussler et A. Matmon pour leurs précieux conseils et leur patience ; C. Astouri pour le broyage de mes nombreux échantillons.

Au laboratoire, merci aux informaticiens (Fabrice et Stéphane) d'avoir été là, parfois pour me sortir du désespoir ! Bernadette et Marie-France pour m'avoir initiée à la salsa, et Anne la pro d'Illustrator !

Mais la thèse, c'était quoi d'autre ?

La thèse, c'était des soirées bizarres pour fêter le nouvel an à Barcelone (merci Romain, Laure, Max) ; c'était aussi des parties de pétanque dans des endroits improbables (merci Maria notre chilienne préférée) ; c'était des supers co-bureaux toujours là pour me faire découvrir un bon morceau de musique, me reconforter en chocolat et m'aider quand je m'énervais sur mon ordi (merci Romain, Mushegh) ; c'était des congrès se finissant dans les sous-sols de l'EGU (Antoine, Benjamin, Gianluca, Cyprien : mais comment vous remercier ?) ou dans des bars à boire des bières irlandaises aux USA (merci Mélo, Magda, Tony) ; c'était des supers randonnées en Alaska même si les grizzlys guettaient (merci Daniel) ; c'était la

découverte de la photographie (merci Audrey, Raph, Matthieu) ; c'était des rendez-vous annuels à ne pas manquer dans divers festivals (merci à mes camarades de Master ! Mélanie, François, Max, Maëlle, Rémi) ; c'était les bons petits plats de Nathalie ; c'était de supers concerts partagés (merci Théo, Greg, Virginie) ; c'était une chasse aux trésors dans Montpellier (merci Laure, Flore, Corentin) ; c'était aussi de bons moments pendant les écoles d'été ou les stages de terrain. Merci aussi à ceux qui m'ont soutenue de près ou de loin : François C., Lolita, Myren, Fanny. Laure, il y a bien trop de choses partagées avec toi, en fait toutes les choses précédentes et mon quotidien depuis presque 4 ans ☺ La thèse n'aurait vraiment pas été ce qu'elle a été sans toi !

Malgré la distance, ils ont toujours été présents et de supers moments ont marqué ces trois dernières années : merci à mes parents, ma sœur, ma famille et mes amis d'enfance toujours présents pour un bon resto à chaque retour. Merci à vous de préparer la plus grande migration jamais vue de ch'tis (et de maroilles !) vers le Sud le 30 Novembre !

Enfin, il est entré dans ma vie en même temps que la thèse, pour supporter ces trois années de doutes récurrents propres à chaque thésard : merci à Romain d'être venu me voir jusqu'au bout du monde, pour ton soutien lors de mes problèmes de santé, d'avoir parcouru un petit bout d'Europe et des Etats-Unis avec moi, et d'avoir tout simplement partagé tout de ma vie ces trois dernières années ! Ce n'est que le début de nouvelles aventures !

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I : INTRODUCTION	15
1. CONTEXTE ET PROBLEMATIQUE.....	17
2. QU'EST-CE QU'UN INDENTEUR ?.....	20
CHAPITRE II : ETAT DE L'ART : TECTONIQUE ACTIVE DANS LA CORDILLERE ALASKA – CANADA.....	23
3. HISTOIRE GEODYNAMIQUE : ACCRETION DE DOMAINES.....	25
3.1. <i>Unités autochtones</i>	26
3.2. <i>Unités allochtones</i>	26
4. HISTOIRE GEODYNAMIQUE RECENTE : COLLISION DU BLOC YAKUTAT	29
4.1. <i>Structure et composition</i>	29
4.2. <i>Origine et histoire géodynamique</i>	32
4.3. <i>Impact de l'arrivée du bloc Yakutat sur la plaque Nord-Amérique</i>	33
4.3.1. Impact du sous-plaquage du bloc Yakutat (35 – 22 Ma).....	33
4.3.2. Impact de la collision du bloc Yakutat (13 Ma)	35
4.3.3. Impact d'un changement tectonique récent (5 Ma).....	36
4.3.4. Impact des glaciations (3 Ma)	37
5. SISMICITE ET GRANDES STRUCTURES ACTIVES	38
5.1. <i>Système de faille Denali-Totschunda (DFS)</i>	42
5.2. <i>Faille de Duke River</i>	47
5.3. <i>Faille de Fairweather</i>	49
5.4. <i>Système de failles du prisme de collision</i>	51
5.5. <i>Faille de subduction des Aléoutiennes</i>	54
6. MODELES CINEMATIQUES ET GEODYNAMIQUES REGIONAUX.....	57
6.1. <i>Bilan cinématique</i>	57
6.1.1. À l'échelle régionale.....	57
6.1.2. Dans les Montagnes de Mackenzie.....	59
6.1.3. Au niveau du front de collision : Elliott et al. (2013); Elliott et al. (2010)	60
6.2. <i>Modèles géodynamiques pour la cordillère Nord Américaine</i>	62
6.3. <i>Modèles géodynamiques pour la collision</i>	64
7. DEMARCHE AU COURS DE LA THESE	67
CHAPITRE III : APPORT DES DONNEES GPS A L'ETUDE DE LA TECTONIQUE ACTIVE DE LA CORDILLERE ALASKA – CANADA	69
8. INTRODUCTION : QU'EST-CE QUE LE GPS ?	72
9. DONNEES GPS	74
9.1. <i>Réseau de stations temporaires</i>	76
9.2. <i>Réseau de stations permanentes</i>	79
9.3. <i>Calcul de la position à l'aide de PPP</i>	80
9.4. <i>Calcul des vitesses</i>	82
9.4.1. Stations permanentes.....	82
9.4.2. Stations temporaires.....	84
9.5. <i>Estimation des incertitudes</i>	84
9.5.1. Stations permanentes.....	85

9.5.2.	Stations temporaires.....	86
10.	CORRECTIONS DES EFFETS TRANSITOIRES.....	90
10.1.	<i>Post-sismique associé au séisme de 1964</i>	90
10.2.	<i>Post-sismique associé au séisme de 2002</i>	91
10.3.	<i>Rebond post-glaciaire (GIA)</i>	93
10.3.1.	Origine et amplitude du rebond GIA.....	93
10.3.2.	Modèle de Larsen et al. (2005)	94
10.3.3.	Modèle de Elliott et al. (2013); Elliott et al. (2010).....	95
10.3.4.	Modèle de Hu and Freymueller (2012)	96
10.3.5.	Modèle utilisé dans la thèse	97
10.4.	<i>Chargement intersismique et vitesses de failles</i>	99
11.	INDENTOR-CORNER TECTONICS IN THE YAKUTAT-ST. ELIAS COLLISION CONSTRAINED BY GPS	101
11.1.	<i>Introduction</i>	102
11.2.	<i>GPS data</i>	104
11.2.1.	GPS network and data processing	104
11.2.2.	GPS velocity uncertainties.....	105
11.3.	<i>Transient corrections and fault velocities</i>	106
11.3.1.	Postseismic correction	106
11.3.2.	Glacial Isostatic Adjustment.....	106
11.3.3.	Interseismic loading and fault slip rates	107
11.4.	<i>Indentor corner</i>	110
11.4.1.	Kinematics.....	110
11.4.2.	Strain rates.....	111
11.5.	<i>Discussion</i>	113
11.5.1.	Syntaxis and strain knot	113
11.5.2.	Inland strain transfer.....	113
11.5.3.	Indentor-corner distributed tectonics	115
11.6.	<i>Conclusion</i>	116
11.7.	<i>Supplementary Material</i>	117
11.7.1.	2002 Denali earthquake postseismic signal	117
11.7.2.	Interseismic loading uncertainty.....	118

CHAPITRE IV : APPORT DE LA GEOMORPHOLOGIE A L'ETUDE DES FAILLES ACTIVES DANS LA REGION DES WRANGELL - ST. ELIAS **121**

12.	INTRODUCTION	123
13.	ÉTAT DE L'ART.....	125
13.1.	<i>Apport de la géomorphologie</i>	125
13.2.	<i>Contexte glaciaire</i>	129
13.2.1.	Les glaciations en Amérique du Nord	129
13.2.2.	Le dernier maximum glaciaire (LGM) en Amérique du Nord	130
13.2.3.	Histoire glaciaire au Pléistocène dans le territoire du Yukon	132
13.3.	<i>Démarche</i>	135
14.	DONNEES EN IMAGERIE : MODELES NUMERIQUES DE TERRAIN	138
14.1.	<i>MNT publiés</i>	139
14.1.1.	WorldDEM : un MNT en version Beta	140
14.1.2.	Données Pléiades.....	142
14.2.	<i>MNT acquis sur le terrain</i>	145
14.2.1.	GPS cinématique	145

14.2.2.	Photogrammétrie aérienne	149
15.	CARTOGRAPHIE ET ESTIMATION DE DECALAGES	153
15.1.	<i>Faille de Denali</i>	155
15.1.1.	Marqueurs de décalages dextres	155
15.1.2.	Marqueurs de décalages verticaux	162
15.2.	<i>Faille de Totschunda</i>	172
15.2.1.	Site « Washe Creek »	173
15.2.2.	Site « Ramshole Creek »	174
15.3.	<i>Faille de Duke River</i>	179
16.	ESTIMATION DE VITESSES DE FAILLES	181
16.1.	<i>Démarche</i>	181
16.2.	<i>Datations au ¹⁰Be</i>	182
16.2.1.	Théorie 182	
16.2.2.	Échantillonnage	184
16.2.3.	Préparation des échantillons	190
16.2.4.	Nature des échantillons	192
16.2.5.	Validité des résultats	194
16.3.	<i>Datations au ¹⁴C</i>	197
16.3.1.	Théorie 197	
16.3.2.	Échantillonnage et datation	197
16.3.3.	Validité des résultats	199
16.4.	<i>Datations à l'³He</i>	199
16.4.1.	Théorie 199	
16.4.2.	Echantillonnage et datation	200
16.4.3.	Validité des résultats	202
16.5.	<i>Âges des marqueurs décalés</i>	208
16.5.1.	Faille de Denali	209
16.5.2.	Faille de Totschunda	210
16.5.3.	Faille de Duke River	210
16.6.	<i>Vitesses de failles</i>	210
17.	DISCUSSION ET CONCLUSION	213
CHAPITRE V : DISCUSSION ET PERSPECTIVES : IMPORTANCE DE L'HERITAGE STRUCTURAL DANS LA DEFORMATION DES OROGENES		215
18.	UN NOUVEAU MODELE DE TECTONIQUE ACTIVE DANS LA ZONE DE COLLISION YAKUTAT	217
18.1.	<i>Description cinématique</i>	217
18.2.	<i>Modèle tectonique</i>	220
18.2.1.	Bloc rigide à l'Ouest, déformation diffuse à l'Est	220
18.2.2.	Transition entre la tectonique de blocs et la déformation diffuse : existe-t-il une faille « Connector » ?	223
18.2.3.	Contrôle de l'héritage structural	224
18.3.	<i>Modèle de bloc (Elliott et al., 2013; Elliott et al., 2010) vs déformation diffuse</i>	225
19.	VARIATIONS LATERALES DE VITESSE LE LONG D'UN DECROCHEMENT MATURE	227
19.1.	<i>Amortissement du gradient latéral de vitesse</i>	227
19.2.	<i>Rôle de la maturité de la faille</i>	228
19.3.	<i>Rôle de la géométrie du système dans la partition de la déformation</i>	229
20.	ROLE DE L'HERITAGE STRUCTURAL DANS LA DEFORMATION DES OROGENES	232
20.1.	<i>Problématiques liées à l'héritage structural</i>	232

20.2. Perspectives de travail à l'aide d'ADELI.....	233
BIBLIOGRAPHIE	234
ANNEXES.....	257

CHAPITRE I : INTRODUCTION

Sommaire

1. CONTEXTE ET PROBLEMATIQUE	17
2. QU'EST-CE QU'UN INDENTEUR ?	20

1. CONTEXTE ET PROBLEMATIQUE

À la frontière entre deux plaques tectoniques continentales convergentes, les orogènes sont les marqueurs de la déformation actuelle et passée de la lithosphère. La zone de déformation accommodant la convergence des plaques peut-être être très large (plusieurs centaines à milliers de kilomètres), à l'image de la chaîne Himalaya. Comprendre les mécanismes de déformation des orogènes continentaux est l'objet de nombreuses études, grâce à la constante amélioration des technologies d'observations de la Terre : imagerie satellite ou aérienne très haute résolution, nombreuses nouvelles données de terrain comme le GPS et les sismomètres, nouvelles techniques de datations (isotopes cosmogéniques, thermochronologie); mais aussi grâce au développement de modèles numériques ou analogiques qui permettent de mieux comprendre la tectonique et dynamique des orogènes. Certains auteurs proposent que la lithosphère se déforme à la faveur de blocs rigides délimités par des grandes failles dont les mouvements relatifs permettent l'accommodation de la déformation (McCaffrey, 2002; Meade and Hager, 1999). D'autres auteurs proposent un continuum avec une déformation diffuse, à l'intérieur de systèmes de résistance variable, et répartie sur de nombreuses structures (England and Molnar, 1997; Thatcher, 2009). La déformation des orogènes est contrôlée par les conditions cinématiques aux limites (géométrie, obliquité de la convergence), mais également par l'héritage structural (préexistence de zones de faiblesses dans la lithosphère associées aux grandes structures tectoniques héritées) ou encore par la rhéologie de la lithosphère (liée aux variations latérales du géotherme par exemple).

À la frontière entre les plaques Pacifique et Nord Amérique, la Cordillère Alaska – Canada est l'exemple étudié au cours de cette thèse pour améliorer la compréhension de la déformation des orogènes (Figure 1). La plaque Pacifique converge vers la plaque Nord – Amérique à une vitesse de 50.9 mm/a selon une direction N14.6°O (Plattner et al., 2007), provoquant la déformation de la plaque Nord-Amérique à la frontière entre l'Alaska (USA) et le Territoire du Yukon (Canada). La frontière de plaques est marquée à l'Ouest par la subduction des Aléoutiennes et au Sud par le grand décrochement des Queen Charlotte – Fairweather. Dans la région centrale, à la transition entre ces deux frontières de plaques, la microplaque Yakutat, portée par la plaque Pacifique, entre en collision et sous plaquage avec la plaque Nord – Amérique à une vitesse proche de la plaque Pacifique (50.3 ± 0.8 mm/a, direction N22.9 ± 0.6°O (Elliott et al., 2010)). Cette zone de transition est nommée syntaxe canadienne par la suite. La topographie est marquée par la chaîne des Chugach – Saint Elias qui est la chaîne côtière la plus élevée sur Terre (altitude moyenne 3 000 m), dans laquelle se trouvent des sommets remarquables tels que le Mont Logan (5 995 m). La sismicité est abondante, et souligne des structures actives majeures en frontière de plaque mais également à l'intérieur de l'orogène : les décrochements Fairweather, Denali et Totschunda, et le chevauchement Duke River.

Au cours de la dernière décennie, le projet « St. Elias Erosion and Tectonics » (STEEP, projet collaboratif d'universités américaines) (Pavlis et al., 2014) a permis de mieux caractériser l'évolution de l'orogène Chugach – St. Elias, et l'influence des conditions aux limites, des structures rhéologiques et des interactions climat-tectonique dans le développement de l'orogène. Le rôle de la collision oblique du bloc Yakutat ainsi que des structures héritées sur la tectonique en frontière et à l'intérieur des plaques est mis en évidence, et le terme indenteur est proposé pour définir le bloc Yakutat (Pavlis et al., 2004).

Suite aux résultats de ce projet, certaines questions fondamentales restent en suspens : Comment la déformation est-elle accommodée à l'intérieur de l'orogène Saint Elias ? Quel modèle tectonique permet de la décrire au mieux (modèle de bloc ou déformation diffuse) ? Je mets en œuvre différents outils des sciences de la Terre (géodésie chapitre III, géomorphologie chapitre IV) pour produire un modèle tectonique robuste, qui me permet de discuter du rôle des conditions aux limites, de la rhéologie et de l'héritage structural dans la déformation de la plaque Nord – Amérique au niveau de la syntaxe canadienne (chapitre V).

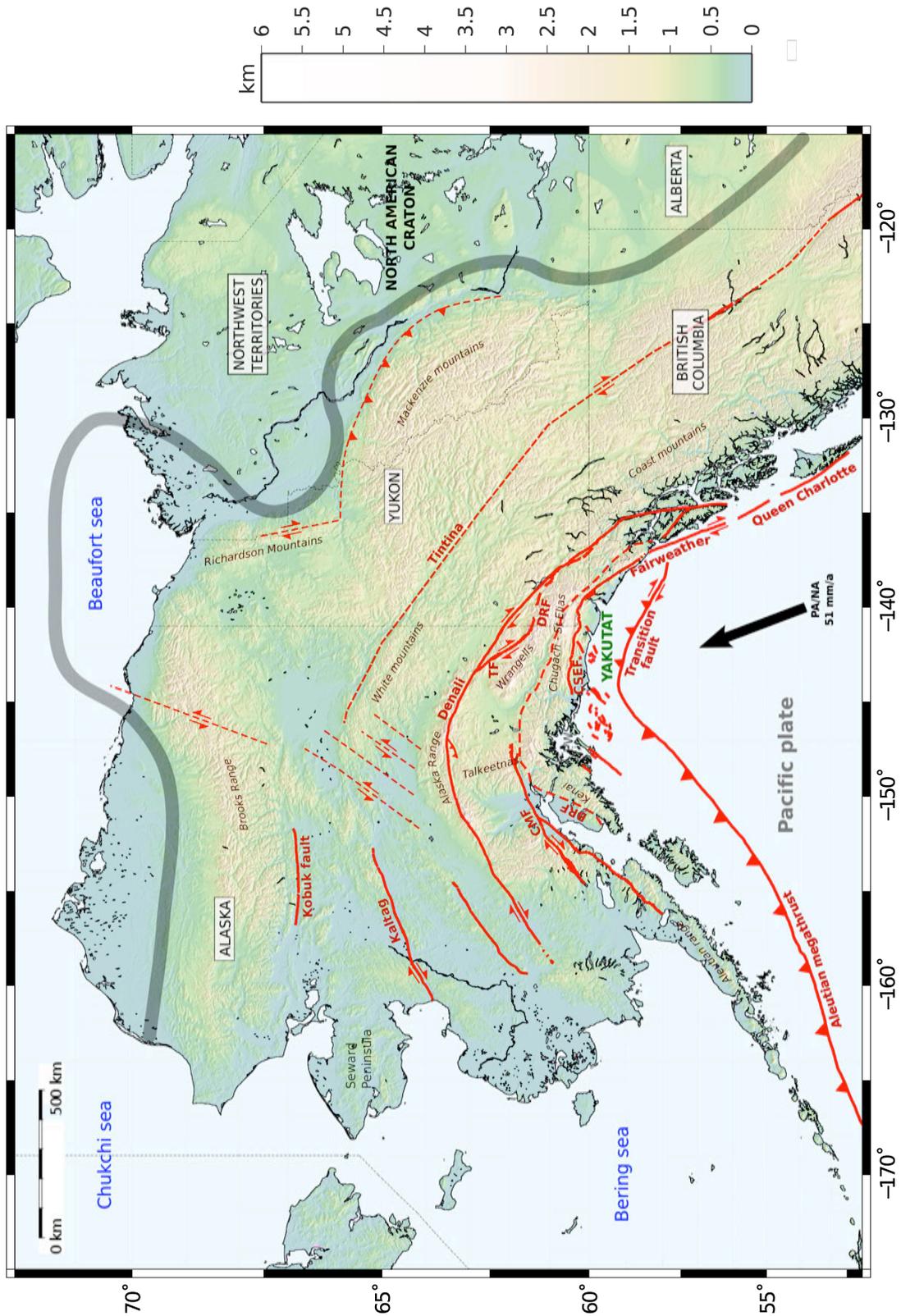


Figure 1 : Carte topographique de la syntaxe canadienne à grande échelle. Les traits rouges représentent les failles majeures, et le trait large gris la limite entre la zone déformée et le craton Nord-Amérique.

2. QU'EST-CE QU'UN INDENTEUR ?

Le bloc Yakutat, qui semble contrôler la déformation de l'orogène Chugach – St. Elias, est défini comme un indenteur par Pavlis et al. (2004). Molnar and Tapponnier (1977) sont les premiers à proposer un modèle d'indenteur pour décrire la déformation de la syntaxe himalayenne. Depuis, d'autres auteurs ont proposé que la collision d'un indenteur contrôle également la déformation dans les Alpes, au Nord des Caraïbes etc (Ratschbacher et al., 1991; Rosenberg et al., 2004). Un indenteur est une plaque/microplaque relativement rigide qui entre en collision avec un continent plus large et moins résistant à la déformation. La longueur des indenteur varie d'une centaine de kilomètres comme dans les Alpes (Ratschbacher et al., 1991) à plusieurs milliers de kilomètres comme pour la collision Inde – Asie (Molnar and Tapponnier, 1977). La déformation se propage dans la plaque supérieure loin de la collision, sur des distances du même ordre de grandeur que la longueur de l'indenteur (England and Houseman, 1989; Houseman and England, 1993; Rosenberg et al., 2007).

Sur la plaque déformée, les conséquences de l'indentation sont diverses :

- À l'aide de modèles analogiques appliqués au système Inde – Asie, Tapponnier et al. (1982) mettent en évidence qu'après une période de déformation semi-continue, des décrochements latéraux majeurs se mettent en place (ou sont réactives), guidant l'extrusion et la rotation d'un bloc rigide (Figure 2). La cinématique d'indenteur provoque des extrusions latérales asymétriques de blocs, localisant la déformation sur les structures décrochantes en bordure de ces blocs.
- La cinématique de la collision et l'orientation des structures héritées ont un rôle majeur dans la déformation. En effet, à l'aide d'un modèle analogique, Rosenberg et al. (2007) mettent en évidence que structures formées et la répartition de la déformation en surface dépendent fortement du degré de couplage mécanique entre l'indenteur et la lithosphère, de l'obliquité de la collision et des zones de faiblesses préexistantes dans la lithosphère (héritage structural).

Ces points serviront de guide à mon étude du système de collision Yakutat – Saint Elias. La plaque supérieure comporte des structures héritées (failles de Denali, Fairweather) qui interagissent avec le champ de déformation induit par la collision oblique du bloc Yakutat en particulier autour et à l'Est de la syntaxe ; et un bloc rigide (bloc Elias) s'extrudant latéralement à une vitesse significative (~ 13 mm/a) réactivant une grande structure décrochante (faille de Denali) à l'Ouest de la syntaxe.

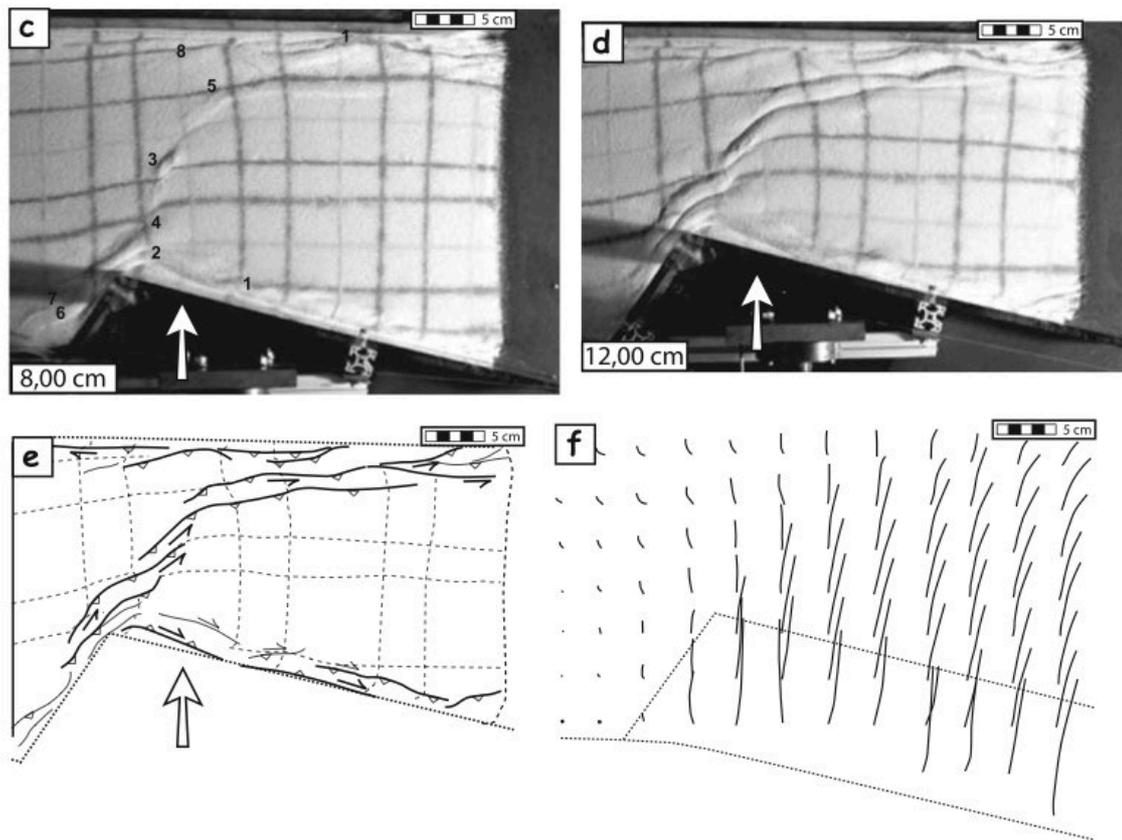


Figure 2 : Modèle analogique d'indenteur pour les Alpes (Rosenberg et al., 2007). Les figures C et D représentent le modèle après 26% et 40% de raccourcissement, respectivement. La figure E montre les failles majeures de la figure D, et la figure F le flux de particules calculé de 0 à 40% de raccourcissement. La similitude avec la collision Yakutat est marquée (en inversant le système).

CHAPITRE II : ÉTAT DE L'ART : TECTONIQUE ACTIVE DANS LA CORDILLERE ALASKA – CANADA

Sommaire

1. CONTEXTE ET PROBLEMATIQUE	17
2. QU'EST-CE QU'UN INDENTEUR ?	20
3. HISTOIRE GEODYNAMIQUE : ACCRETION DE DOMAINES	25
3.1. UNITES AUTOCHTONES.....	26
3.2. UNITES ALLOCHTONES	26
4. HISTOIRE GEODYNAMIQUE RECENTE : COLLISION DU BLOC YAKUTAT	29
4.1. STRUCTURE ET COMPOSITION.....	29
4.2. ORIGINE ET HISTOIRE GEODYNAMIQUE.....	32
4.3. IMPACT DE L'ARRIVEE DU BLOC YAKUTAT SUR LA PLAQUE NORD-AMERIQUE.....	33
4.3.1. <i>Impact du sous-plaquage du bloc Yakutat (35 – 22 Ma)</i>	33
4.3.2. <i>Impact de la collision du bloc Yakutat (13 Ma)</i>	35
4.3.3. <i>Impact d'un changement tectonique récent (5 Ma)</i>	36
4.3.4. <i>Impact des glaciations (3 Ma)</i>	37
5. SISMICITE ET GRANDES STRUCTURES ACTIVES.....	38
5.1. SYSTEME DE FAILLE DENALI-TOTSCHUNDA (DFS)	42
5.2. FAILLE DE DUKE RIVER	47
5.3. FAILLE DE FAIRWEATHER	49
5.4. SYSTEME DE FAILLES DU PRISME DE COLLISION.....	51
5.5. FAILLE DE SUBDUCTION DES ALEOUTIENNES.....	54
6. MODELES CINEMATIQUES ET GEODYNAMIQUES REGIONAUX	57
6.1. BILAN CINEMATIQUE.....	57
6.1.1. <i>À l'échelle régionale</i>	57
6.1.2. <i>Dans les Montagnes de Mackenzie</i>	59
6.1.3. <i>Au niveau du front de collision : Elliott et al. (2013); Elliott et al. (2010)</i>	60
6.2. MODELES GEODYNAMIQUES POUR LA CORDILLERE NORD AMERICAINE.....	62
6.3. MODELES GEODYNAMIQUES POUR LA COLLISION	64
7. DEMARCHE AU COURS DE LA THESE.....	67

3. HISTOIRE GEODYNAMIQUE : ACCRETION DE DOMAINES

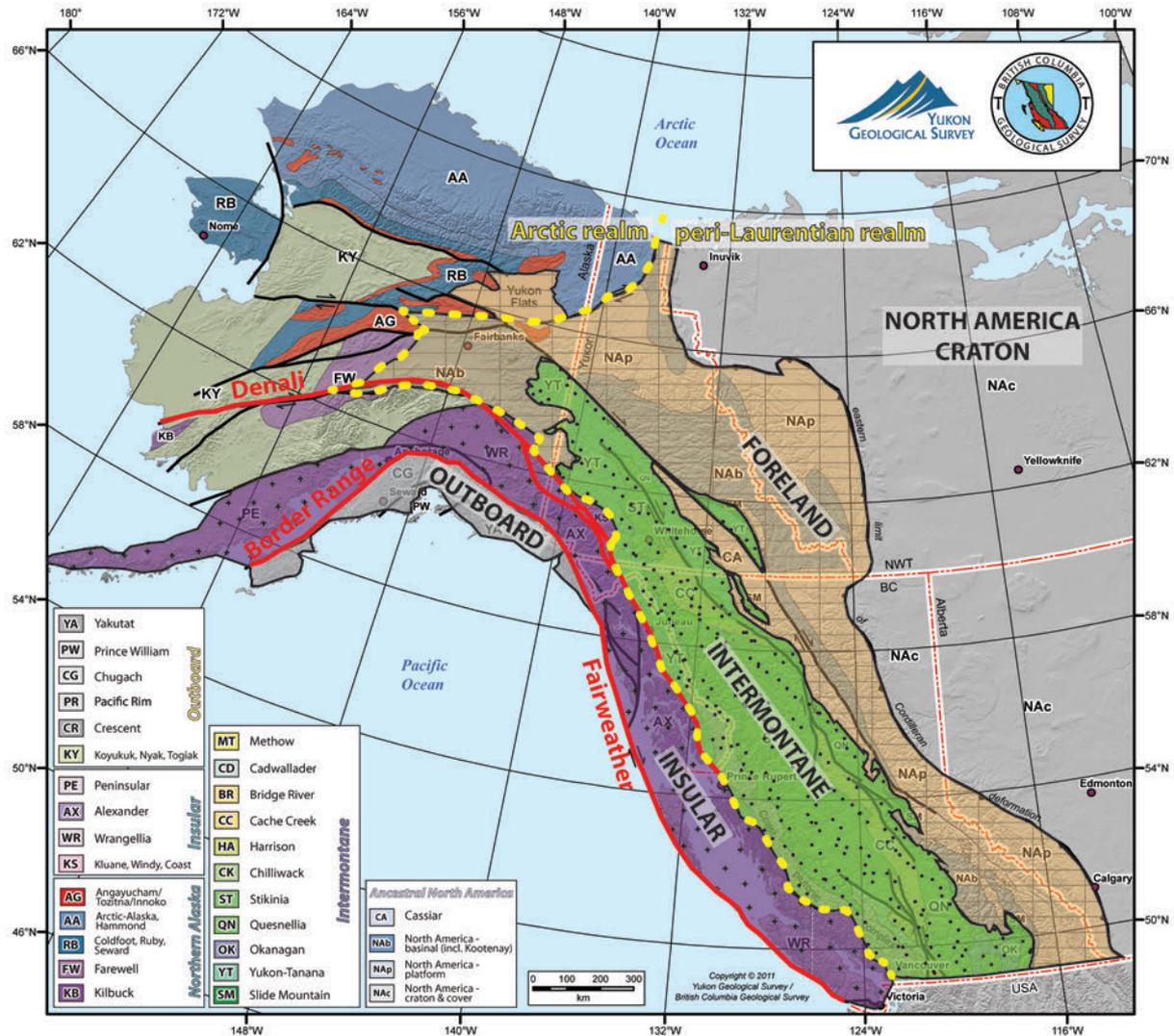


Figure 3 : Domaines de la cordillère au Canada-Alaska (d'après Colpron et al. (2007)). La ligne en pointillés jaune représente la limite entre les terrains d'affinité Laurentia et ceux d'affinité Arctique.

La chaîne de la Cordillère Alaska – Canada s'étend jusqu'en Alaska le long de la bordure Ouest du craton américain. Elle est constituée d'un collage de différents ensembles nommés « terranes » dans la littérature (Helwig, 1974), qui désignent des blocs crustaux bordés par des failles qui préservent un enregistrement géologique distinct des « terranes » adjacentes (Jones et al., 1983) (dénommés domaines ci-après) (Figure 3). Le développement des connaissances en géochronologie, géochimie, paléontologie et paléomagnétisme a permis d'améliorer les connaissances sur la formation de la Cordillère. Plus particulièrement, les fossiles identifiés dans les différentes unités permettent de séparer la chaîne en deux domaines : un d'affinité Laurentia (continent nord-américain ancestral) qui a une histoire

géodynamique liée à celui-ci ; un autre d'affinité arctique présentant une histoire liée à la Sibérie. D'Est en Ouest, quatre domaines sont alors décrits :

- « foreland », représentant la Laurentia, composé de dépôts autochtones et para-autochtones et bordé par la faille de Tintina,
- « intermontane », unités allochtones peri-cratoniques (domaine péri-Laurentia) bordé par la faille de Denali,
- « insular et Nord-Alaska », provenant du domaine de l'Arctique et bordé par la faille de Border Range,
- « outboard », les dernières unités allochtones accrétées.

Ces domaines sont recouverts par des dépôts clastiques syn- et post-accrétion, et recoupés par des intrusions plutoniques post-accrétion.

3.1. UNITES AUTOCHTONES

Le continent nord-américain ancestral, la Laurentia, s'est formé il y a 1.84 Ga et le bouclier canadien est aujourd'hui le témoin de ce paléo-continent. L'histoire géodynamique de la région peut être reconstituée à travers l'accrétion des différents domaines le long du flanc Ouest du craton américain depuis le Paléozoïque.

Le domaine « *foreland* » est caractérisé par des unités sédimentaires d'origine continentale provenant du craton Nord-Amérique. De 1.3 Ga à 850 Ma, la Laurentia fait partie du supercontinent Rodinia et le bassin enregistre les dépôts sédimentaires successifs d'affinité équatoriale (unités les plus méridionales). Puis, à 635 Ma, une partie du plateau continental dérive et la marge passive à l'ouest du craton accumule les sédiments jusqu'au Jurassique inférieur (Israel et al., 2015).

3.2. UNITES ALLOCHTONES

L'histoire d'accrétion des unités allochtones (Intermontane et Insular) est un sujet discuté bien que leur origine soit relativement bien comprise.

Les unités du domaine « *intermontane* » trouvent leur origine dans le proto-océan Pacifique (Panthalassa) (Colpron et al., 2007). Elles sont constituées de séries d'arcs volcaniques du Paléozoïque supérieur à Mésozoïque inférieur et de dépôts sédimentaires associés. Les données de paléomagnétisme sur les intrusions Crétacé des domaines Intermontane et Insular mettent en évidence une paléo-latitude 2000-3000 km au sud de leur position actuelle (Johnston, 2001). Ainsi, Plafker et al. (1994) proposent un modèle tectonique dans lequel les différentes unités s'accrètent au fur et à mesure depuis le Crétacé moyen jusqu'à 55 Ma. Dans ce modèle, ce sont des épisodes de subduction successifs des plaques

Farallon puis Kula qui construisent l'orogène, en accréant différents arcs volcaniques jusqu'à 55 Ma. Ce modèle implique une translation dextre importante des blocs crustaux au Crétacé pour les placer à leur position actuelle. Or, la cartographie régionale n'a pas révélé de structure permettant de tels déplacements : il existe donc une incohérence entre les données de paléomagnétisme et de géologie (Gabrielse, 1985; Monger and Price, 1996; Price and Carmichael, 1986; Umhoefer, 1987).

Johnston (2001, 2008) propose un modèle alternatif qui concilie les différents jeux de données et explique la mise en place du domaine « intermontane » (Figure 4). Des unités similaires (arc volcanique Jurassique, assemblage ophiolitique et une séquence de marge continentale Paléozoïque) retrouvées en Sibérie, Alaska et au Yukon (Box, 1985) suggèrent un empilement structural continu sur une grande distance. Un alignement d'unités partageant la même architecture et évolution géologique, des relations structurales et des données paléomagnétiques mettent en évidence un continent « ruban » linéaire (Siberia-Alaska-Yukon-British Columbia, SAYBIA) (Figure 4) (Johnston, 2001, 2008). Ce continent s'étendait dans le paléo-océan Pacifique et était séparé des terrains autochtones nord-américains par un étroit bassin argileux. Ce continent « ruban », d'une longueur de 8000 km et d'une largeur de 500km, était constitué d'un socle de plateforme carbonatée Paléozoïque.

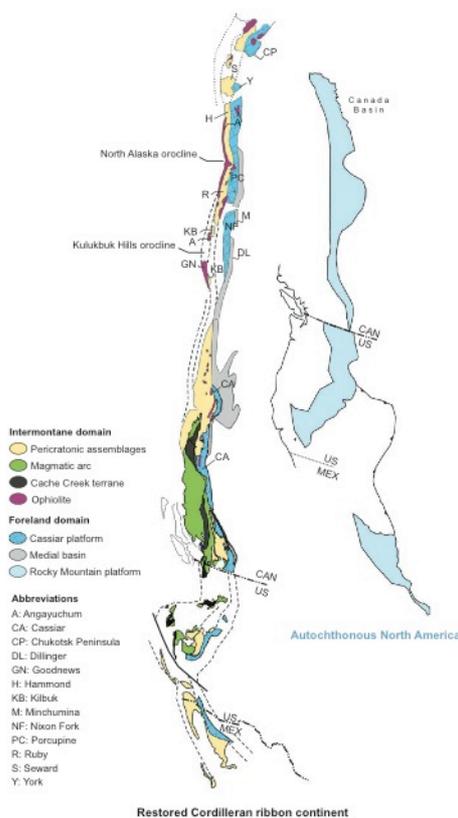


Figure 4 : Restauration du continent composite ruban SAYBIA à sa géométrie avant sa collision et son plissement (Johnston, 2008). La distance entre le continent et les terrains autochtones est arbitraire.

Deux épisodes d'accrétion majeurs vont provoquer l'orogénèse de la Cordillère (Johnston and Borel, 2007) :

- du Trias au Jurassique inférieur : accrétion de différents arcs océaniques qui composent le domaine Intermontane (continent « ruban » SAYBIA),
- ~150 Ma : ennoisement de la marge passive Nord-Amérique et dépôt des premiers sédiments sur les terrains autochtones,
- 85 Ma : translation vers le Nord du continent SAYBIA quand la plaque Farallon (jusqu'à présent se déplaçant vers le Sud-Est) se divise : plaque Kula au Nord et plaque Farallon au Sud. SAYBIA est alors couplé à la plaque Kula et se déplace vers le Nord à une vitesse supérieure à 10 cm/a par rapport à la plaque Nord-Amérique, entrant en collision avec les unités allochtones de la péri-Laurentia.
- Entre 80 et 50 Ma : le récent changement de cinématique initie une subduction au Nord (Okhotsk-Chukotka) : le continent SAIBYA chevauche la plaque Nord Amérique ancestrale et

se plie, formant une ceinture de plis et chevauchements qui enregistre la phase terminale de la collision (Johnston, 2008). C'est l'éventuel arrêt de cette zone de subduction qui initie la subduction des Aléoutiennes au Sud du continent SAIBYA (Figure 5).

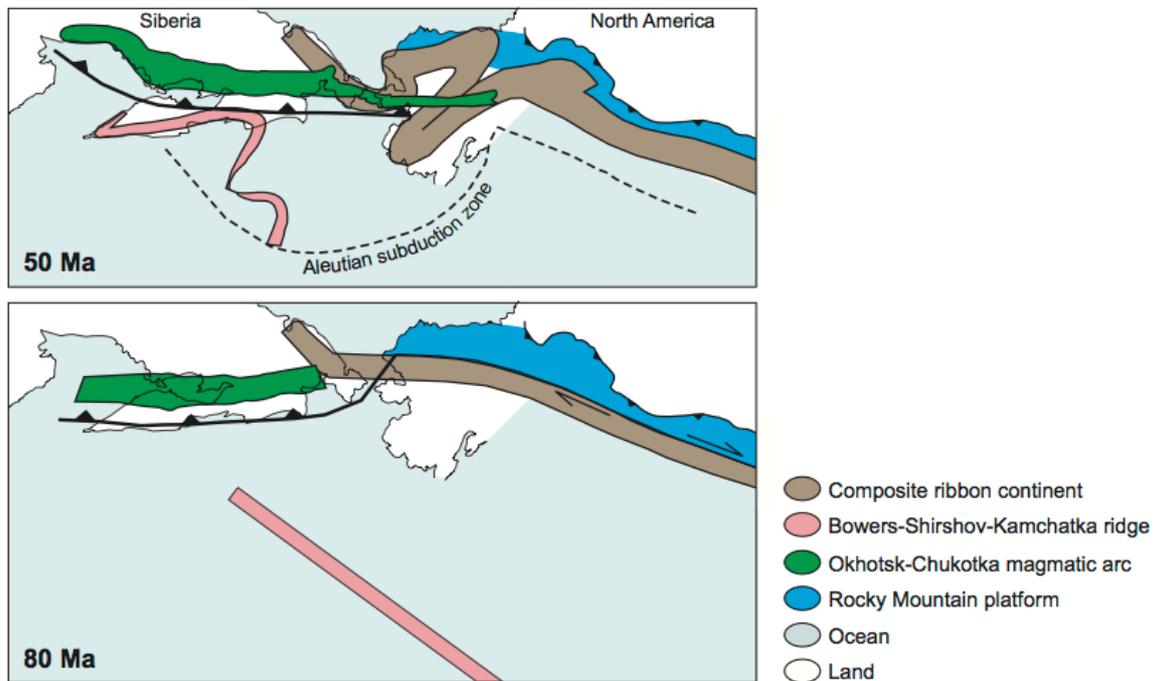


Figure 5 : Carte schématique à 80 et 50 Ma montrant le plissement du continent ruban (en marron) en réponse à la subduction au Nord (Okhotsk-Chukotka) (Johnston, 2008; Nokleberg et al.).

Le domaine « *insular* » est composé de fragments crustaux Précambrien à Trias collés à des arcs volcaniques Mésozoïque et unités intra-océaniques du Paléozoïque d'origine péri-cratonique. Cependant, contrairement au domaine Intermontane, celui-ci ne montre aucune évidence de relation avec la bordure Ouest de la Laurentia mais présente une faune d'affinité sibérienne (Bradley et al., 2003; Nokleberg et al.) : il s'est donc développé dans le domaine arctique (Colpron et al., 2007). Les données de paléomagnétisme suggèrent une paléolatitudes 30° plus au Sud au Trias Supérieur/Jurassique Inférieur (Aberhan, 1999; Plafker et al., 1994; Smith et al., 2001) : le domaine Insular se serait accrété au domaine Intermontane au Jurassique Moyen (McClelland and Mattinson, 2000; Monger et al., 1994; Van der Heyden, 1992) et aurait donc ensuite une histoire commune avec le domaine « intermontane ».

Enfin, le domaine « *outboard* » est composé d'assemblages Mésozoïque à Paléogène d'unités d'arcs volcaniques et croûte océanique : il s'agit d'un mélange de prisme d'accrétion (dominé par les sédiments océaniques) et de ceinture d'arc (Colpron et al., 2007). Dans ce domaine, une unité (Yakutat) se distingue cependant des autres unités et marque l'histoire récente de l'accrétion sur la plaque Nord-Amérique.

4. HISTOIRE GEODYNAMIQUE RECENTE : COLLISION DU BLOC YAKUTAT

La collision du bloc Yakutat avec la plaque Nord Amérique est le dernier événement d'accrétion de l'histoire géodynamique de la syntaxe canadienne.

4.1. STRUCTURE ET COMPOSITION

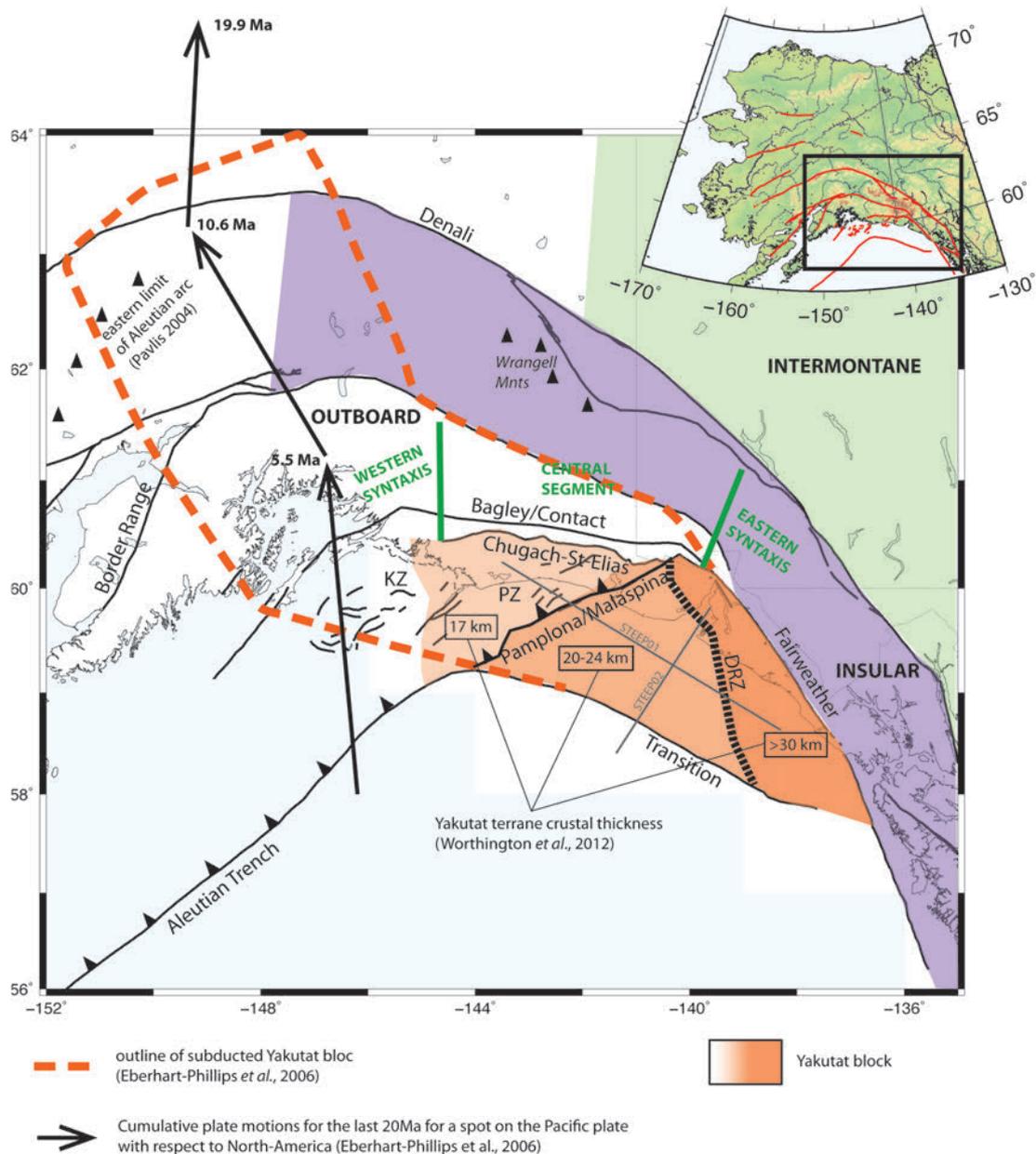


Figure 6 : Contexte tectonique général du bloc Yakutat (d'après Pavlis et al. (2004)). KZ : Kayak Island Zone ; PZ : Pamplona fold-and-thrust zone ; DRZ : Dangerous River Zone. Les domaines sont indiqués comme repères, et leurs terminaisons Ouest (complexes) ne correspondent pas à la réalité.

Le bloc Yakutat (Figure 6) est un morceau de croûte océanique épaissie / plateau océanique traditionnellement proposé comme attaché à la plaque Pacifique (Brocher et al., 1994; Bruns, 1983) ou se comportant comme une microplaque distincte (Pavlis et al., 2004). Il mesure 600 km de long, a une largeur maximum de 200 km et une superficie de 58 000 km² (Plafker, 1987). Il est bordé :

- au Sud par la faille verticale décrochante dextre de Transition,
- à l'Est par la faille décrochante dextre de Fairweather,
- au Nord par le chevauchement des Chugach Saint Elias,
- et à l'Ouest par la zone des Kayak Island (Bruns, 1983; Christeson et al., 2010; Gulick et al., 2007).

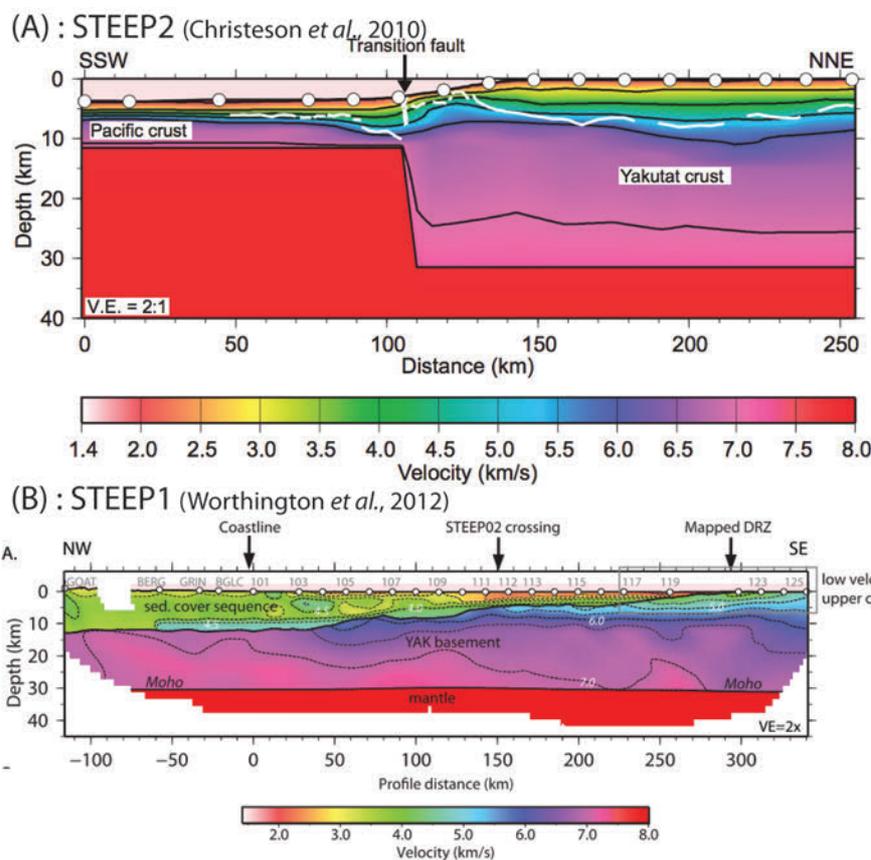
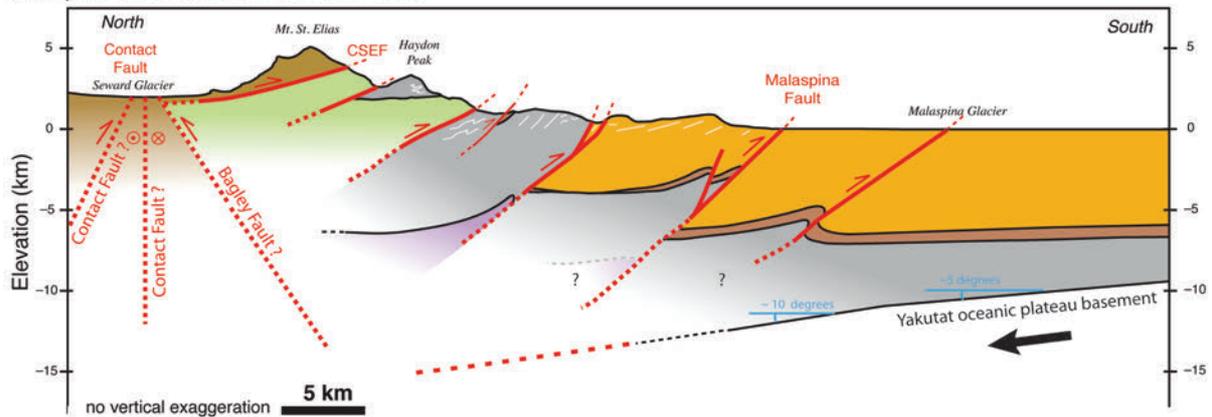


Figure 7: Coupes à l'échelle lithosphérique du bloc Yakutat d'après des inversions tomographiques. Le profil A est orienté SSW/NNE (Christeson et al., 2010) et le profil B est orienté dans la longueur du bloc Yakutat, NW/SE (voir localisation des profils sur la Figure 6) (Worthington et al., 2012).

Dans les années 80, Bruns (1983); Plafker (1987) suggèrent que le bloc Yakutat est composé de deux parties crustales séparées par la Dangerous River Zone (DRZ) (Plafker and Berg, 1994) : à l'Ouest un morceau de croûte océanique et à l'Est une croûte d'affinité continentale (roches de prisme d'accrétion). Plus récemment, des profils de sismiques réflexion et réfraction acquis dans le cadre du projet STEEP ont permis de mieux caractériser ce bloc exotique (Figure 7). A partir de l'épaisseur crustale et des vitesses sismiques, Christeson et al. (2010) l'identifie comme un plateau océanique épaissi uniforme au sud du chevauchement de Pamplona, avec une croûte de composition mafique et d'une épaisseur de 25 – 30 km et un Moho à 31 km de profondeur (Figure 7A). Worthington et al. (2012) documentent les

variations Est-Ouest précédemment proposées (Figure 7B). Ils proposent un modèle à 3 couches composé d'une couche sédimentaire, de la croûte du bloc et du manteau lithosphérique supérieur. Le Moho a une profondeur relativement constante de 29.5 - 31.5 km. Cependant, d'Ouest en Est, l'épaisseur crustale augmente de 17 à 30 km, accompagnée d'une diminution de l'épaisseur de sédiments de 13 à 0 km. Aucune variation de vitesses sismiques de part et d'autre de la DRZ ne met en évidence une croûte d'affinité différente comme proposé par Bruns (1983); Plafker (1987).

(A) Syntaxe Est (Chapman et al., 2012)



(B) Syntaxe Centre/Ouest (Berger et al., 2008)

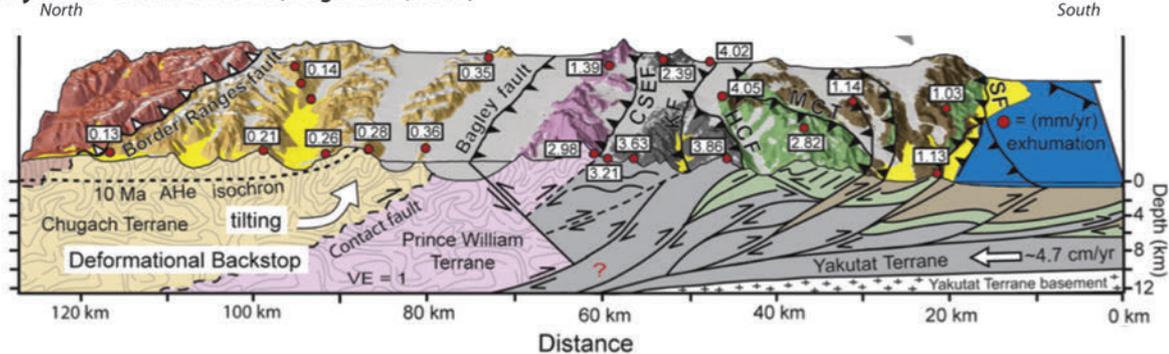


Figure 8 : Coupes schématiques à l'échelle crustale au niveau de l'accrétion du bloc Yakutat dans la syntaxe Est (A) (Chapman et al., 2012) et Centre/Ouest (B) (Berger et al., 2008).

La convergence entre le bloc Yakutat et la plaque Nord-Amérique est accommodée de façon bi-modale : une tectonique de type « thick-skinned » à l'Est avec collision et accrétion du bloc (Figure 8A), et de type « thin-skinned » à l'Ouest (Figure 8B) avec un sous-placage du bloc sous la plaque Nord-Amérique et l'accrétion de sédiments au-dessus d'un niveau de décollement.

À l'Ouest, le bloc Yakutat s'étend sur ~ 500 km depuis la fosse des Aléoutiennes jusqu'à la chaîne Alaska (Eberhart-Phillips et al., 2006; Ferris et al., 2003; Plafker, 1987), à une profondeur d'au moins 140 km (Eberhart-Phillips et al., 2006; Ferris et al., 2003), sur une épaisseur relativement constante de 15-20 km (Eberhart-Phillips et al., 2006; Ferris et al., 2003; Gulick et al., 2007) et à un angle ~ 6 ° (Worthington et al., 2012). La plaque Pacifique et le bloc Yakutat semblent entrer en subduction ensemble et aucun changement net de

sismicité ne met en évidence une structure de déchirure (Eberhart-Phillips et al., 2006). Cette subduction de la partie Ouest du bloc Yakutat s'accompagne d'une accréation de la couverture sédimentaire épaisse (> 15 km) au dessus d'un décollement formé par la subduction, créant une ceinture de plis et chevauchements entre le front de déformation (zone de Pamplona) et la faille de Chugach Saint Elias. Berger et al. (2008) décrivent la partie centrale de l'orogène St Elias comme un prisme « thin-skinned » à double vergence. La position du décollement près du socle Yakutat suggère que presque toute la couverture sédimentaire est accrétée sur le continent Nord Amérique, créant un prisme d'accréation à faible pendage de ~ 120 km de large (Worthington et al., 2012).

Des forages montrent que ce bloc est ainsi composé d'une croûte d'origine océanique de basaltes Eocène, potentiellement recouverte dans sa partie Est de flysch et d'un mélange d'accréation du Crétacé (Plafker, 1987). La couverture sédimentaire est composée de dépôts silico-clastiques marins et strates d'origine glaciaire entrecoupées de couches de roches volcaniques et de charbons (Plafker et al., 1994).

4.2. ORIGINE ET HISTOIRE GEODYNAMIQUE

Les basaltes du bloc Yakutat sont datés à 50 – 55 Ma (Davis and Plafker, 1986). Dans le Pacifique, cette période a été marquée par des réorganisations de plaques et des interactions de points triples créant du métamorphisme et du plutonisme (Pavlis and Sisson, 2003). Davis and Plafker (1986) proposent que les basaltes du domaine Yakutat ont été mis en place au niveau de volcans sous-marins près de la ride qui sépare la plaque Kula de la plaque Farallon Sud.

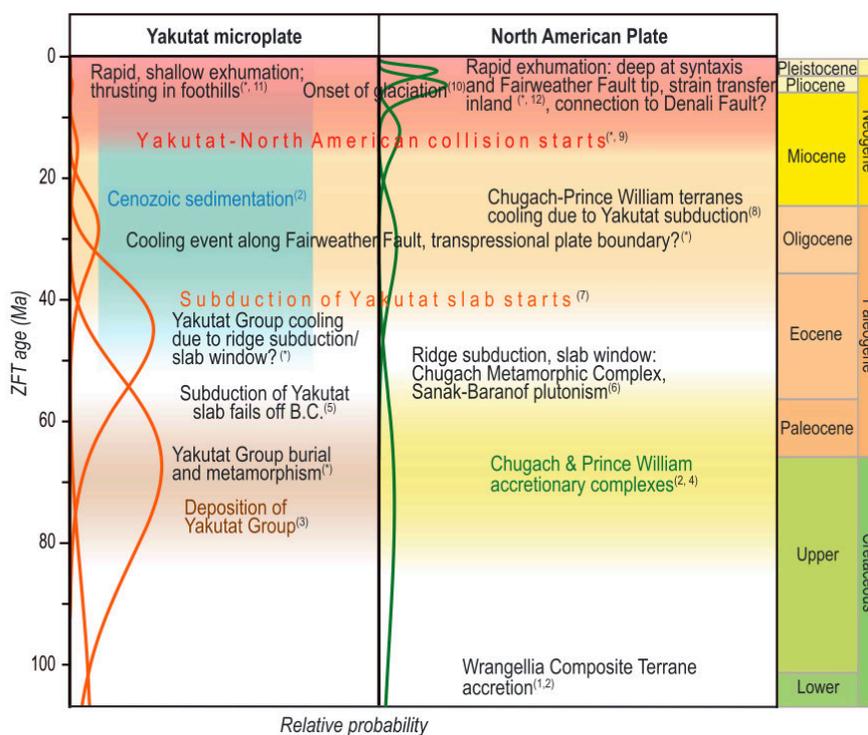
À 48 Ma, le bloc se détache de la plaque Nord-Amérique lors de l'activation de la faille de Transition en mouvement latéral dextre, à la terminaison Est de la subduction des Aléoutiennes (Plafker, 1987; Plafker et al., 1994). La corrélation entre les roches du domaine Yakutat et du Chatham Strait met en évidence ~ 600 km de déplacement dextre du bloc Yakutat (Plafker et al., 1994). Puis, à 30 Ma, la faille décrochante des Queen-Charlotte-Fairweather se forme à l'Est, entraînant la migration vers le Nord du bloc Yakutat. Plafker (1987); Plafker et al. (1994) estiment qu'environ 1200 km de mouvement relatif aurait été accommodé le long de ce système décrochant.

Le bloc Yakutat entre alors en subduction sous la plaque Nord-Amérique, comme le témoigne la mise en place du volcanisme dans les montagnes Wrangell et l'exhumation régionale au-dessus de la plaque plongeante (Finzel et al., 2011b). Un volcanisme andésitique se met en place à 25 Ma suite à la subduction de ~ 225 km du bloc (la quantité nécessaire pour atteindre 100 km de profondeur sous les montagnes Wrangell) (Plafker et al., 1994). Notons que ce volcanisme semble avoir diminué drastiquement dans les derniers 500 000 ans (Richter et al., 1990). Cependant, Finzel et al. (2011b) proposent une nouvelle alternative concernant la cinématique Paléogène du bloc Yakutat : la subduction peu profonde se serait initiée à 43 Ma et aurait été continue jusqu'à 32 Ma (où ils notent un arrêt du volcanisme)

dans la partie Ouest du bloc, alors que la partie Est aurait initié sa subduction à 26 Ma (Figure 9).

Enfin, la cinématique du bloc Yakutat telle qu'on la connaît aujourd'hui se met en place : le bloc entre en collision dans sa partie Est avec la plaque Nord Amérique il y a ~ 10 Ma (Bruns, 1983; Davis and Plafker, 1986).

4.3. IMPACT DE L'ARRIVEE DU BLOC YAKUTAT SUR LA PLAQUE NORD-AMERIQUE



4.3.1. IMPACT DU SOUS-PLAQUAGE DU BLOC YAKUTAT (35 – 22 MA)

De nombreuses études en thermochronologie documentent l'impact de la collision du bloc Yakutat avec la plaque Nord Amérique. Pour la suite de la description, le front de collision est divisé en trois parties : syntaxe Est, segment Centre et syntaxe Ouest, tel que présenté sur la Figure 6 d'après Pavlis et al. (2004). Les différents repères géographiques et tectoniques se trouvent sur cette figure et la Figure 1.

O'Sullivan and Currie (1996) fournissent la première histoire thermochronologique détaillée pour la région à partir de datations sur apatites. Ils identifient un premier événement d'exhumation à l'Éocène Moyen, impliquant toute la chaîne Alaska. Cet événement est relié à

un changement de mouvement relatif entre les plaques Pacifique et Nord-Amérique à 43 Ma : la plaque Yakutat commence à entrer en subduction causant l'exhumation rapide observée dans la chaîne Alaska. Arkle et al. (2013) observent également les premiers effets de la subduction plate dans la syntaxe Ouest avec un soulèvement entre les failles de Border Range et Contact.

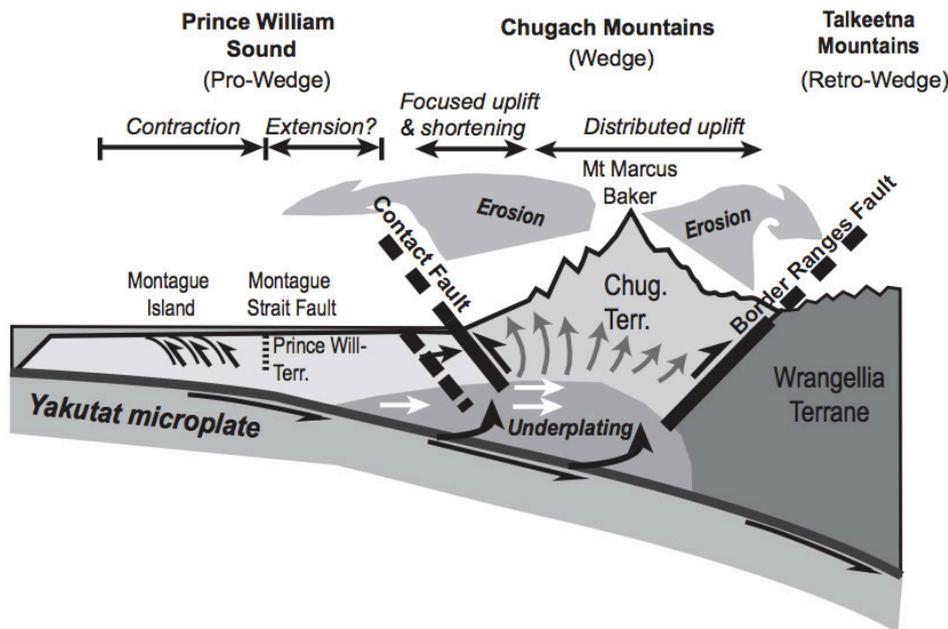


Figure 10 : Modèle schématique expliquant l'exhumation pour la syntaxe Ouest (montagnes Chugach et Prince William Sound) (Arkle et al., 2013).

Arkle et al. (2013) mettent en évidence une structure concentrique d'exhumation dans la syntaxe Ouest avec une exhumation cumulée de ~ 11 km depuis 30 – 35 Ma. Ils proposent alors que la déformation du prisme est dominée par un phénomène de sous-placage, comme proposé par Buscher et al. (2008); Pavlis and Bruhn (1983) (Figure 10). Le long de l'extrémité Ouest de la subduction, les sédiments de la plaque Yakutat seraient fortement couplés avec la plaque supérieure (Zweck et al., 2002) et le prisme serait alors transporté vers le Nord-Ouest le long de la faille des Border Range, qui jouerait le rôle de butée (Little and Naeser, 1989).

Les données de Benowitz et al. (2011) ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, traces de fission sur apatites et Hélium sur apatites) apportent des contraintes sur l'histoire fin Oligocène de la chaîne Alaska. Ils observent en effet une exhumation rapide de la chaîne Alaska Est depuis 22 Ma, plus importante au Sud qu'au Nord de la faille de Denali. Ces données sont cohérentes avec les observations d'exhumation dans la chaîne Alaska Ouest de Haeussler (2008) (~23 Ma) : un soulèvement généralisé de cette chaîne a donc lieu à ~ 22 Ma.

4.3.2. IMPACT DE LA COLLISION DU BLOC YAKUTAT (13 MA)

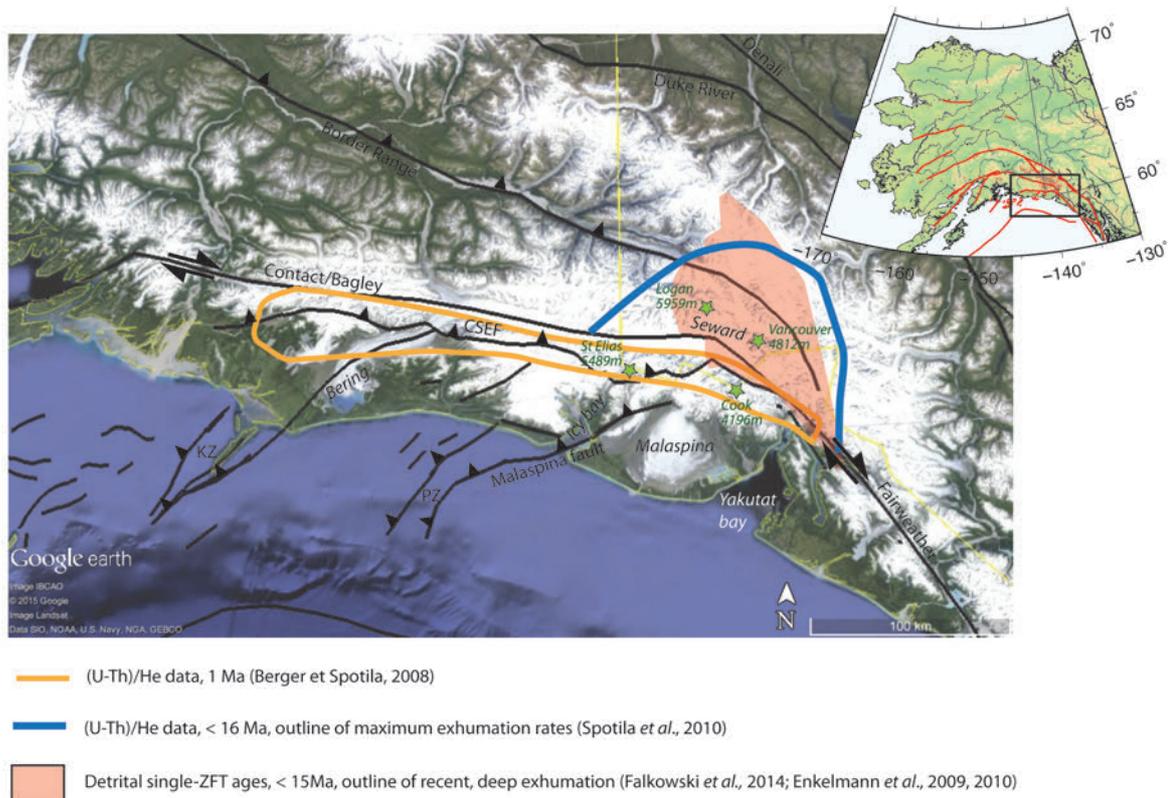


Figure 11 : Pics d'exhumation récents pour la syntaxe Est et la partie centrale des montagnes Chugach d'après différentes études en thermo-chronométrie.

Le début de la collision du bloc Yakutat va marquer l'orogénèse des montagnes Chugach à l'Est. En effet, de nombreuses études en thermochronologie (basées sur des géothermes différents) s'accordent sur une résistance croissante à la subduction de la plaque Yakutat et un début de collision à ~ 13 Ma (Figure 11) : Falkowski et al. (2014) estiment un pic d'exhumation dans la syntaxe Est à 12.6 ± 1.1 Ma ; 14 Ma au niveau du mont Logan (O'Sullivan and Currie, 1996) ; 12 Ma au niveau des glaciers Seward-Malaspina (Grabowski et al., 2013) ; et 14 – 13 Ma dans la syntaxe Est (Enkelmann et al., 2008; Meigs et al., 2008). Falkowski et al. (2014) proposent une exhumation rapide après le début de la collision qui permet d'expliquer les âges similaires obtenus avec différents géo-chronomètres qui ont des températures de fermeture différentes. Worthington et al. (2012) expliquent cette collision par la nature du bloc Yakutat : en effet, ce plateau océanique s'épaissit de ~17 à 30 km à l'Est, et est recouvert par ~8km de métasédiments (groupe Yakutat). L'arrivée d'un bloc épais dans le front de déformation augmente le couplage entre les plaques supérieure et inférieure et initie la collision (Gulick et al., 2007; Worthington et al., 2012).

4.3.3. IMPACT D'UN CHANGEMENT TECTONIQUE RECENT (5 MA)

Enfin, le dernier événement tectonique majeur se traduit par une exhumation rapide au Pliocène (~ 5 Ma) interprétée comme étant reliée à :

- des changements d'activité tectonique : changement de mouvement relatif entre les plaques Pacifique et Nord-Amérique (Fitzgerald et al., 1995) (Figure 6); résistance à la subduction (Plafker et al., 1992) ; effet de géométrie avec un nœud structural imposé par la transition d'une frontière décrochante à convergente en angle droit (Spotila and Berger, 2010),
- et/ou climatiques, principalement l'érosion glaciaire (Arkle et al., 2013; Enkelmann et al., 2009; Spotila et al., 2004).

Toutefois, Buscher et al. (2008) proposent que l'absence de pic d'exhumation à l'intérieur de la plaque Nord-Amérique où les conditions climatiques sont semblables suggère que la tectonique est le principal moteur de l'exhumation.

La chaîne des Chugach – St. Elias, le long du front de collision, présente des taux d'exhumation élevés jusqu'à 4 mm/a (Berger et al., 2008; Enkelmann et al., 2008; O'Sullivan and Currie, 1996; Spotila et al., 2004). Les données de thermochronologie mettent en évidence des variations considérables des taux et périodes d'exhumation le long du front de collision (Enkelmann et al., 2015b). À 5 Ma, au niveau de la syntaxe Est, l'exhumation est plus profonde et débute plus tôt que dans la syntaxe Ouest (Enkelmann et al., 2015b; Falkowski et al., 2014). Les taux d'exhumation les plus importants (zones rouge et bleue de la Figure 11) sont donc concomitants avec les plus hauts reliefs de la chaîne et la jonction entre les failles de Fairweather et Bagley/Contact.

Comment expliquer des taux d'exhumation aussi importants près de la faille décrochante verticale de Fairweather ? Différents auteurs proposent un modèle d'aneurisme (similaire aux syntaxes himalayennes) dans lequel le couplage entre la surrection tectonique et l'érosion fournit une rétroaction positive et permet une surrection rapide (Enkelmann et al., 2009) (Figure 12A). Or, les travaux récents de Spotila and Berger (2010) montrent que la zone présentant les plus forts taux d'exhumation est trop petite pour supporter cette hypothèse : 100 km², quelques kilomètres de large, contre plus de 1000 km² en Himalaya. Ils proposent alors une alternative : un modèle de chevauchement à vergence double et pendage fort dans une structure en fleur transpressive (Figure 12). Un tel modèle est possible si les failles sont obliques et transpressives au mouvement de la plaque et deviennent alors dominées par un cisaillement pur (Teyssier et al., 1995; Tikoff and Teyssier, 1994). Dans la syntaxe Est, l'obliquité de la faille de Fairweather par rapport au mouvement relatif Yakutat/N. Amérique passe de ~19 à 45° quand elle devient la faille de Bagley. Ce modèle expliquerait alors l'exhumation rapide de roches crustales profondes.

Dans la syntaxe Ouest, les structures se connectent graduellement avec la subduction des Aléoutiennes, sans concentrer la déformation (Spotila and Berger, 2010). La déformation serait accommodée en partie sur la ceinture de plis et chevauchements lors d'une seconde

phase de plissement (Bruhn et al., 2004; Pavlis et al., 2004) mais également par une extrusion latérale vers l'Ouest, développant les structures chevauchantes NE-SW jusqu'à 3 Ma (Pavlis et al., 2004). Ces différents mécanismes expliquent l'initiation postérieure de l'exhumation dans la syntaxe Ouest, et des taux d'exhumation plus faibles à cause d'une déformation distribuée.

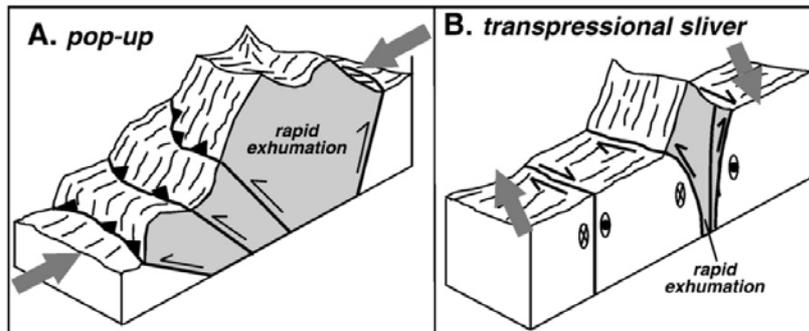


Figure 12 : Modèles conceptuels pour l'origine de l'exhumation rapide dans la syntaxe Est. Les flèches grises représentent les mouvements relatifs régionaux des plaques. A : Modèle classique de structure en pop-up. B : Modèle du « transpressional sliver » qui permet d'exhumer une zone étroite, préféré par l'auteur (Spotila and Berger, 2010).

A l'intérieur de la plaque Nord-Amérique, les parties Centre et Ouest de la chaîne d'Alaska présentent des taux d'exhumation plus importants à 5 – 6 Ma, mettant en évidence une contraction plus importante le long de la faille de Denali (Fitzgerald et al., 1995; Haeussler, 2008; Plafker et al., 1992). Or, la partie Est de la chaîne ne présente pas ce phénomène (Benowitz et al., 2011). La subduction du bloc Yakutat aurait entraîné une rotation antihoraire du bloc Sud-Alaska (au Sud de Denali), permettant d'expliquer ces observations (Haeussler, 2008).

4.3.4. IMPACT DES GLACIATIONS (3 MA)

Enfin, une dernière phase d'exhumation est enregistrée dans le flanc Sud de la partie Est de la chaîne des Chugach à ~ 3 Ma (Enkelmann et al., 2009; Falkowski et al., 2014) (Figure 11). Dans sa partie Ouest, des données similaires montrent un pic à ~ 1 Ma, montrant une propagation de la déformation vers le Sud-Ouest (Berger et al., 2008; Enkelmann et al., 2015b). Ce dernier événement est centré sur la ligne d'équilibre des glaciers et fait suite à des conditions de glaciations intenses : l'exhumation serait probablement contrôlée par des processus d'érosion glaciaire (Berger et al., 2008; Enkelmann et al., 2015b).

En résumé, le début de la collision du bloc Yakutat à 5 – 10 Ma a permis de développer une large ceinture de plis et chevauchements à l'Ouest de la suture mais également de hautes chaînes de montagnes, dont l'érosion glaciaire fournit des sédiments au bassin. Cette collision produit également des effets en champ lointains comme la réactivation de la faille de Denali et le soulèvement associé de la chaîne d'Alaska. Le bloc Yakutat agit comme un indenteur, réactivant des structures comme la faille de Bagley et provoquant l'extrusion vers l'Ouest du bloc Sud-Alaska (Pavlis et al., 2004).

5. SISMICITE ET GRANDES STRUCTURES ACTIVES

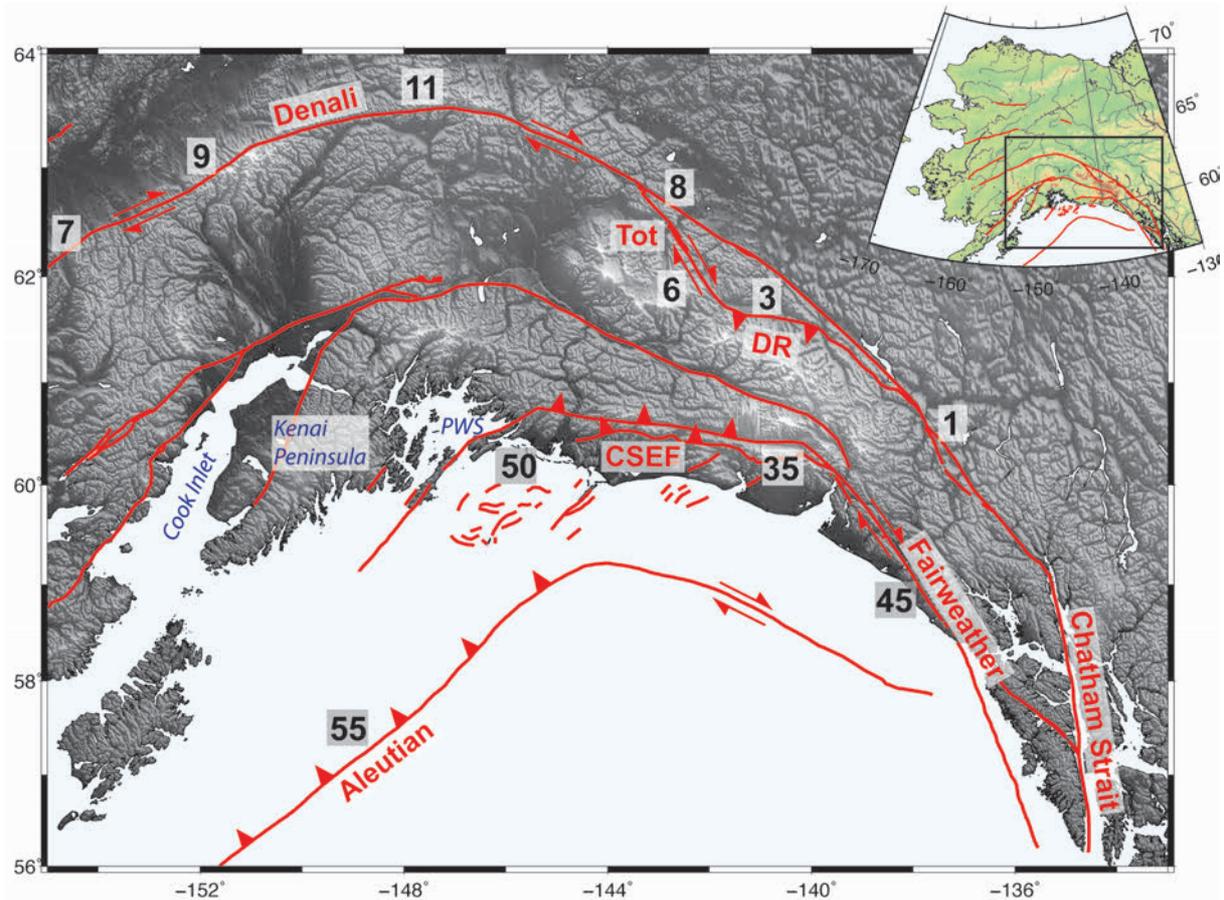


Figure 13 : Vitesses moyennes des failles actives au SE Alaska – NO Yukon. Les vitesses données correspondent à une moyenne des différentes études citées dans le texte (en mm/a). Tot : Totschunda ; CSEF : système de faille Chugach-St Elias ; PWS : Prince William Sound.

La Cordillère Alaska – Canada à la frontière entre les plaques Pacifique et Nord Amérique est une zone de déformation intense, comme en témoigne la sismicité qui souligne (mais pas toujours) les nombreuses failles actives, héritées ou non des différents épisodes d'accrétion continentale. Au cours de ce travail, j'ai apporté de nouvelles informations sur certaines de ces structures : les failles de Denali, Totschunda, Duke River, et Fairweather. Pour la compréhension plus régionale de la tectonique active, les autres systèmes de failles majeurs sont également présentés dans cette partie (Figure 13).

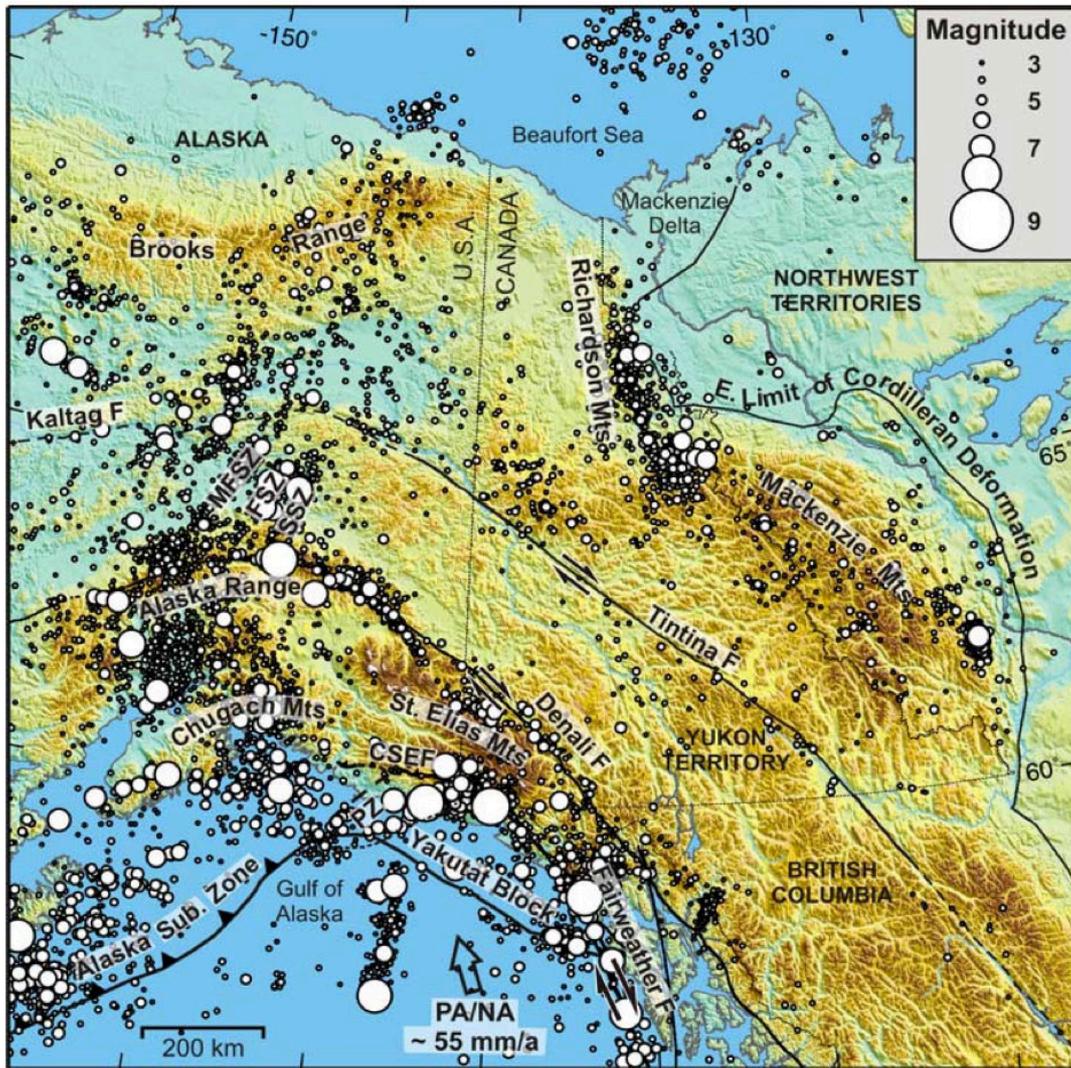


Figure 14 : Sismicité du Nord de la Cordillère canadienne (NO Yukon – SE Alaska). Séismes $M_w > 3$, 1899-2004, d'après le Geological Survey of Canada National Earthquake Database et Alaska Earthquake Information Centre Database (Leonard et al., 2008).

C'est en 1904 que le premier sismographe est déployé au Nord de la Cordillère Américaine à Sitka, en Alaska. Un réseau moderne est aujourd'hui déployé à travers l'Alaska et le Yukon ; cependant la difficulté d'accès à de nombreuses zones ne permet pas d'avoir une couverture homogène, c'est pourquoi le déploiement à partir de l'été 2015 d'un réseau dense de stations sismique (dans le cadre du projet USArray) promet des résultats importants dans la compréhension de ce système. Cassidy et al. (2005); Leonard et al. (2008) fournissent un bilan de la sismicité pour toute la Cordillère Canadienne jusqu'en Alaska, avec une magnitude de complétude (variant au cours du temps) $M_w \geq 3$ (Figure 14). La région la plus active sismiquement se trouve le long de la frontière de plaque où les plus gros et la vaste majorité des séismes ont lieu. La sismicité la plus remarquable à l'intérieur de la Cordillère a lieu sur le système de faille Denali – Totschunda ; mais plus à l'intérieur des terres à plus de 600km de la frontière de plaques, les Montagnes Mackenzie et Richardson présentent également des taux de sismicité significatifs. Les séismes de Nahanni en 1985, $M_s = 6.6$ et $M_s = 6.9$ (Horner et al., 1990; Wetmiller et al., 1988) et la séquence des années 1950 ($M_s = 6 - 6.5$) (Cassidy and Bent, 2002) enregistrés dans les Montagnes Mackenzie présentent des mécanismes

chevauchant ; alors qu'un séisme décrochant de $M_s \sim 6$ est enregistré dans les Montagnes Richardson en 1940 (Cassidy and Bent, 1993). Des événements majeurs ont marqué l'histoire sismique de cette région avec notamment les séismes de 1964 et 2002 (Figure 16). La sismicité souligne donc les failles actives et les zones de déformation importantes à travers toute la plaque Nord-Amérique, qui devient stable plus à l'Est dans les Territoires du Nord-Ouest au niveau du craton nord-américain.

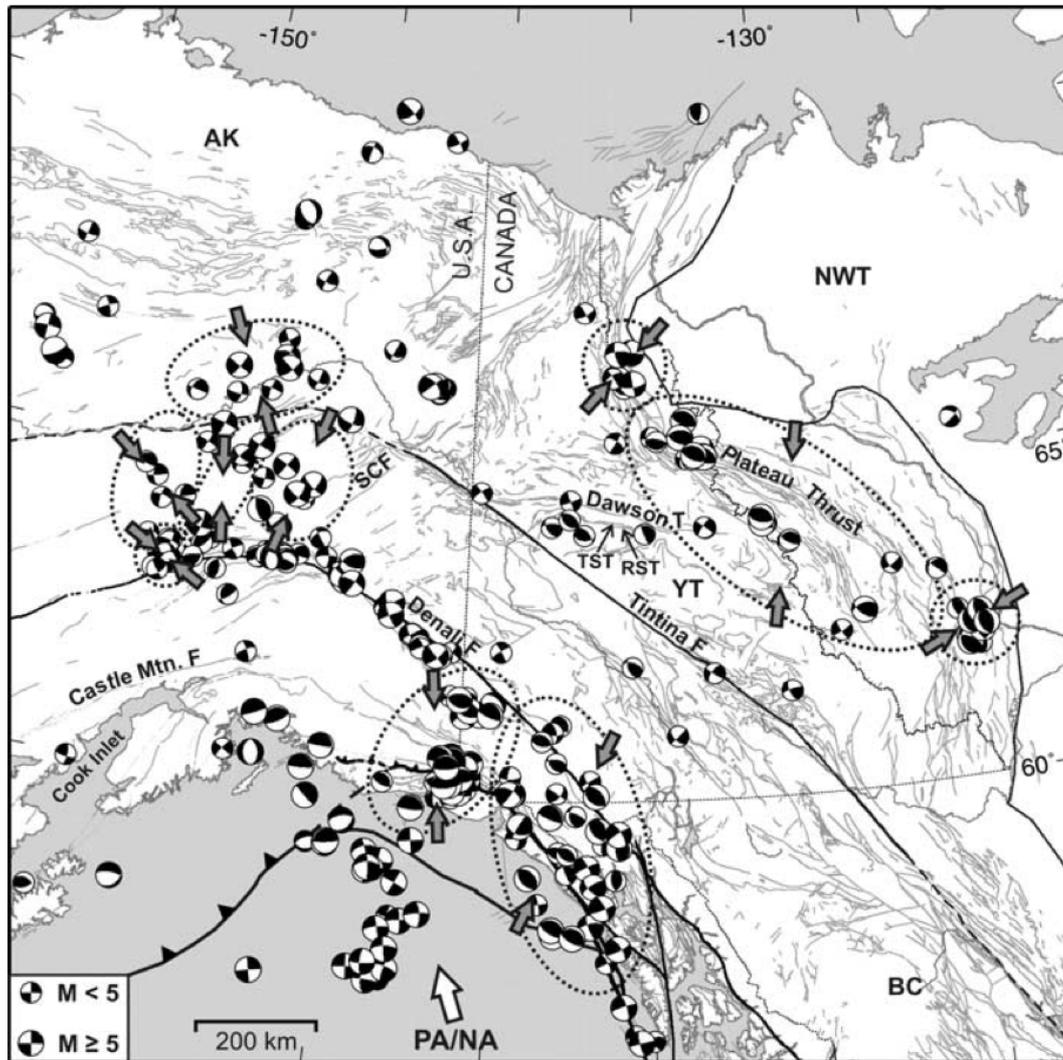


Figure 15 : Mécanismes au foyer des séismes au Yukon-Alaska et composante horizontale maximale des contraintes (Leonard et al., 2008).

L'enregistrement de la sismicité apporte des informations sur l'orientation des contraintes dans la plaque Nord-Amérique, comme le montrent Leonard et al. (2008); Ristau et al. (2007); Ruppert (2008) (Figure 15). La direction de compression horizontale maximum est globalement orientée NE-SO depuis le golfe d'Alaska jusqu'aux Montagnes Mackenzie (Ristau et al., 2007). Plus localement, des variations sont observées comme notamment autour du bloc Yakutat où le champ de contraintes est hétérogène (Ristau et al., 2007; Ruppert, 2008). Au niveau du front de collision, la composante de compression maximale est approximativement orthogonale à la frontière de plaque, orientée vers le NE-SO à l'Est de la syntaxe et vers le NNO-SSE à l'Ouest.

Enfin, plusieurs séismes historiques sont les témoins de la déformation intense enregistrée en frontière de plaque et seront détaillés dans la suite de ce chapitre (Figure 16).

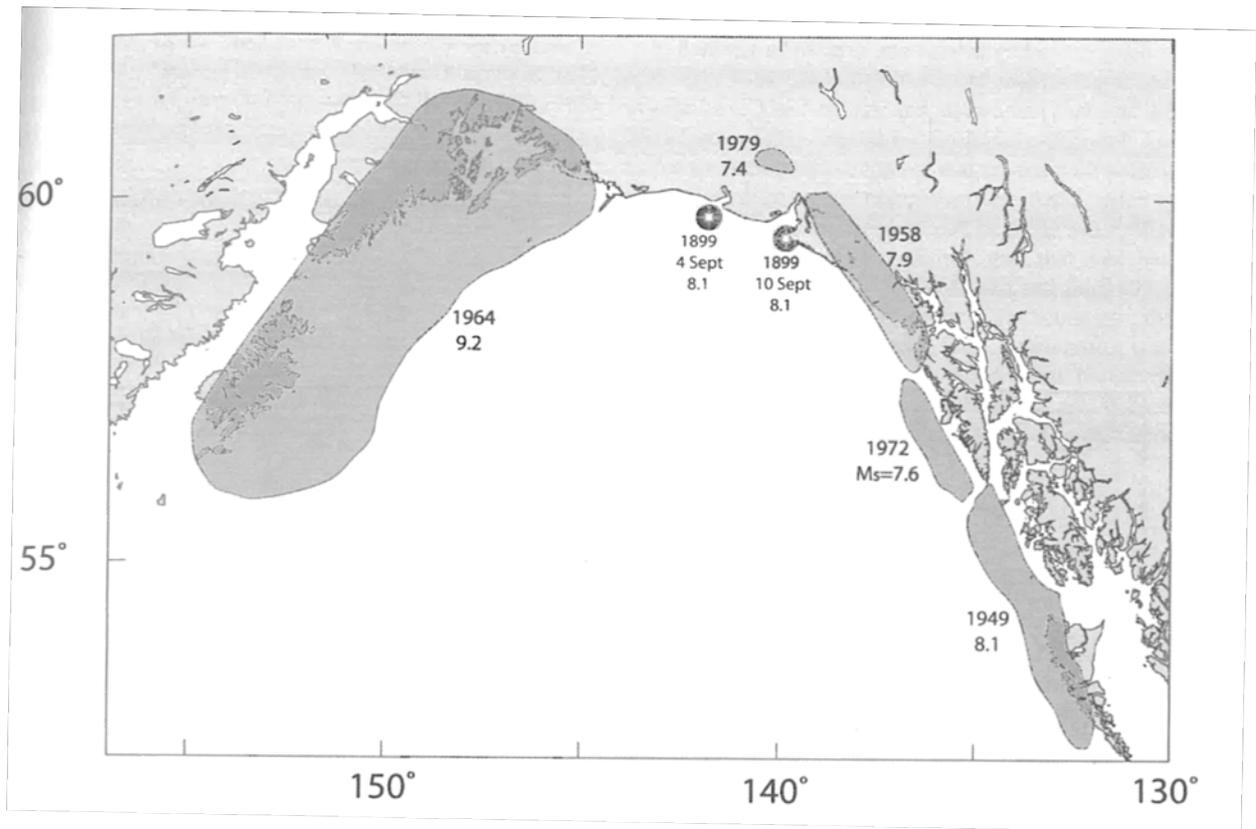


Figure 16 : Ruptures en surface des séismes historiques et leur magnitude (Plafker and Thatcher, 2008).

5.1. SYSTEME DE FAILLE DENALI-TOTSCHUNDA (DFS)

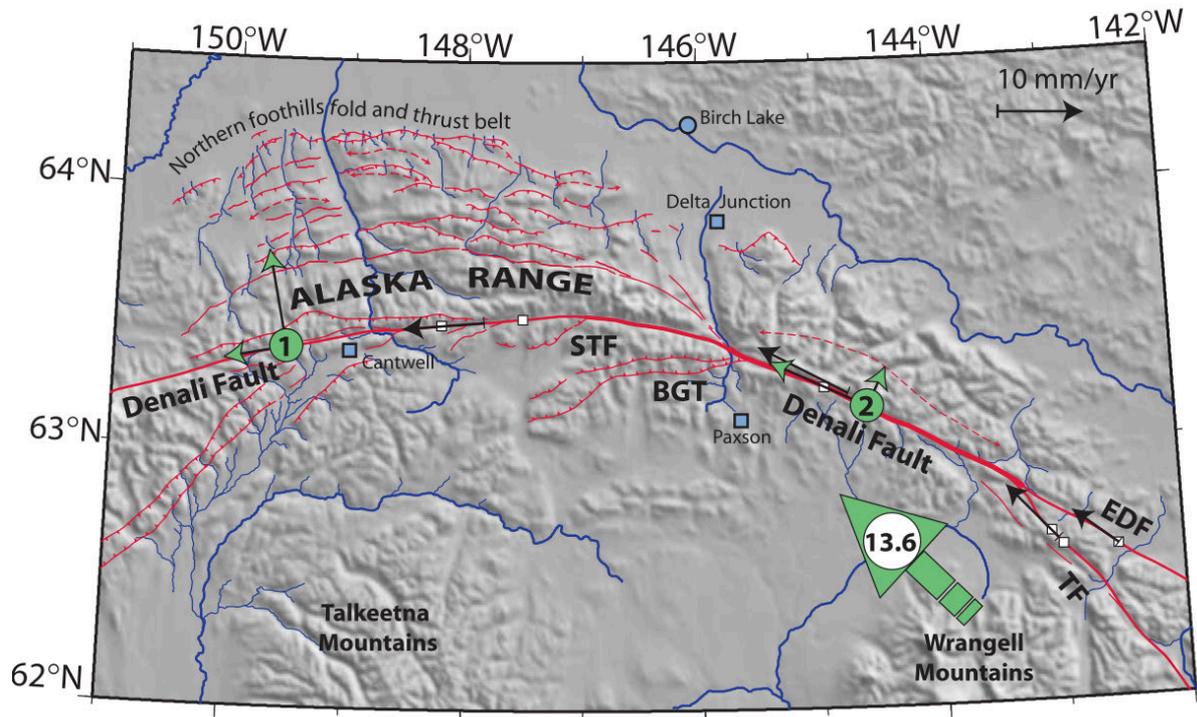


Figure 17 : Carte tectonique de la partie centrale de la faille de Denali (Mériaux et al., 2009). La cartographie des failles est modifiée d'après Bemis (2004); Plafker and Berg (1994). EDF : partie Est Denali ; STF : faille de Susitna ; TF : faille de Totschunda ; BGT : Broxson Gulch Thrust.

Le système de faille Denali-Totschunda désigne les failles de Denali (comprenant différents segments définis dans la littérature), Totschunda et l'ensemble des failles secondaires qui se branchent à celles-ci (Grantz, 1966) (Figure 13 ; Figure 17). Ces failles secondaires sont notamment cartées dans la partie Ouest de la faille de Denali où elle se sépare en un système complexe de failles et également dans la partie centrale de Denali, le long de la chaîne Alaska où de nombreux chevauchements sont observés. Le segment Est de Denali est quand à lui marqué par une faille extrêmement linéaire, avec en apparence peu de failles secondaires. Enfin, l'intersection entre les failles de Denali et Totschunda est marquée par des failles secondaires, des cisaillements en-échelon, et des grabens provoqués par la transtention entre ces deux failles obliques de 19° (Schwartz et al., 2012).

La faille de Denali s'étend sur plus de 2000 km le long d'une ligne courbe depuis la Mer de Bering en Alaska jusqu'au Nord de la Colombie Britannique. Elle a été décrite pour la première fois par Amand (1957) qui nomme la faille et met en évidence des déplacements dextres de ~ 250 km. Elle constitue une suture continentale formée à la fin du Paléozoïque-Mésozoïque inférieur (Grantz, 1966; Lanphere et al., 1978; Reed and Lanphere, 1974; Richter and Jones, 1973; Stout and Chase, 1980). De larges déplacements Cénozoïque ont été enregistrés dans la partie centrale de la faille, avec ~ 350 km de déplacement dextre ayant eu lieu entre 55 et 38 Ma (Forbes et al., 1973; Lanphere et al., 1978; Nokleberg et al., 1985; Turner et al., 1974). Cependant, Amand (1957); Brew et al. (1966); Cady et al. (1955); Grantz

(1966) suggèrent des déplacements horizontaux moins importants (80-240km) dans le segment Ouest de Denali depuis le Crétacé Inférieur. En ce qui concerne la composante verticale, Twenhofel and Sainsbury (1958) mettent en évidence un soulèvement du versant Nord au niveau du centre et de l'Ouest de la faille jusqu'à 3km ; Dans sa partie Est, Muller (1967) suggère que la cinématique est principalement marquée par des mouvements verticaux, avec 2 périodes principales : un soulèvement du versant Nord au Mésozoïque suivi d'un rejeu en faille inverse du versant Sud au Cénozoïque. Ils suggèrent cependant un pendage fort de la faille, puisqu'à l'Est Denali est très linéaire et apparemment continue, sans branches secondaires et marquée par une topographie importante jusqu'à la frontière Sud-Est Alaska (Richter and Matson, 1971).

La faille de Totschunda a été reconnue à partir de photos aériennes par Hamilton and Myers (1966), qui proposent alors qu'elle permet un transfert de déformation entre la faille de Fairweather et la faille de Denali, et c'est à Richter and Matson (1971) que l'on doit sa première cartographie. Elle s'étend sur une distance de 200km à travers le Sud de l'Alaska et le territoire du Yukon (Figure 13). La faille est apparemment très jeune, moins de 2 Ma et ~4 km de décalages horizontaux dextres sont enregistrés dans les réseaux de drainage (Plafker et al., 1977). Richter and Matson (1971) mettent en évidence des décalages horizontaux un peu plus importants d'environ 10km et des déplacements verticaux maximum de 1.5 km (bloc Sud-Ouest surélevé).

Tableau 1 : Estimations des taux de glissements sur la faille de Denali.

Location	Method	Estimate (mm/a)	Reference
extreme-West	Holocene offsets	6.7 ± 1.7	Meriaux <i>et al.</i> (2009)
West	Late Pleistocene-Holocene offsets	9.4 ± 1.6	Matmon <i>et al.</i> (2006)
West	Seismic moment	7.0 (2.9-19.6)	Leonard <i>et al.</i> (2008)
West	Numerical modelling	9 ± 2	Kalbas <i>et al.</i> (2008)
Central	Holocene offsets	4.5-5.5	Stout <i>et al.</i> (1973)
Central	Holocene offsets	10-21	Hickman <i>et al.</i> (1977)
Central		10-20	Savage <i>et al.</i> (1981), Plafker <i>et al.</i> (1989)
Central	Holocene offsets	8-12	Plafker <i>et al.</i> (1994)
Central	GPS	8 ± 1	Fletcher (2002)
Central	Late Pleistocene-Holocene offsets	12.1 ± 1.7	Matmon <i>et al.</i> (2006)
Central	InSAR	10.5 ± 5	Biggs <i>et al.</i> (2007)
Central	Seismic moment	10.2 (6.6-15.8)	Leonard <i>et al.</i> (2008)
Central	Numerical modelling	11 ± 2	Kalbas <i>et al.</i> (2008)
Central	Holocene offsets	13.0 ± 2.9	Meriaux <i>et al.</i> (2009)
East (close junction)	Late Pleistocene-Holocene offsets	14.4 ± 2.5 (East Denali 8.4 ± 2.2 + Toschunda 6.0 ± 1.2)	Matmon <i>et al.</i> (2006)
East (close junction)	Numerical modelling	8 ± 2	Kalbas <i>et al.</i> (2008)
South-East	Seismic moment	2	Leonard <i>et al.</i> (2008)
South-East	Holocene offsets	~ 0	Richter and Matson (1971), Clague (1979)

Tableau 2 : Estimations des taux de glissement sur la faille de Totschunda.

Method	Estimate (mm/a)	Reference
Holocene offsets	10-30	Richter and Matson (1971)
Holocene offsets	10-20	Plafker <i>et al.</i> (1977)
Holocene offsets	10	Lisowski <i>et al.</i> (1987)
Late Pleistocene-Holocene offsets	6.0 ± 1.2	Matmon <i>et al.</i> (2006)
Seismic moment	4.5 (1.9-10.8)	Leonard <i>et al.</i> (2008)
Numerical modelling	6 ± 1	Kalbas <i>et al.</i> (2008)

Différentes études documentent les mouvements récents le long de ce système de failles. Les décalages horizontaux du Pléistocène-Holocène varient de 3-4 km le long de vallées glaciaires majeures (Plafker *et al.*, 1977; Richter and Matson, 1971) à quelques mètres sur de petits drains fluviaux (Matmon *et al.*, 2006). Cependant, alors qu'ils sont évidents dans la partie centrale et Ouest de la faille de Denali, aucun décalage horizontal Quaternaire n'est mis en évidence dans sa partie Est (Clague, 1979). Clague (1979); Richter and Matson (1971) observent des escarpements à pendage NE (~jusqu'à 30 m de haut) et des monticules alignés qui suggèrent un mouvement vertical limité à l'Holocène, et Richter and Matson (1971) suggèrent que la faille est presque totalement inactive depuis le Pléistocène. En revanche, de nombreux glissements de terrain sont observés sur Totschunda, contrairement à Denali Sud, suggérant que la faille de Totschunda a été considérablement plus active que celle de Denali à l'Holocène (Richter and Matson, 1971).

Des études plus récentes en géomorphologie, GPS et InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) ont permis de quantifier plus précisément les vitesses de failles (Figure 13 ; Tableau 1 ; Tableau 2). Elles ont permis de mettre en évidence une décroissance de la vitesse d'Est en Ouest le long de la faille de Denali, résultant de la courbure et de l'augmentation du raccourcissement le long de la faille comme le montre la large zone de plis et chevauchements au Nord de la chaîne Alaska (Figure 17) (Bemis, 2004; Matmon *et al.*, 2006). Classiquement, la faille de Denali est vue comme la limite Nord du bloc Wrangell, qui tournerait dans le sens antihoraire (Amand, 1957; Elliott *et al.*, 2013; Fletcher, 2002; Freymueller *et al.*, 2008; Lahr and Plafker, 1980; Stout and Chase, 1980). À l'inverse, Mériaux *et al.* (2009) expliquent la décroissance des vitesses vers l'Ouest par une translation vers le Nord-Ouest de ce bloc, en accord avec l'augmentation du raccourcissement dans la partie Ouest du système Denali - Totschunda. Une revue plus détaillée de l'état de l'art sur les taux de glissement de ce système de faille (et en particulier les parties centre et Est) sera donnée dans la partie 13.

En ce qui concerne la sismicité, aucun séisme majeur historique (non instrumenté) n'est connu (Lisowski *et al.*, 1987). Schwartz *et al.* (2012) réalisent la seule étude de paléosismologie sur ce système de failles, à la suite du séisme de 2002 sur lequel nous reviendrons plus en détail dans le paragraphe suivant. Ils mettent en évidence plusieurs événements :

- partie centrale de Denali : 623 à 682 ans avant 2002,

- partie Est de Denali : 102 à 346 ans avant 2002, et 4 à 5 paléo-séismes enregistrés durant les derniers 2600-2800 ans,
- Nord de Totschunda : 578-735 avant 2002.

Enfin, d'après les enregistrements historiques de sismicité, Doser (2004) mentionne un potentiel séisme en 1912 et une période de quiescence sismique jusqu'en 2002 sur la partie centrale de Denali. Notons que des séismes de $M_w \sim 6$ en 1920 et 1944 étaient associés à la partie Sud de la faille de Denali, mais qu'une récente relocalisation (Doser and Lomas, 2000) les place plus à l'Ouest de la faille.

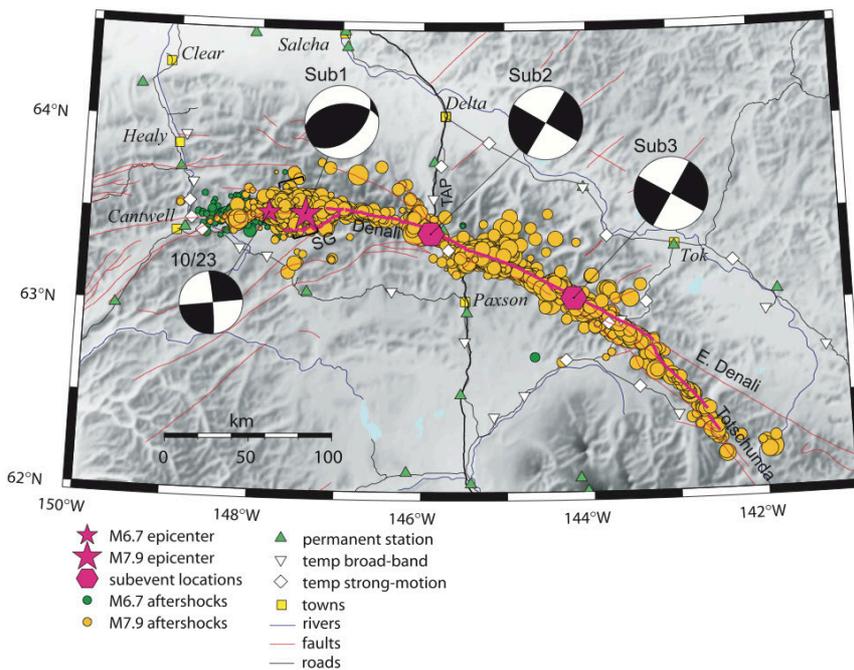


Figure 18 : Localisation de la séquence sismique de Nenana et Denali en 2002 (et les différents sous-événements) ainsi que des répliques associées (Eberhart-Phillips et al., 2003).



Figure 19 : Trace de la rupture en surface du séisme de Denali 2002 ((Haeussler et al., 2004), USGS data).

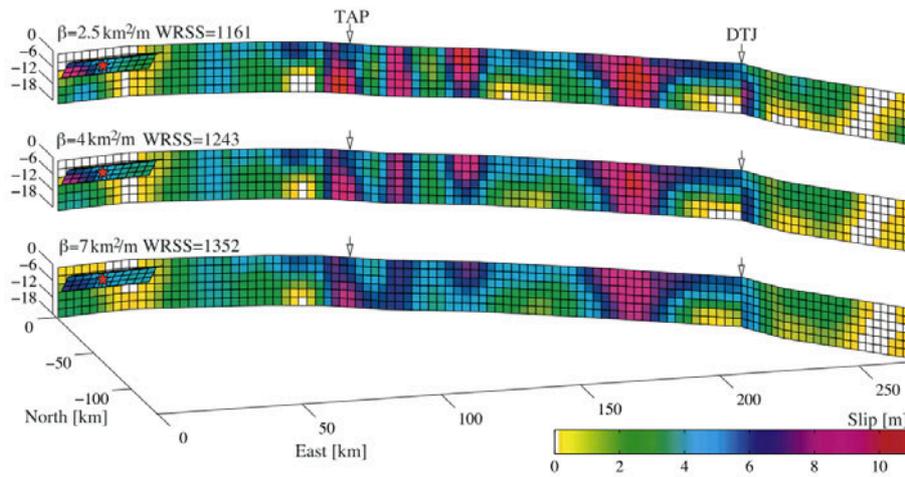


Figure 20 : Modèles de glissement co-sismique à partir de données GPS (Hreinsdóttir et al., 2006).

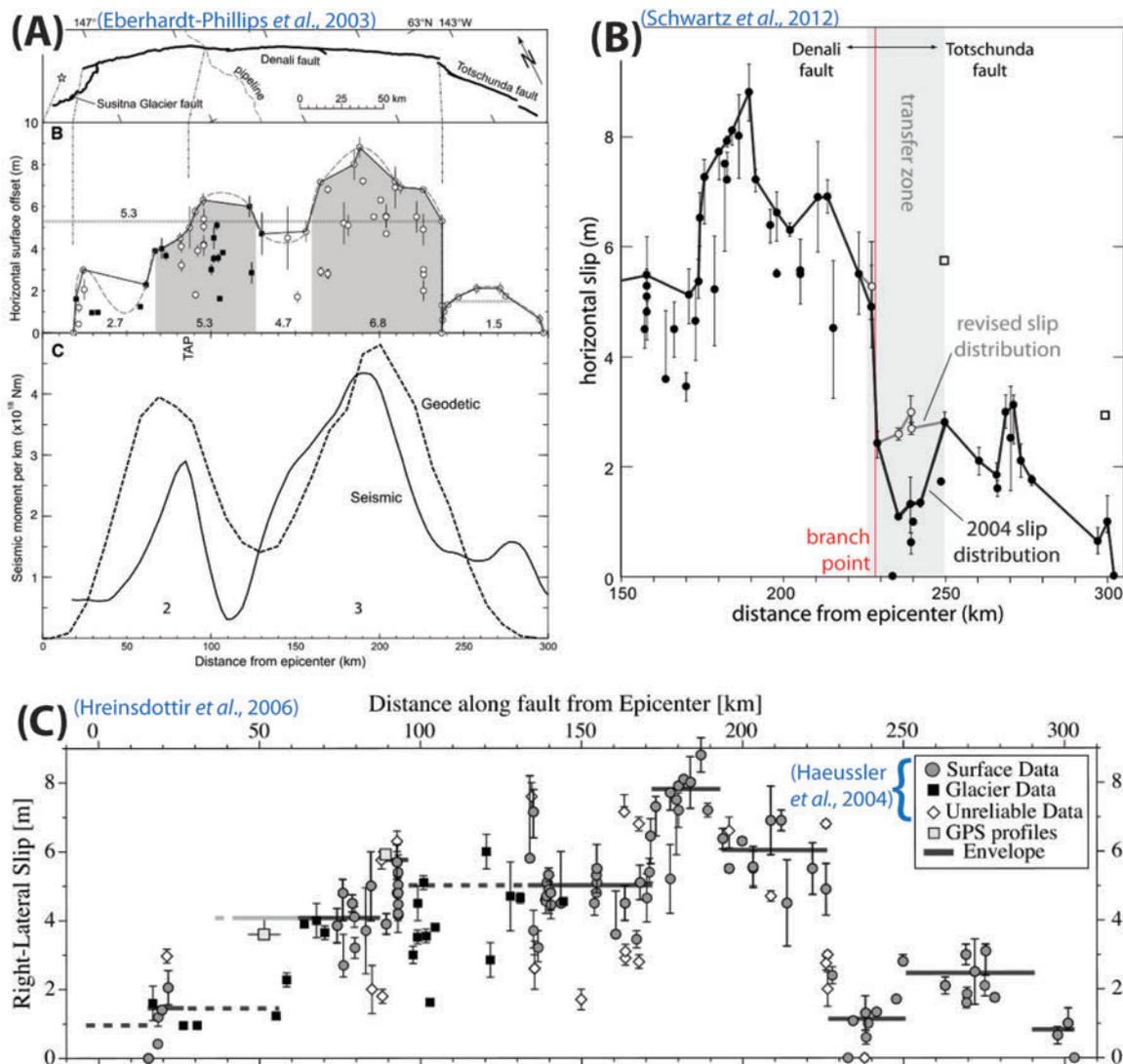


Figure 21 : Différents modèles de distribution de glissement horizontal. A : À partir de données géophysique et géomorphologique (Eberhart-Phillips et al., 2003). B : Données révisées pour la zone de jonction et la faille de Totschunda, à partir d'observations en géomorphologie (Schwartz et al., 2012). C : D'après des mesures de décalages géomorphologiques (Haeussler et al., 2004) et des données GPS (Hreinsdóttir et al., 2006).

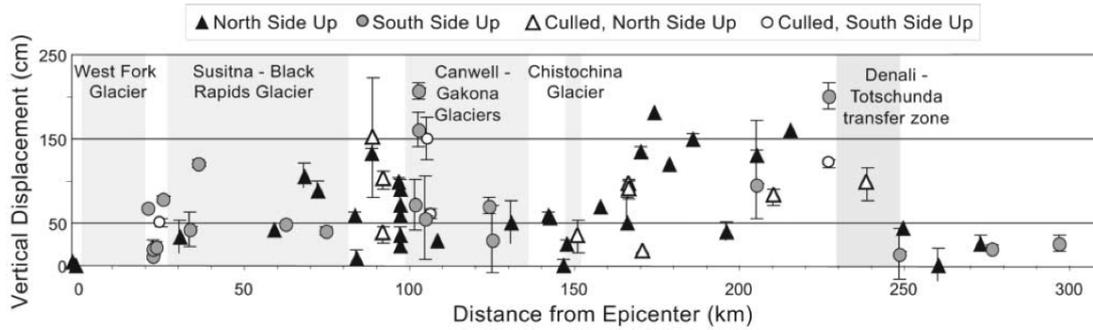


Figure 22 : Distribution de glissement vertical du séisme de Denali 2002 (Haeussler et al., 2004)

Le séisme de Denali en 2002 est donc le seul séisme majeur bien contraint sur ce système de failles. Il est plus précis de parler de séquence sismique : il a d'abord commencé avec le séisme dextre de Nenana de $M_w = 6.7$ le 23 octobre 2002, suivi à 22 km à l'Est par le séisme de Denali ($M_w = 7.9$) le 03 novembre 2002 (Figure 18). La rupture s'est tout d'abord initiée sur le chevauchement de Susitna (inconnue avant le séisme) sur une distance de 40 km (Crone et al., 2004), montrant un mécanisme au foyer en faille inverse sur une faille à pendage 48° vers le Nord, de direction $N82^\circ E$. Elle s'est ensuite propagée sur la faille de Denali sur 218 km, avec un mécanisme principalement dextre accompagnée d'une petite quantité de vertical. Enfin, la rupture de surface se termine sur la faille de Totschunda, jusqu'à 76 km au Sud de la jonction avec la faille de Denali (Figure 19). Le glissement moyen horizontal est de 5.3 m, mais 3 patches de glissements sont décrits (assimilés à 3 sous-événements (Frankel, 2004) comme le montre également le modèle de glissement co-sismique de Hreinsdóttir et al. (2006) (Figure 20). Les différentes estimations de distributions de glissement horizontal sont présentées sur la Figure 21. Le décalage le plus important mesuré est de 8.8 m à 190 km de l'épicentre, et la distribution verticale de glissement à une distribution similaire à celle horizontale (Figure 22) (toute la description de la séquence sismique est basée sur Eberhart-Phillips et al. (2003)). De nombreuses répliques ont été enregistrées, avec des mécanismes au foyer variés (décrochement dextre pur à une composante chevauchante significative) (Ratchkovski, 2003; Ratchkovski et al., 2003; Wesson and Boyd, 2007).

5.2. FAILLE DE DUKE RIVER

La faille de Duke River a été identifiée par Muller (1967) comme un chevauchement à pendage modéré à fort vers le Nord-Ouest. Cependant, sa cinématique est longtemps restée débattue puisque quelques années plus tard, McClelland et al. (1992) décrivent le système Duke River comme un ensemble de chevauchements à pendage vers le Sud-Ouest alors que Dodds and Campbell (1992) la considèrent comme une faille dextre. Les dernières études en sismologie s'accordent sur un mouvement chevauchant oblique sur la faille (Page et al., 1991; Power, 1988). Cette faille sépare les domaines de Wrangellia et Alexander et est donc une faille d'échelle crustale (Cobbett et al., 2010). Le travail de master de Cobbett (2011) nous

renseigne sur la géologie de cette faille, et sa période d'activité. Elle semble avoir été active depuis le Permien jusqu'au Miocène-Pliocène, avec deux pulses principaux de déformation : au début-fin Crétacé et au Miocène lors de l'entrée en subduction du bloc Yakutat. Enfin, aucun marqueur en géomorphologie n'a permis de mettre en évidence des déplacements Holocène (Clague, 1979). Cobbett (2011) la décrivent comme un chevauchement à pendage Sud-Ouest.

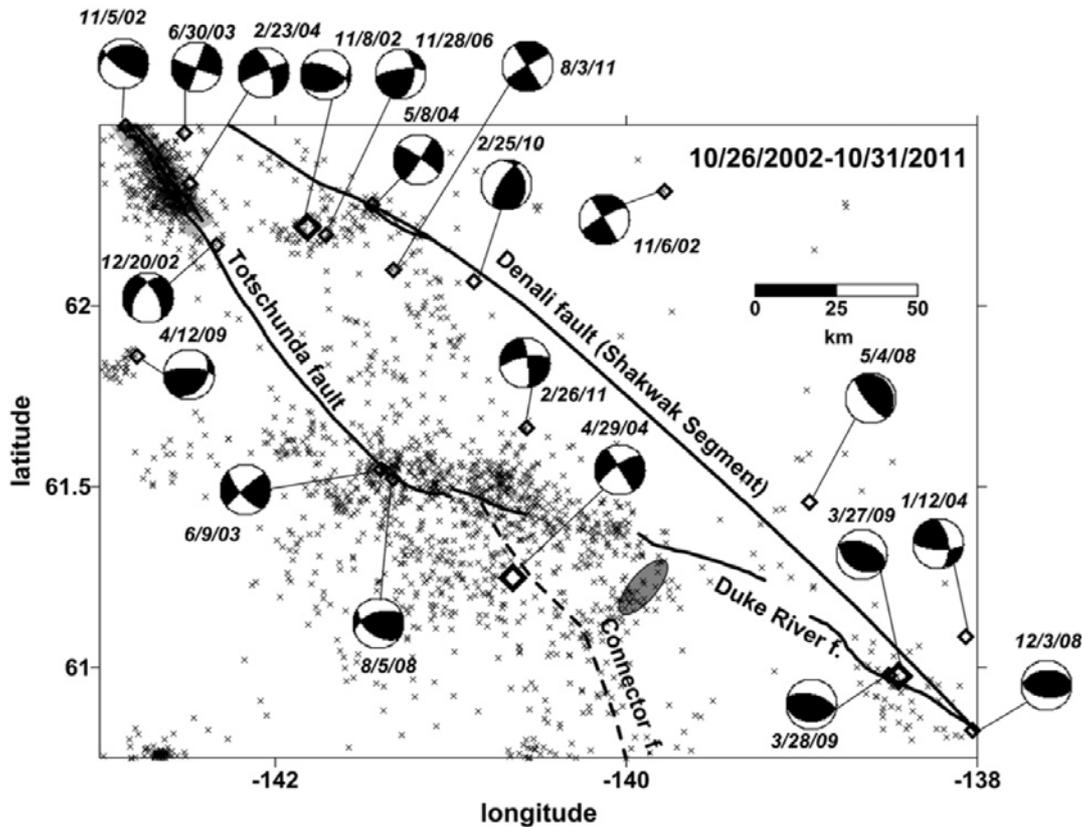


Figure 23 : Sismicité relocalisée autour de la faille de Duke River (26 octobre 2002 – 31 octobre 2011) (Doser, 2014).

Les données récentes de micro-sismicité ont permis de mieux contraindre la cinématique de cette faille (Figure 23). Une première relocalisation précise de la sismicité dans la région sur une période d'un an a permis de mettre en évidence une concentration de sismicité autour de la faille de Duke River (Meighan et al., 2013). Puis, c'est sur une période d'enregistrement plus longue (2002-2011) que Doser (2014) s'appuie pour documenter la faille. Certains mécanismes au foyer mettent en évidence un chevauchement à pendage vers le Sud, suggérant que la faille de Duke River accommoderait une partie de la convergence issue de la collision du bloc Yakutat (Cobbett, 2011; Doser, 2014; Page et al., 1991; Power, 1988). Les récentes données GPS et en modélisation supportent cette hypothèse, bien que le raccourcissement semble être relativement faible : Leonard et al. (2008) mesurent 3.1 mm/a de décrochement dextre et 1.5 mm/a de raccourcissement à l'aide de données de sismicité ; Kalbas et al. (2008) suggèrent 1 mm/a de contraction sur la base d'un modèle numérique.

5.3. FAILLE DE FAIRWEATHER

Tableau 3 : Estimations du taux de glissement sur la faille de Fairweather.

Method	Estimate (mm/a)	Reference
Geologic units offsets	48-58	Plafker <i>et al.</i> (1978)
Holocene offsets	41-51	Lisowski <i>et al.</i> (1987)
GPS	46 ± 2	Fletcher and Freymueller (2003)
Earthquakes	27.3 (14.7 - 48)	Leonard <i>et al.</i> (2008)
Numerical modelling	46 ± 8.5	Kalbas <i>et al.</i> (2008)
GPS	42.9 ± 0.9	Elliott <i>et al.</i> (2010)

Le système de faille Queen-Charlotte-Fairweather s'étend le long de la marge continentale américaine sur ~1200 km en direction NNO, depuis le point triple Pacifique/Nord-Amérique/Juan de Fuca au Nord de l'île de Vancouver jusqu'au Sud de l'Alaska près de la baie de Yakutat. Seule la partie Nord est émergée, marquée par une large zone de cisaillement et une vallée topographique de ~ 1 km de large (Plafker *et al.*, 1994), qui constitue la faille de Fairweather sur une distance d'environ 280 km (Lisowski *et al.*, 1987) (Figure 13). Cette faille accommode actuellement la majeure partie du mouvement relatif Pacifique/Nord Amérique avec un taux de glissement dextre de ~ 45 mm/a (Tableau 3), mais potentiellement uniquement depuis la fin du Pleistocène (Plafker *et al.*, 1978). La faille a rompu dans son intégralité dans une série de séismes de $M_w = 7 - 8.2$ en 1927, 1949, 1958 et 1972 (Doser and Lomas, 2000; Nishenko and Jacob, 1990) (Figure 16).

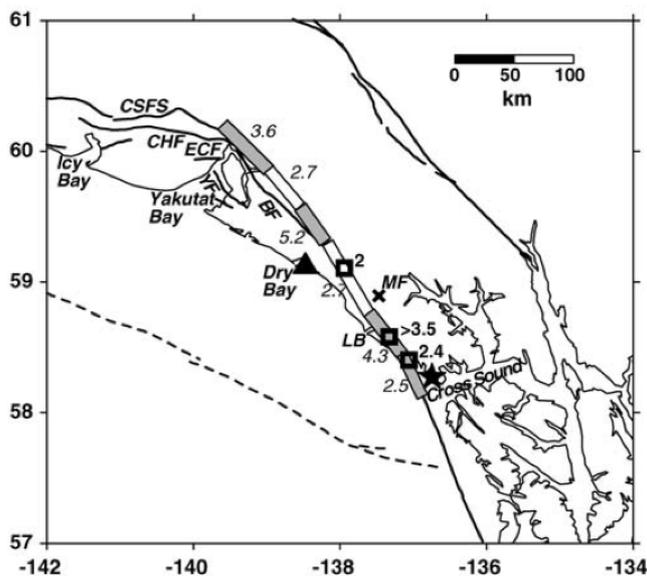


Figure 24 : Segments de la rupture du séisme de 1958 sur la faille de Fairweather (Doser, 2010).

Le séisme majeur se situant dans notre zone d'étude est le séisme de la baie de Lituya en 1958, d'une magnitude de $M_w = 8.2$ selon Nishenko and Jacob (1990); et 7.8 d'après une ré-analyse récente des sismogrammes (Doser, 2010) (Figure 24). Il a rompu la faille sur un segment de 260 – 370 km, s'est propagé vers le Nord-Ouest et le glissement horizontal de surface moyen est de 3.5 m (Doser, 2010), vertical de 1 m (Plafker *et al.*, 1994).

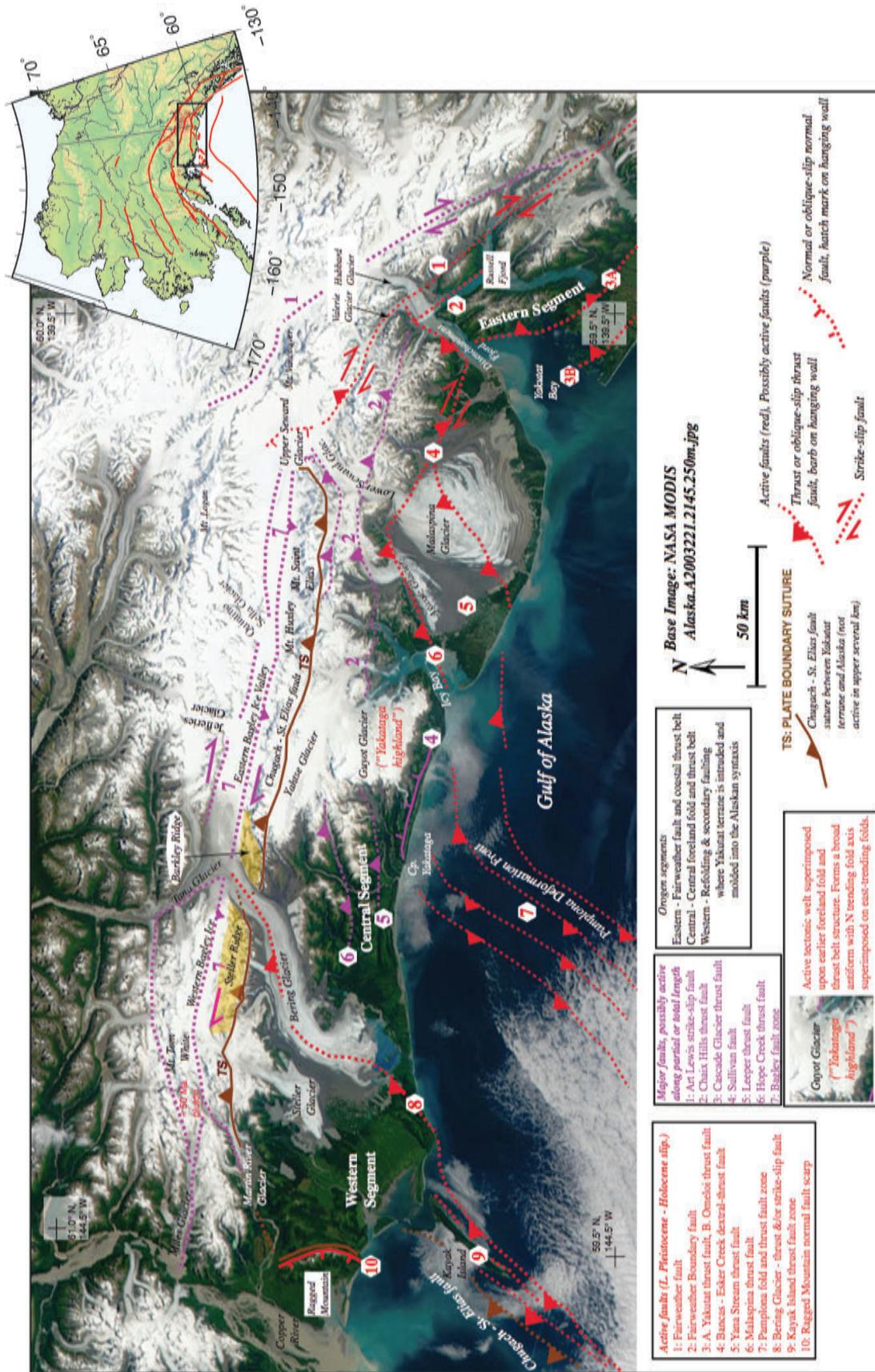


Figure 25 : Carte du système de failles du prisme orogénique Chugach-St Elias (Bruhn, 2012).

5.4. SYSTEME DE FAILLES DU PRISME DE COLLISION

Le système de failles de la chaîne des Chugach-Saint Elias constitue le prisme d'accrétion du bloc Yakutat avec la plaque Nord Américaine, comme vu dans la section 4. Dans cette partie, une description succincte est réalisée de ce système : en effet, de nombreuses études dans le cadre du projet STEEP débattent de l'activité de certaines failles, de leur cinématique etc. Le système est complexe et son activité tectonique est actuellement débattue. Or, dans ce travail de thèse, je m'intéresse à l'impact de la collision sur la tectonique active, principalement au Nord et à l'Est du front de collision, puisque la syntaxe Ouest a déjà fait l'objet de nombreuses études (notamment celle de Elliott et al. (2013)). Une description non exhaustive de cette zone est donc réalisée dans cette partie, guidant le lecteur dans la compréhension du système dans sa globalité.

Le système de failles Chugach Saint Elias (CSEFS) désigne l'ensemble des failles du prisme d'accrétion, bordé par :

- la faille de Border Range au Nord et à l'Ouest,
- la faille de Fairweather à l'Est,
- la faille de Transition au Sud.

Quelques failles majeures ayant fait l'objet d'études ont été mises en évidence dans ce système : les failles de Chugach Saint Elias et Bagley/Contact (orientées Est-Ouest) ; les failles de Malaspina et Yakataga-Chaix Hills (orientées ENE-OSO) ; la « fold and thrust belt » de la zone de Pamplona (orientée NE-SO) (Figure 25).

La faille de Chugach Saint Elias suit une trace irrégulière d'Ouest en Est jusqu'au cœur de l'orogène, ie à la jonction avec la faille de Fairweather (Chapman et al., 2012; Pavlis et al., 2004). La faille de Bagley/Contact lui est presque parallèle, située à ~15km au Nord dans une vallée glaciaire. Alors que le chevauchement de Chugach-Saint Elias était considéré comme la butée du prisme et potentiellement actif (Bruhn et al., 2004), les travaux récents dans le cadre du projet STEEP ont mis en évidence l'inactivité de celle-ci depuis au moins 1 Ma au profit de la faille de Bagley (Berger et al., 2008). Berger et al. (2008) interprètent la faille de Bagley comme une faille inverse à pendage vers le Sud d'après la relocalisation des séismes, avec une vitesse de l'ordre de 3 - 4 mm/a. Bruhn (2012) mettent quand à eux en évidence un mouvement dextre le long de la faille de Bagley, expliqué par l'obliquité de la convergence du bloc Yakutat.

Le système Yakataga-Chaix Hills est composé de multiples chevauchements parallèles qui permettraient d'accommoder de 17 à 28 mm/a de convergence (respectivement d'Est en Ouest) (Elliott et al., 2013) (Figure 26). Le système de failles Malaspina accommoderait ~10mm/a de convergence en raccourcissement et décrochement sénestre (Elliott et al., 2013; Savage and Lisowski, 1988).

Enfin, le système de chevauchements de la zone de Pamplona à l'Ouest du prisme, où les failles ont un pendage ~ 40° (Bruhn et al., 2004), accommoderait 3 - 5 mm/a de convergence

(Worthington, 2010), absorbant ainsi principalement la composante Ouest du mouvement relatif entre le bloc Yakutat et la plaque Nord-Amérique.

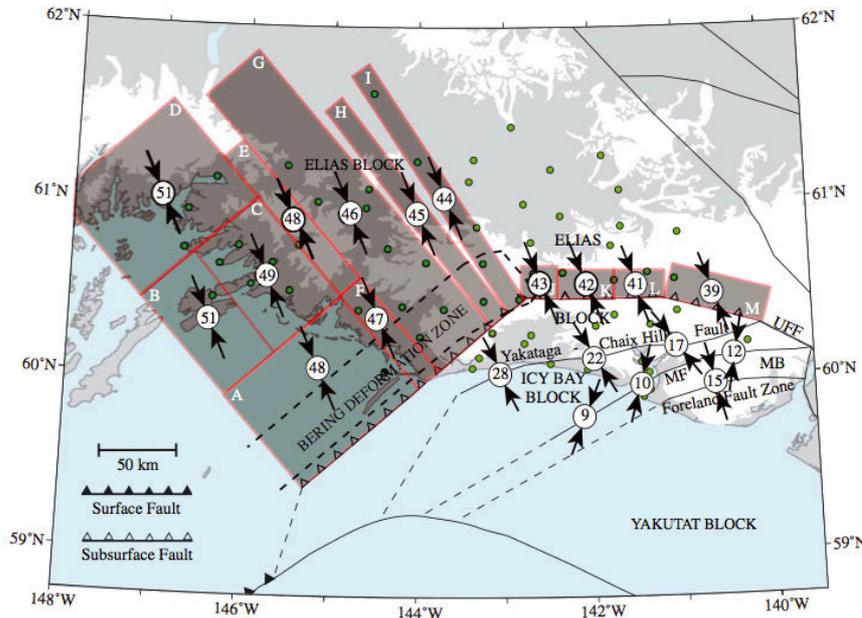


Figure 26 : Mouvements relatifs entre blocs voisins dans l'orogène St Elias. Les nombres dans les cercles sont les mouvements prédits entre les blocs en mm/a (Elliott et al., 2013).

Différents groupes ont estimé le raccourcissement accommodé à travers le prisme à l'aide du GPS ou de la sismicité. Toutes les études s'accordent sur le fait qu'environ ~ 75% du mouvement relatif entre les plaques Yakutat et Nord Amérique est accommodé à l'intérieur de celui-ci. A partir du catalogue de sismicité, Leonard et al. (2008) estiment un taux de raccourcissement de 9.8 à 30.9 mm/a. D'après les données GPS, alors que Leonard et al. (2007) proposent que ~ 31 mm/a de convergence est accommodé à travers ce système, Elliott et al. (2013) estiment que ce taux varie de 39 mm/a à l'Est jusqu'à 51 mm/a à l'Ouest (Figure 26).

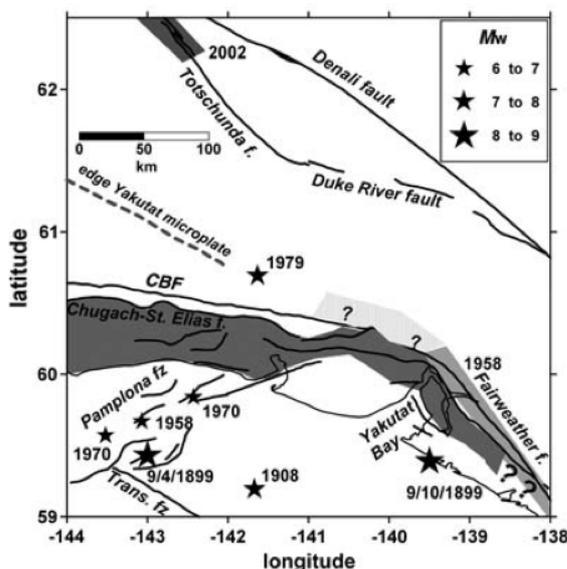


Figure 27 : Séismes majeurs dans le système de failles Chugach-Saint Elias (Doser, 2012). La zone gris foncé dans le prisme orogénique représente la zone de rupture estimée pour le séisme de 1899 (Plafker and Thatcher, 2008). La zone gris clair représente la zone de rupture du séisme de 1958 (Doser, 2010).

La sismicité reflète la déformation associée à la collision, avec des mécanismes au foyer principalement en faille inverse, dont la composante de compression maximale est orientée NNO-SSE dans la partie Ouest du prisme et NNE-SSO dans sa partie Est (ie approximativement orthogonal à la frontière de plaque) (Leonard et al., 2008) (Figure 14).

Des séismes majeurs ont été instrumentés dans la région, le séisme de St Elias en 1979 et les séismes de 1899 (Figure 27). Ces derniers ont eu lieu le 4 septembre ($M_s = 7.9$, Abe and Noguchi (1983)) dans la zone de Pamplona (Doser, 2009) et le 10 septembre ($M_s = 8.1$, Abe and Noguchi (1983)) au Sud de la baie de Yakutat (Doser, 2009). Ils ont provoqué des ruptures de l'ordre de ~ 10 m, principalement à terre, sur des failles chevauchantes (Plafker and Thatcher, 2008). Le séisme de St Elias le 28 février 1979 ($M_s = 7.1$) s'est quand a lui initié sur une structure chevauchante peu profonde (Estabrook et al., 1992) ou sur le décollement entre le bloc Yakutat et la plaque Nord Amérique comme le suggère Elliott (2011).

5.5. FAILLE DE SUBDUCTION DES ALEOUTIENNES

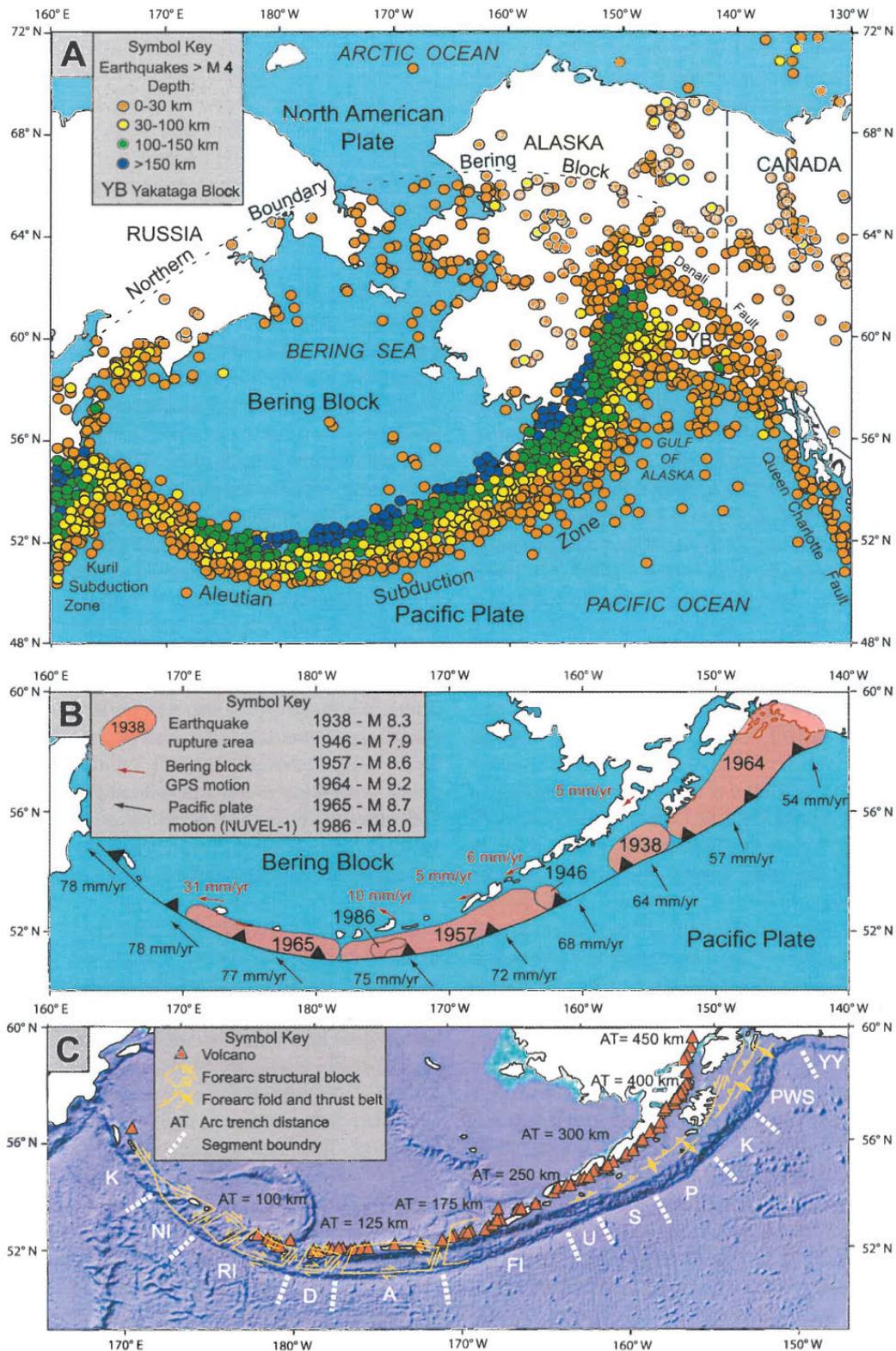


Figure 28 : A : Sismicité dans la zone Nord Pacifique (Mw > 4, 1973-2002). B : Zones de rupture des séismes majeurs le long de la subduction des Aléoutiennes et mouvement relatif entre la plaque Pacifique et la plaque Nord Américaine. C : Géométrie de la zone de subduction et volcans actifs (Carver and Plafker, 2008).

La cinématique actuelle de la plaque Pacifique par rapport à la plaque Nord Amérique est orientée vers le Nord-Ouest, à une vitesse de ~ 66 mm/a au niveau des îles de Sanak (Nord-Ouest Pacifique) qui décroît à ~ 50 mm/a au Sud-Est de l'Alaska (DeMets et al., 1990).

La faille des Aléoutiennes est une zone de subduction majeure, qui s'étend de la province du Kamchatka en Russie au Sud de l'Alaska, sur une longueur de presque 4000 km (Figure 28). Elle est marquée par une fosse profonde et par un arc volcanique de 2500 km de long sur la marge Nord Amérique, incluant plus de 80 volcans actifs (Carver and Plafker, 2008). Trois régimes tectoniques différents se succèdent d'Est en Ouest : collision et un sous-plaquage (bloc Yakutat), une tectonique de type arc volcanique, puis un régime de subduction oblique jusqu'au passage à un régime transformant au SO de la péninsule du Kamchatka (Nishenko and Jacob, 1990). Le pendage de la plaque plongeante augmente graduellement d'Est en Ouest, passant d'une subduction quasi horizontale (quelques degrés) à une subduction quasi verticale (Carver and Plafker, 2008). La distance entre la fosse et l'arc magmatique à l'Est (Prince William Sound) est de ~ 450 km, reflétant le pendage faible de la plaque plongeante, alors qu'elle est égale à ~ 200 km à l'extrémité Ouest de la péninsule d'Alaska et à ~ 100 km à l'Ouest de la subduction (Carver and Plafker, 2008).

La zone est marquée par une sismicité importante et les séismes instrumentés ont permis de définir 12 segments le long de la zone de subduction (Nishenko and Jacob, 1990) (Figure 28). Entre 1938 et 1965, une série de séismes majeurs ont cassé la presque totalité de la zone de subduction (Davies et al., 1981). Cette série a débuté en 1938 avec le séisme de la péninsule d'Alaska ($M_w = 8.3$) (Johnson and Satake, 1994), suivi en 1946 d'un séisme de $M_s = 7.8$, du séisme des îles Fox en 1957 ($M_w = 8.6$) (Johnson et al., 1994), de celui d'Alaska en 1964 ($M_w = 9.2$) (Christensen and Beck, 1994; Plafker, 1969) et du séisme des îles Rats en 1965 ($M_w = 8.7$) (Carver and Plafker, 2008; Christensen et al., 1991). Enfin, en 1986, un chevauchement a rompu de nouveau dans la zone du séisme de 1957, générant le séisme d'Andreanof ($M_w = 8.0$) (Boyd and Nábělek, 1988). Les connaissances sur les séismes historiques sont faibles en raison de l'arrivée tardive des russes dans les années 1700 (Davies et al., 1981). En revanche, certaines études rapportent d'anciens événements comme celle de Shennan et al. (2008) qui déterminent 7 événements majeurs dans les derniers 4000 ans à partir d'une carotte sédimentaire.

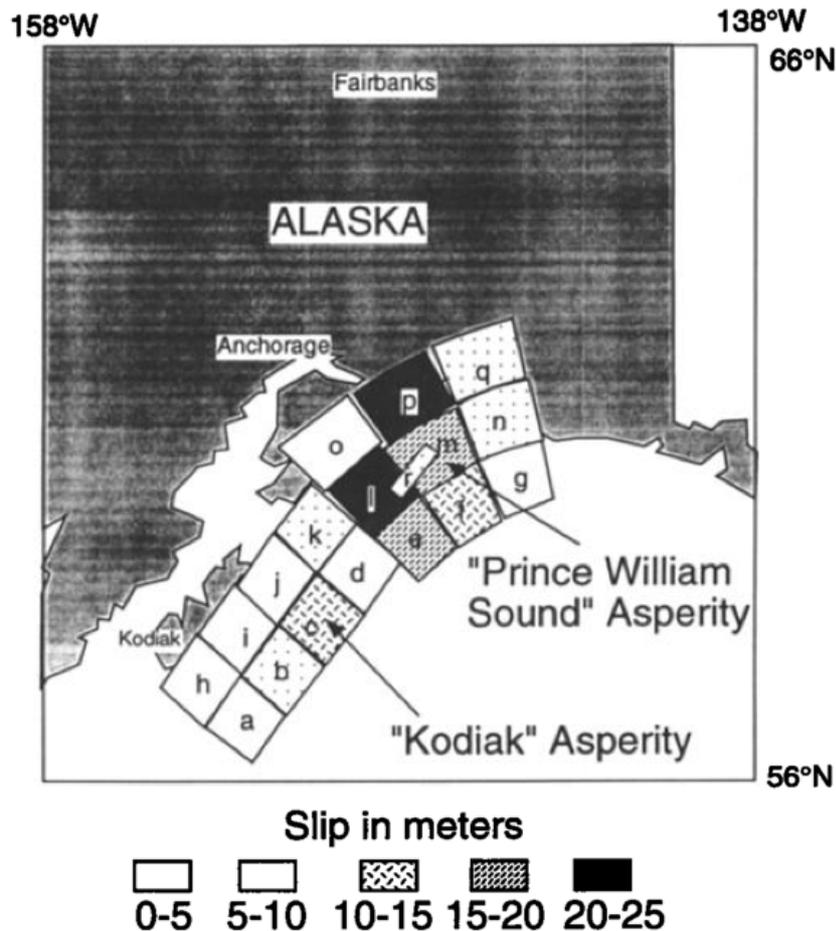


Figure 29 : Distribution de glissement du séisme de Prince William Sound en 1964 (Johnson et al., 1996).

Le séisme de 1964 est un des plus gros séismes enregistré sur Terre, et sa rupture se situe près de la zone d'étude de cette thèse (Figure 29). Il a eu lieu le 28 mars 1964, d'une magnitude de $M_w = 9.2$ (Kanamori, 1977) et son épicentre est situé dans le Prince William Sound à une profondeur de ~ 20 km (Stauder and Bollinger, 1966). La rupture s'est propagée le long de la zone de subduction vers le Sud-Ouest sur une longueur de 950 km et une largeur de 150-250 km (Plafker, 1969). Dans la Prince William Sound, les déplacements horizontaux le long du chevauchement atteignent jusqu'à 25 m (Parkin, 1969) et ont généré un tsunami dévastateur qui a causé des dégâts jusqu'à Hawaï et en Californie. Des mouvements post-sismiques associés à ce séisme de forte magnitude affectent toujours Cordillère Alaska - Canada aujourd'hui. La section 10.1 détaille les mouvements transitoires associés au rebond post-sismique.

6. MODELES CINEMATIQUES ET GEODYNAMIQUES REGIONAUX

6.1. BILAN CINEMATIQUE

Les travaux de Leonard et al. (2007); Leonard et al. (2008); Mazzotti et al. (2008) pour le Nord de la Cordillère et Fletcher (2002); Freymueller et al. (2008) pour la péninsule d'Alaska donnent une vision globale de la tectonique active de la région en intégrant les données GPS, de sismicité et de mécanismes au foyer dans des modèles cinématiques (Figure 33 et Figure 30). Au niveau de cette frontière de plaques, la plaque Pacifique a une vitesse relative de $50.9 \text{ mm/a N}14.6^\circ\text{W}$ (Plattner et al., 2007) et la plaque Yakutat une vitesse de $50.3 \pm 0.8 \text{ mm/a}$ à un azimuth $\text{N}22.9 \pm 0.6^\circ\text{W}$ (Elliott et al., 2010). La description synthétique de ces modèles à grande échelle est réalisée d'Est en Ouest, puis le modèle de blocs proposés par Elliott et al. (2013); Elliott et al. (2010) à l'échelle de la collision Yakutat est présenté en détail.

6.1.1. À L'ECHELLE REGIONALE

Freymueller et al. (2008) proposent un modèle de blocs permettant d'expliquer la cinématique observée en Alaska (Figure 30). Ils décrivent la plaque chevauchante comme quatre blocs indépendants :

- Fairweather et Denali Est à l'Est du front de collision, qui seront plus détaillés ci-après par les travaux de Elliott et al. (2013),
- SOAK (South Central Alaska), bordé par le système Denali-Totschunda et la faille de Chugach Saint Elias, et dont la limite Est est probablement diffuse (large zone de sismicité diffuse au centre de l'Alaska) (Cross and Freymueller, 2008). Ce bloc a une rotation antihoraire par rapport à la plaque Nord-Amérique, contrôlée par la collision du bloc Yakutat. Son extrusion est rendue possible par le recul significatif de la fosse au niveau de l'Alaska (Humphreys and Coblenz, 2007) qui fournit un échappatoire permettant l'extrusion de matériel loin de la collision Yakutat (Mazzotti et al., 2008). Sa cinématique contribue au développement de la chaîne Alaska Ouest et de la chaîne de chevauchements au Nord de la chaîne Alaska (centre Denali) : des séismes décrochants sénestres soulignent un alignement de failles orientées NNE au Nord de l'apex de Denali, d'une vitesse de 13.3 mm/a (Leonard et al., 2008).

- Le bloc Bering, appartenant à la plaque du même nom, à l'Ouest de l'Alaska, dont le mouvement est décrit comme une rotation antihoraire par rapport à la plaque Nord-Amérique.

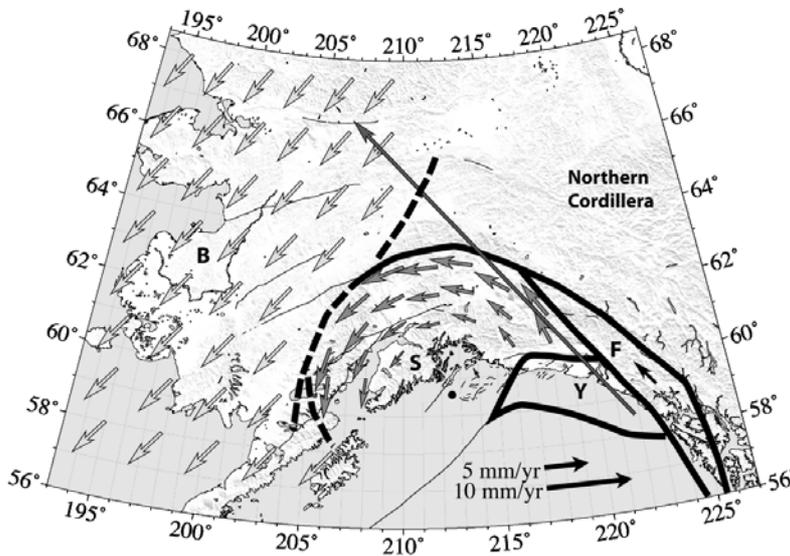


Figure 30 : Modèle de bloc avec vitesses relatives à la plaque Nord-Amérique. Les limites de blocs sont représentées par les lignes épaisses, celles en pointillés sont indistinctes ou incertaines. B : Bering ; S : Southern Alaska (SOAK) ; Y : Yakutat ; F : Fairweather (Freymueller et al., 2008).

À l'inverse, Finzel et al. (2011a) proposent un modèle de déformation diffuse contrôlé par la rotation de la plaque Bering (Figure 31). Dans leur modèle, le bloc SOAK n'est pas rigide et présente d'importants taux de déformation, tout comme une bande orientée NS au centre de l'Alaska. Ces zones se déformant intensément représentent la limite diffuse entre les plaques Nord-Amérique et Bering. Finzel et al. (2011a) proposent que le champ de vitesses observé en Alaska soit contrôlé par l'interaction entre les plaques Pacifique, Nord-Amérique et Bering. La rotation horaire de la plaque Bering provoque la rotation vers le SO du Sud de l'Alaska (et non pas une extrusion tectonique), alors que la transition entre un régime transformant et convergent explique la rotation vers le NO des vecteurs au Yukon.

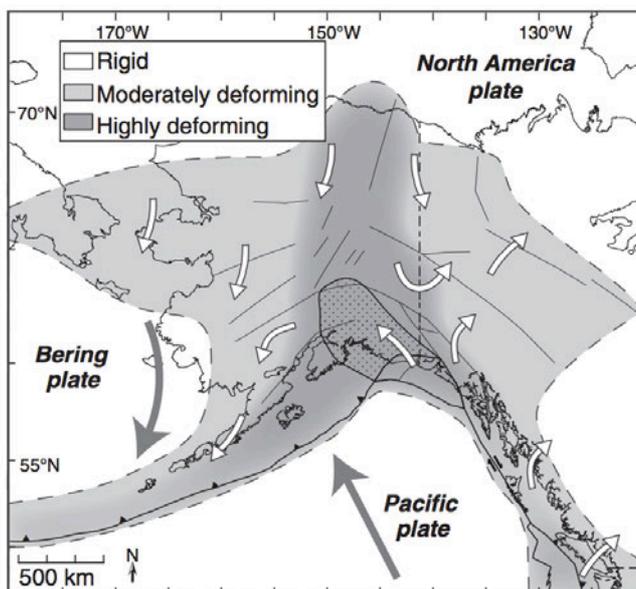


Figure 31 : Représentation schématique montrant la distribution de la déformation rigide et non-rigide. Les flèches indiquent les mouvements tectoniques par rapport à la plaque Nord-Amérique (Finzel et al., 2011a).

6.1.2. DANS LES MONTAGNES DE MACKENZIE

A l'Est du bloc Yakutat, le mouvement relatif entre les plaques Pacifique et Nord Amérique est principalement accommodé en frontière de plaque en décrochement dextre sur les failles de Fairweather et Denali (~ 40 mm/a) avec également une petite composante en raccourcissement de 1 – 5 mm/a (Figure 32) (Leonard et al., 2008). Entre les failles de Denali et Tintina, la région ne semble pas se déformer alors qu'à 800 km de la frontière, la déformation est significative : la sismicité met en évidence ~ 2 – 5 mm/a de raccourcissement dans les Montagnes de Mackenzie et 4 – 5 mm/a de décrochement dextre dans les Montagnes de Richardson (Leonard et al., 2008; Mazzotti and Hyndman, 2002) (Figure 33). Les auteurs expliquent cette déformation par un modèle d' « orogenic float ». En effet, le flux de chaleur très élevé dans la région (~ 105 mW/m² dans la cordillère et ~ 90 mW/m² dans le craton (Lewis and Hyndman, 2001)) induit un comportement peu résistant de la croûte inférieure dans la Cordillère, créant un niveau de décollement qui permet le découplage de la croûte supérieure au manteau. Ainsi, une petite partie du mouvement relatif PA/NA est transmise à la croûte supérieure de la Cordillère, qui est alors poussée comme un bloc quasi rigide sur un niveau de décollement et vient chevaucher le craton.

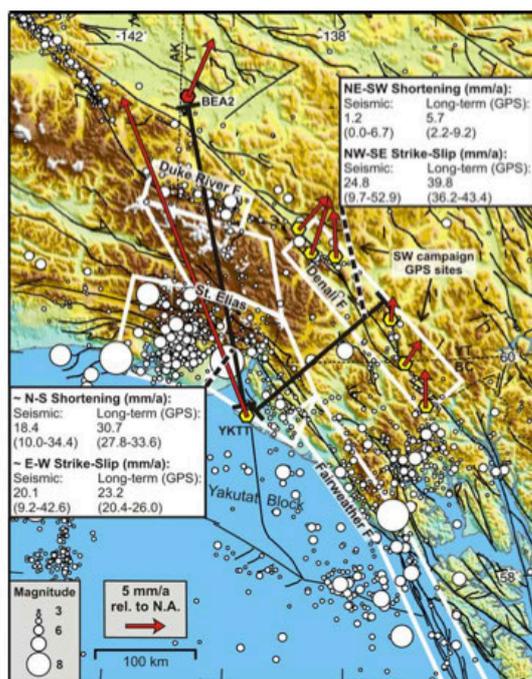


Figure 32 : Taux de déformation sismique et GPS pour la syntaxe Est, montrant le raccourcissement et le décrochement observé au niveau des failles de Fairweather et Denali (Leonard et al., 2008).

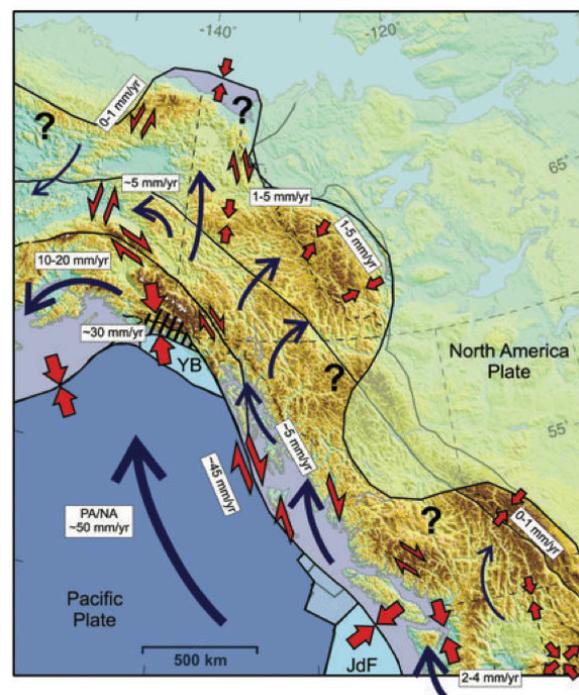


Figure 33 : Tectonique active de la partie Nord de la Cordillère à partir des données de sismicité, mécanismes au foyer et données GPS. Les flèches bleues montrent les mouvements schématisés et la Plaque Pacifique et les blocs internes à la Cordillère par rapport à la plaque Nord-Américaine. Les flèches rouges indiquent les zones de décrochement et de raccourcissement. La zone hachurée représente la zone de collision Yakutat principale (Mazzotti et al., 2008).

6.1.3. AU NIVEAU DU FRONT DE COLLISION : ELLIOTT ET AL. (2013); ELLIOTT ET AL. (2010)

Au niveau du front de collision, les travaux de Elliott et al. (2013); Elliott et al. (2010) précisent la cinématique observée par GPS qu'elle décrit en terme de mouvements de blocs rigides.

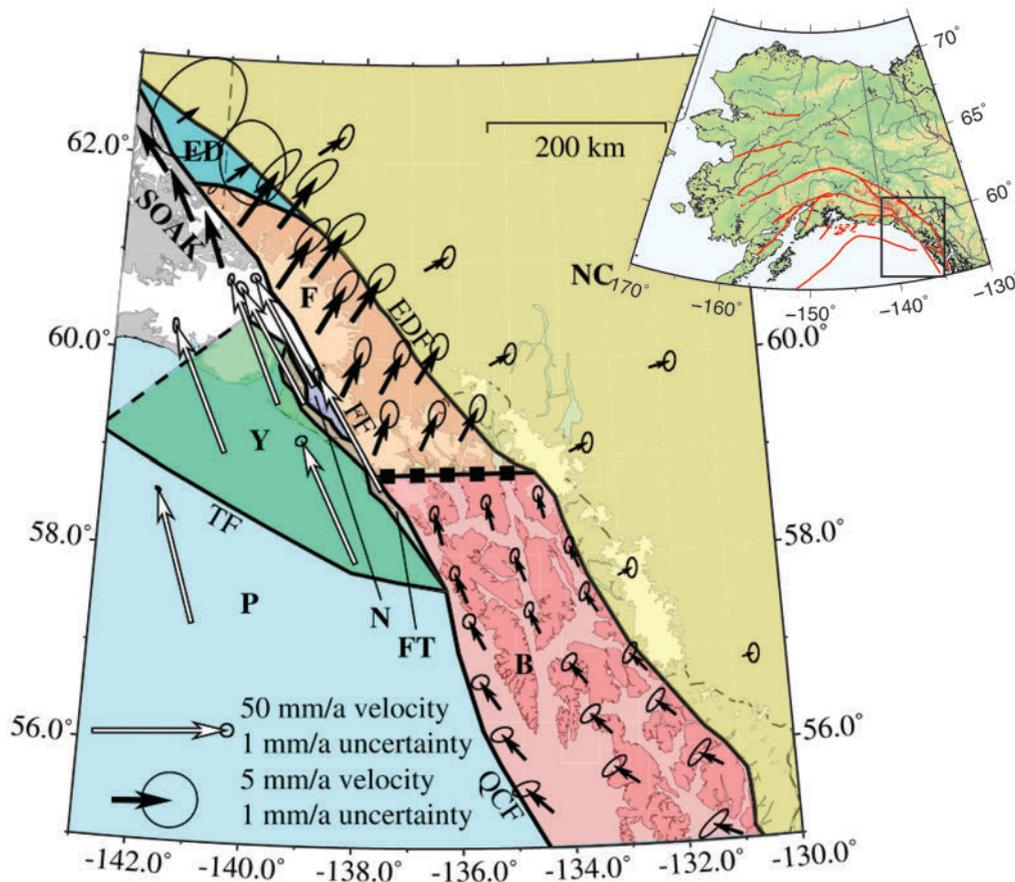


Figure 34 : Modèle de bloc pour la partie Est du front de collision, et vitesses calculées par rapport à la plaque Nord-Amérique. Voir texte ci-dessous pour les abréviations des noms de blocs (Elliott et al., 2010).

Elliott et al. (2010) : A l'Est de la collision, six blocs rigides sont définis : Foothills (FT), Nunatak (N), Denali Est (ED), Cordillère Nord (NC), Fairweather (F) et Baranof (B) (Figure 34). Le mouvement de certains d'entre eux peut être décrit comme une translation (pôle eulérien éloigné) (FT, N et NC) alors que d'autres présentent une rotation forte, avec un pôle de rotation proche et donc un changement d'azimut et de magnitude des vitesses à l'intérieur de ceux-ci (ED, F et B). Le mouvement relatif entre ces blocs souligne l'influence du bloc Yakutat sur la tectonique au Sud-Est de l'Alaska, avec la transition d'une zone de collision active au Nord à une frontière en translation au Sud. Cependant, les auteurs notent que la description de la cinématique en terme de blocs rigides n'est peut-être pas adaptée dans la syntaxe, où les blocs Nunatak et Foothills sont longs et très étroits. Ils pourraient représenter une zone de déformation distribuée sur de nombreuses structures, et la question de la pertinence de décrire la cinématique à l'aide d'un modèle de blocs est soulevée.

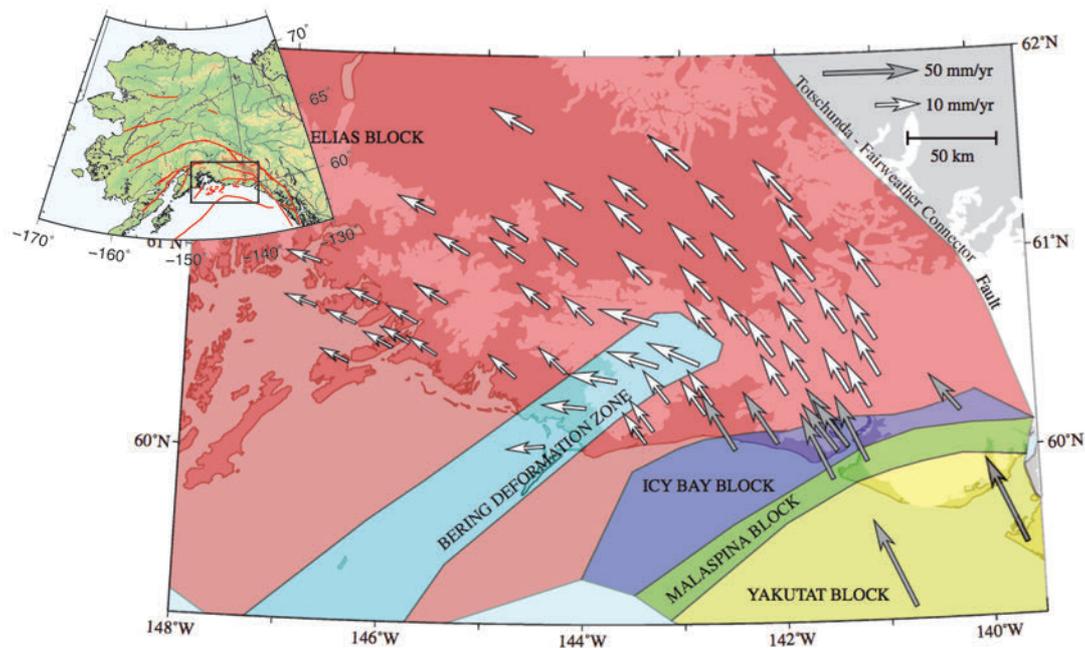


Figure 35 : Modèle de bloc pour la partie Ouest de la syntaxe, et vitesses calculées par rapport à la plaque Nord-Amérique (Elliott et al., 2013).

Elliott et al. (2013) : A l'Ouest et au centre du front de collision, quatre blocs sont définis : Elias, Bering, Icy Bay et Malaspina (Figure 35). Alors que le pôle eulérien du bloc Malaspina est situé très loin, ceux des trois autres blocs sont très proches et les blocs présentent des vitesses variant considérablement le long de ceux-ci. La cinématique de ces trois blocs est définie par une rotation antihoraire et ils correspondent à une définition plus précise de la cinématique de la région South Central Alaska (SOAK) décrite par Freymueller et al. (2008). Elliott et al. (2013) apportent une alternative sur cette région, décrite selon deux modèles différents :

- *le modèle d'indenteur*, dans lequel la couverture sédimentaire couplée au socle du bloc Yakutat se déplace vers le NO et entre en collision avec la plaque Nord Amérique en la déformant en un orogène de chevauchement (Chugach St Elias) (McCalpin et al., 2011; Pavlis et al., 2004). Un cisaillement sénestre a alors lieu à l'Ouest de l'orogène St Elias alors qu'un cisaillement dextre dominerait à l'extrémité Est,
- *le modèle d'extrusion*, dans lequel la couverture sédimentaire est ici découplée du socle du bloc Yakutat, tourne dans le sens antihoraire et est extrudée le long de la subduction des Aléoutiennes (McCalpin et al., 2011). L'intégralité de l'orogène Chugach Saint Elias serait alors affecté par une transpression dextre.

Elliott et al. (2013) suggèrent qu'une combinaison des deux modèles est nécessaire, avec le modèle d'indenteur légèrement plus dominant que le modèle d'extrusion. La différence entre ces deux modèles me semble faible, et la cinématique du front de collision peut être résumée par : un prisme orogénique accommodant le raccourcissement en frontière de plaques (décrits par les blocs Malaspina et Icy Bay) et l'extrusion/rotation antihoraire du bloc rigide Elias vers

le NE. Dans ce modèle, le bloc Elias est délimité à l'Est par les failles de Totschunda et Connector. La faille de Connector est en effet proposée par différents auteurs comme une connexion entre les failles de Totschunda et Fairweather. Même si une récente étude de sismicité ne met pas clairement en évidence une telle structure (Doser, 2014), différents auteurs ont postulé l'existence d'une telle structure sans toutefois jamais la démontrer (Lahr and Plafker, 1980; Richter and Matson, 1971).

6.2. MODELES GEODYNAMIQUES POUR LA CORDILLERE NORD AMERICAINE

Plusieurs auteurs ont proposé des modèles géodynamiques à grande échelle pour l'Alaska et le Nord du Canada.. La déformation de la lithosphère est principalement contrôlée par :

- les forces aux limites liées aux mouvements des plaques,
- les forces de flottabilité liées aux variations latérales de l'énergie potentielle gravitationnelle (GPE) induite par la topographie,
- les tractions basales générées par le couplage entre le flux mantellique et la base de la lithosphère.

Une synthèse des modèles géodynamiques et de leurs différences est présentée ici

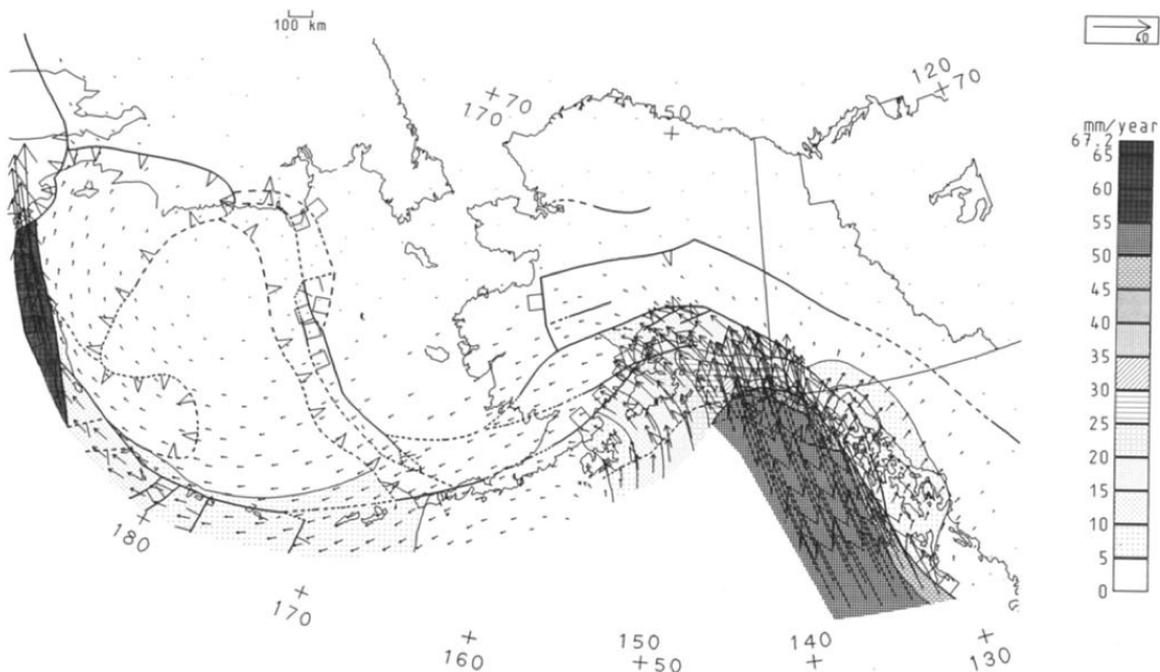


Figure 36 : Vitesses de surface relatives à la plaque Nord Amérique prédites par le modèle numérique (Bird, 1996).

Dans un modèle numérique en éléments finis, Bird (1996) s'intéresse au rôle des processus et forces sur la déformation de l'Alaska. Des conditions aux limites cinématiques sont imposées dans un modèle bicouche comportant des failles, et il ajuste les vitesses de glissement des failles, la direction des contraintes et les vitesses géodésiques. Le meilleur modèle impose une traction basale faible le long de la zone de subduction des Aléoutiennes (plan de faille lubrifié) et la force de collision du bloc Yakutat est le moteur de la déformation en éventail observée en surface. Dans ce modèle, l'extrusion latérale vers le NO n'est pas reproduite et la topographie n'est pas prise en compte.

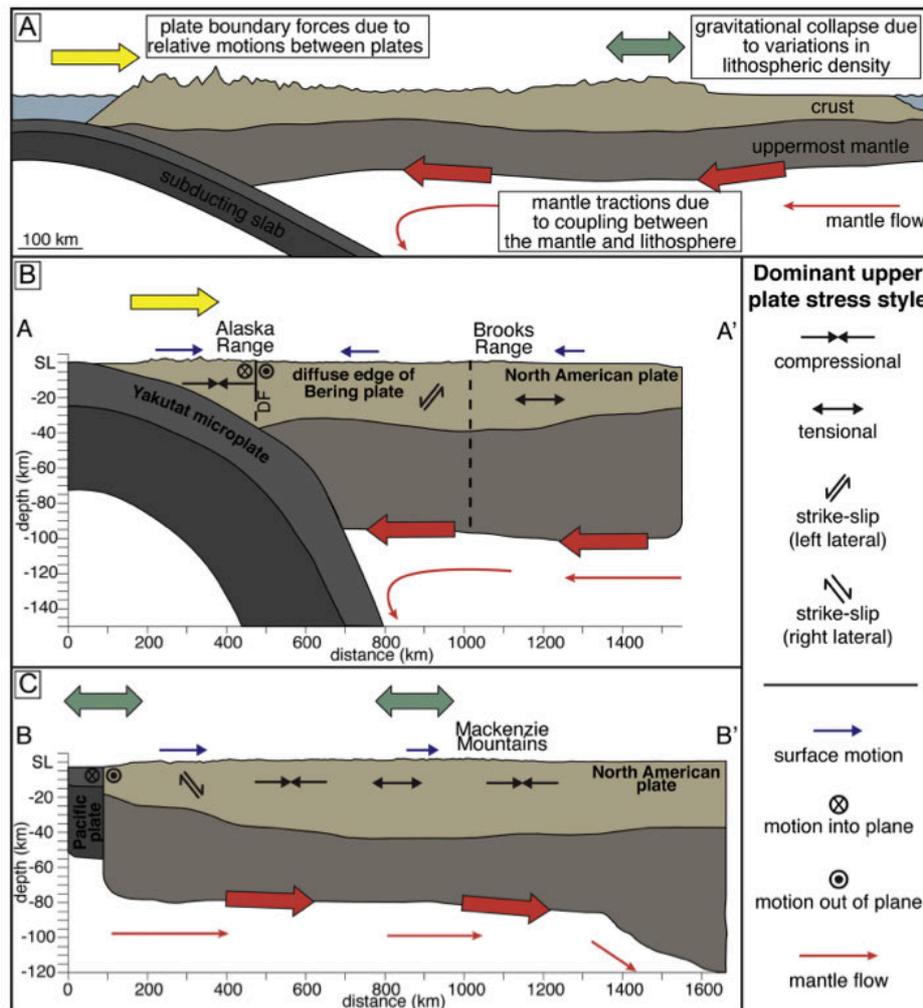


Figure 37 : A : Coupe schématisique qui illustre les trois principaux moteurs de la déformation continentale. B-C : Coupes schématisiques illustrant la cinématique de surface, l'état de contraintes dominant dans la plaque supérieure et les forces dominantes dans différentes régions (B : coupe NE-SW à travers le Yukon ; C : coupe NO-SE à travers la partie centrale d'Alaska) (Finzel et al., 2014).

Finzel et al. (2014); Humphreys and Coblenz (2007) proposent quand à eux des modèles n'intégrant pas les failles. Humphreys and Coblenz (2007) impose des forces aux limites d'un modèle monocouche et ajuste les directions de contraintes ; Finzel et al. (2014) impose également des forces aux limites mais reproduit un champ de déformation. Ces études mettent en avant le rôle fondamental de la topographie dans la déformation du système. Contrairement aux résultats de Bird (1996), l'interaction entre le slab et la plaque Nord-

Amérique varie le long de la zone de collision : depuis une force de collision très forte au niveau du bloc Yakutat à un retrait de la fosse à l'Ouest. Ce gradient latéral à la limite du système a un rôle majeur sur le champ de déformation en surface. Enfin, les forces de collision au niveau du bloc Yakutat doivent être suffisamment élevées pour reproduire les contraintes importantes en surface.

Pour ajuster correctement les observables et permettre un amortissement rapide de la collision du bloc Yakutat, le modèle de Finzel et al. (2014) nécessite la présence d'une zone de découplage au centre de l'Alaska, avec une traction basale importante vers le Sud, contrairement au modèle de Humphreys and Coblenz (2007). On peut se demander si de telles forces de traction sont raisonnables, et si un flux mantellique au centre de l'Alaska expliquerait l'existence de telles forces dans le système. Notons également que les observations utilisées par Finzel et al. (2014) sont issues de données GPS, desquelles un champ continu de déformation est dérivé, et pour lequel on applique une loi de comportement pour calculer un champ de contraintes. Humphreys and Coblenz (2007) utilise uniquement des mesures de contraintes, mais les observations sont peu nombreuses et discontinues.

6.3. MODELES GEODYNAMIQUES POUR LA COLLISION

Même si aujourd'hui les données de sismologie et GPS ont apporté des contraintes de plus en plus nombreuses sur la cinématique en Alaska, peu d'études documentent la géodynamique de ce système à l'échelle de la collision du bloc Yakutat.

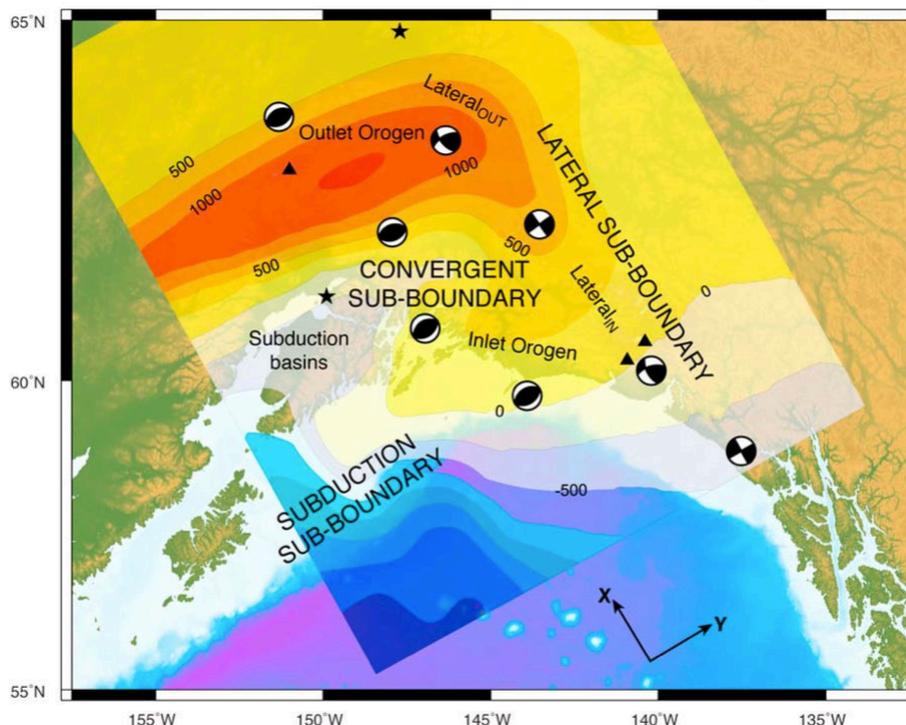


Figure 38 : Carte synthétique des éléments cinématiques utilisés dans le modèle de Koons et al. (2010). Le gradient de couleur montre les déplacements verticaux en mètres d'un modèle de Mohr – Coulomb classique à 250 000 ans.

Koons et al. (2010) proposent un modèle thermomécanique 3D pour examiner la cinématique et la dynamique du système à large et petite échelles pour comparer aux observations de géologie (Figure 38). Le modèle prédit un transfert de la déformation depuis la frontière (Fairweather) vers l'intérieur de la plaque dans le stade précoce de la collision, initiant l'orogénèse de la chaîne Alaska (= « *outlet orogen* »). Cependant, au cours du temps, l'advection de matériel froid dans l'orogène crée une zone à haute résistance frictionnelle le long de l'interface, et la déformation se déplace ~ 500 km vers le sud, provoquant un soulèvement en frontière de plaque au niveau de la chaîne Chugach-Saint Elias (= « *inlet orogen* »). La déformation augmente dans cet orogène qui devient alors la zone dominante de relâchement des contraintes. Ces résultats sont cohérents avec les données d'exhumation qui montrent une initiation du soulèvement ~2 Ma plus jeune dans la chaîne Chugach-Saint Elias (au niveau du mont Logan) que dans la chaîne Alaska (voir 4.3).

De plus, le contexte de convergence oblique conduit à la formation d'orogènes étroits sur le bord latéral de la plaque. Ici, ce « *lateral orogen* » est équivalent à des systèmes transpressifs en bordure de plaque, c'est-à-dire les failles de Fairweather, Denali et les systèmes en raccourcissement associés. La déformation est accommodée par des « *strain knot* » aux jonctions des différents orogènes. Ces « *strain knots* » sont des zones à l'échelle de plusieurs dizaines de kilomètres qui concentrent fortement la déformation. Dans notre système, on en trouve deux aux intersections des différents orogènes : *lateral* et *outlet* (= Denali et Chaîne Alaska) ; *lateral* et *inlet* (= Fairweather et chaîne Chugach Saint Elias).

Le couplage mécanique au niveau du front de collision amène à des connexions entre toutes les frontières (ie les trois orogènes). Ainsi, les variations temporelles des paramètres de rhéologie ou les processus de surface le long d'une frontière sont potentiellement reflétés par des changements de taux de déformation dans les autres frontières. Le déplacement de la déformation vers la chaîne Chugach-Saint Elias a conduit à une réduction du taux de déformation dans la partie Est de Denali près de la jonction avec Totschunda, et à une réduction des taux de déformation dans le « *strain knot* » *lateral/outlet*. À la suite du déplacement des forts taux de déformation avec la maturation du « *inlet orogen* », l'histoire structurale à l'intersection entre celui-ci et le « *lateral orogen* » (= syntaxe, jonction Fairweather/Chugach Saint Elias) montre une séquence cinématique caractéristique : initialement, le décrochement accomode le cisaillement latéral, associé à un mélange de structures obliques ; puis, si la croûte est capable d'adoucissement, le *strain knot* devient une région de déformation localisée, provoquant ainsi un soulèvement rapide et conduisant à des altitudes élevées (correspondant ici aux monts Vancouver, Logan etc).

À l'aide d'un modèle numérique géodynamique 3D, Jadamec et al. (2013) explore le contrôle de la subduction à faible pendage, des failles lithosphériques continentales et de l'hétérogénéité de la rhéologie sur la déformation de la plaque supérieure en comparant aux données de géologie et géodésie. Le modèle est contrôlé par les forces aux limites. Ils proposent que la plaque Pacifique subduite contrôle dynamiquement la déformation au Sud de l'Alaska en isolant le bloc SOAK et permettant ainsi sa translation, contrairement au modèle de Finzel et al. (2011a). Dans ce modèle, alors que les vitesses prédites sont sub-parallèles à la

partie Est de la faille de Denali, la topographie dynamique calculée montre un changement le long de la faille de Denali, approximativement à l'intersection avec la faille de Totschunda. Contrairement à la partie centrale, le modèle ne prédit pas de topographie localisée le long de Denali au Sud de la jonction, même si une zone de cisaillement à faible viscosité est imposée. Cela suggère un changement de l'état de contraintes au niveau de la faille de Totschunda et pourrait avoir des implications pour une faille de Connector naissante entre les failles de Totschunda et Denali (cohérent avec les prédictions du modèle en éléments finis de Kalbas et al. (2008) (~10 mm/a)).

Ces différents modèles apportent des informations cruciales à la compréhension du système et des forces contrôlant sa déformation. Même si le modèle de Koons et al. (2010) semble refléter l'histoire récente de la déformation du système, des paramètres simples de premier ordre comme la nécessité de l'existence des grandes failles intraplaque ne sont pas testés. La complexité du modèle et la diversité des paramètres testés biaisent peut-être l'interprétation des processus géodynamiques en jeu. Notons également que seuls les pics d'exhumation sont comparés aux prédictions du modèle, or le pic d'exhumation récent dans la chaîne de Chugach – St Elias est suggéré comme étant lié aux changements climatiques et non tectoniques (Enkelmann et al., 2015a; Grabowski et al., 2013). Le modèle de Jadamec et al. (2013) est quand à lui centré sur la partie subduite du bloc Yakutat, et les processus contrôlant la déformation au niveau de la syntaxe Est ne sont pas explorés.

7. DEMARCHE AU COURS DE LA THESE

Au cours de ce travail de thèse, je m'applique à améliorer la compréhension de la déformation des orogènes continentaux, et à caractériser le rôle des conditions aux limites et de l'héritage structural dans la partition de cette déformation. Pour cela, je m'appuie sur l'étude de la collision du bloc Yakutat avec la Cordillère Alaska – Canada et utilise plusieurs jeux de données pour caractériser la tectonique active de ce système :

- Dans le **chapitre III**, je présente le champ de vitesse GPS acquises dans la région. Ce travail a été réalisé en collaboration avec J. Elliott (Purdue University), puisque je complète ici son jeu de données pour la région frontalière ; et avec J. Freymueller (University of Alaska, Fairbanks) pour les corrections des effets transitoires. Je présente en détail l'acquisition et le traitement dans le but de produire un champ de vitesses long terme (résiduelles) (voir partie 0), et le modèle tectonique proposé pour la collision est présenté sous forme d'un article publié au Journal of Geophysical Research (voir partie 11).
- Les résultats GPS ont mis en évidence des lacunes sur les vitesses de failles dans la région, éléments clés à la compréhension de la déformation. J'ai choisi de compléter les données GPS à l'aide d'une étude morphotectonique présentée en **chapitre IV**, basée sur des MNT très haute résolution, des observations et échantillons collectés lors d'une mission de terrain (voir parties 14, 0 et 16). Ce travail a été réalisé en collaboration étroite avec M. Ferry (Géosciences Montpellier) et J-F. Ritz (Géosciences Montpellier), mais est aussi le fruit de discussions avec les équipes qui se sont intéressés à ce système de failles précédemment : P. Haeussler (USGS Anchorage), A. Matmon (University of Jerusalem), G. Seitz (USGS Menlo Park, CA) et D. Schwartz (USGS Menlo Park, CA). Ces nouvelles informations me permettent d'améliorer la compréhension de la partition de la déformation au Nord de la syntaxe (partie 17), et de mieux caractériser le rôle de l'héritage structural. Ces résultats font l'objet d'un article en préparation pour la revue Geology (Annexe 7).
- Enfin, le **chapitre V** présente une discussion dans laquelle j'expose tout d'abord mes conclusions en proposant un modèle tectonique intégrant les diverses observations et analyses (partie 18). Puis, je discute plus particulièrement de deux problématiques qui ouvrent des perspectives à l'étude de la déformation de l'orogène Saint Elias et des orogènes continentaux de façon plus générale : les paramètres contrôlant les variations latérales fortes de glissement sur les structures décrochantes ; le rôle de l'héritage structural dans la déformation de la plaque supérieure (parties 19 et 20).

CHAPITRE III : APPORT DES DONNEES GPS A L'ETUDE DE LA TECTONIQUE ACTIVE DE LA CORDILLERE ALASKA – CANADA

Sommaire

8. INTRODUCTION : QU'EST-CE QUE LE GPS ?	72
9. DONNEES GPS	74
9.1. RESEAU DE STATIONS TEMPORAIRES	76
9.2. RESEAU DE STATIONS PERMANENTES	79
9.3. CALCUL DE LA POSITION A L'AIDE DE PPP	80
9.4. CALCUL DES VITESSES	82
9.5. ESTIMATION DES INCERTITUDES	84
10. CORRECTIONS DES EFFETS TRANSITOIRES	90
10.1. POST-SISMIQUE ASSOCIE AU SEISME DE 1964	90
10.2. POST-SISMIQUE ASSOCIE AU SEISME DE 2002	91
10.3. REBOND POST-GLACIAIRE (GIA)	93
10.4. CHARGEMENT INTERSISMIQUE ET VITESSES DE FAILLES	99
11. INDENTOR-CORNER TECTONICS IN THE YAKUTAT-ST. ELIAS COLLISION CONSTRAINED BY GPS 101	
11.1. INTRODUCTION	102
11.2. GPS DATA	104
11.3. TRANSIENT CORRECTIONS AND FAULT VELOCITIES	106
11.4. INDENTOR CORNER	110
11.5. DISCUSSION	113
11.6. CONCLUSION	116
11.7. SUPPLEMENTARY MATERIAL	117

Dans ce chapitre, après une brève introduction de l'outil GPS (section 8), je présente en détail la méthodologie employée pour l'acquisition et le traitement des données, le calcul des vitesses et l'estimation des incertitudes associées (section 9).

Puis, je fournis dans la partie 10 une analyse des effets transitoires et leur correction. Alors que dans le manuscrit de thèse je présente une synthèse des modèles de correction existant pour le rebond post-sismique associé aux séismes de 1964 et 2002 (parties 10.1 et 10.2), mes estimations de corrections de ces effets transitoires sont présentées en détail uniquement dans l'article publié dans le *Journal of Geophysical Research* qui constitue la section 11 (et les annexes associées section 11.7). Dans la section de thèse consacrée au rebond post-glaciaire (10.3), je détaille les modèles de Larsen et al. (2005) et Hu and Freymueller (2012) que j'améliore à l'aide des nouvelles données GPS dans le cadre d'un séjour à l'Université de Fairbanks, Alaska (parties 10.3.5 et 11.3.2).

Enfin, les résultats et conclusions tectoniques associées sont fournis dans l'article, parties 11.5 et 11.6.

Dans la partie méthodologie de cet article (sections 11.2 et 11.3), quelques informations redondantes avec la méthodologie de la thèse pourront apparaître, bien que les informations soient beaucoup plus détaillées dans le chapitre de thèse, permettant selon l'intérêt du lecteur de choisir entre une version détaillée ou synthétique.

8. INTRODUCTION : QU'EST-CE QUE LE GPS ?

Le Global Positioning System (GPS) est un outil très exploité en sciences de la Terre, avec des applications telles que la surveillance des risques naturels (volcanisme, glissements de terrains), la quantification des vitesses de failles, la détermination du niveau absolu des mers, la réalisation de Modèles Numériques de Terrain (MNT) etc. La mise en place d'un réseau GPS à travers l'Alaska, le Yukon, la Colombie Britannique et les Territoires du Nord-Ouest depuis les années 1990 a permis d'améliorer la compréhension de la tectonique active de la région, et c'est un des outils principaux que j'utilise pendant ma thèse.

Le GPS est un système de radio-positionnement par satellites, mis en place par l'armée américaine dans les années 1960. Il repose sur un principe simple : la position des satellites est connue, la distance satellite-récepteur est mesurée, et la position du récepteur est calculée par triangulation 3D. Il est donc fondamental de déterminer une distance satellite-récepteur robuste. Pour cela, le satellite et le récepteur génèrent un signal radio identique au même moment.

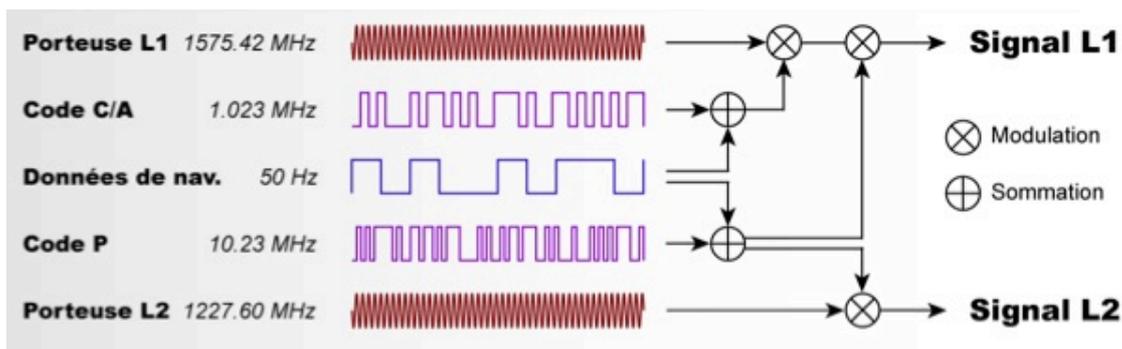


Figure 39 : Structure du signal radio émis par les satellites GPS.

À partir d'une fréquence fondamentale ($f_0 = 10.23$ Mhz), le satellite génère deux ondes porteuses (L1 = 1 575.42 Mhz ; L2 = 1 227.60 Mhz) dans le but d'éliminer les effets de retard de l'ionosphère. Ces ondes sont modulées par des :

- codes pseudo-aléatoires (C/A et P code),
- un message de navigation qui contient les informations spécifiques du satellite et des données communes à l'ensemble des satellites (correction d'horloge du satellite, éphémérides du satellite, modèle mondial d'ionosphère, différence UTC et temps GPS, almanachs de l'ensemble des satellites dégradés) (Figure 39).

La mesure de la position peut se faire sur le code ou sur la phase. En géodésie appliquée aux sciences de la Terre, on utilise la mesure sur la phase des signaux. Le signal des ondes porteuses L1 et L2 est décrit comme une sinusoïde, dont la phase s'exprime en nombre de cycles par :

$$\phi = f(t - t_0) + \frac{\phi_0}{2\pi}, \quad (1)$$

avec f la fréquence, t_0 le temps initial et ϕ_0 la phase à l'instant t_0 .

La phase du signal émis par le récepteur $\phi_{i(tr)}$ est comparée à la phase du signal émis par le satellite $\phi_{(te)}^j$, on obtient alors la mesure du déphasage $\Delta\phi_{(tr)}$ compris entre 0 et 1 cycle.

$$\phi_{i(tr)} - \phi_{(te)}^j = \Delta\phi_{(tr)} + N_{i(tr)}^j, \quad (2)$$

où $N_{i(tr)}^j$ est l'ambiguïté entière qui correspond au nombre entier de cycle entre le satellite et le récepteur à l'instant tr (moment d'émission de l'onde par le récepteur). L'ambiguïté entière va donc être une inconnue supplémentaire dans la mesure de la phase.

L'équation de la mesure de phase est exprimée par :

$$\lambda\Phi = \rho_i^j + c(dt_i - dt^j) + cdt_{atmo} + cdt_{bm} - \lambda N_i^j, \quad (3)$$

avec Φ la mesure de la phase ; λ la longueur d'onde ; ρ_i^j la distance géométrique entre le satellite j et le récepteur i ; dt_i et dt^j les dérives des horloges récepteur et satellite ; dt_{atmo} et dt_{bm} les corrections atmosphériques et le bruit de mesure ; et c la célérité de la lumière.

Les sources d'erreur affectant les mesures GPS sont multiples :

- orbites des satellites : corrigées par des éphémérides précises,
- horloges : corrigées par des données précises ou par traitement différentiel,
- ionosphère : corrigée par l'utilisation de récepteurs bi-fréquence,
- troposphère : corrigée par des modèles estimant les paramètres troposphériques,
- multi-trajets : corrigé par des longues observations (> 24h) et par le choix d'un site dégagé.

Les mesures répétées au cours du temps de la position précise (de l'ordre du centimètre) d'un même point permettent d'obtenir la vitesse de celui-ci à une précision de l'ordre de quelques millimètres par an ou mieux.

9. DONNEES GPS

Le réseau GPS en Alaska et au Nord du Canada a été installé et est géré par l'Institut de Géophysique à l'Université de Fairbanks, Alaska (USA) et le département de Ressources Naturelles du Canada (RNCAN) à Victoria, Colombie-Britannique (Canada). Le jeu de données utilisé est composé de 23 stations permanentes et 56 stations de campagne dont 12 nouvelles, installées par le RNCAN en 2007 et 2008. Ces stations sont distribuées en Alaska, au Yukon, au Nord de la Colombie Britannique et dans les Territoires du Nord-Ouest (Figure 40).

La zone d'étude se situe principalement au Yukon et l'acquisition des données de campagne effectuée durant cette thèse résulte d'une collaboration étroite avec le RNCAN. Mais pour obtenir une solution cohérente de part et d'autre de la frontière, plusieurs stations côté Alaska sont incluses dans le jeu de données. J'ai choisi d'inclure les stations permanentes en priorité (qui fournissent une solution plus précise) et quelques stations de campagne pour combler des lacunes géographiques dans la chaîne des Wrangell-St Elias et autour de la jonction Denali-Totschunda. Ces données sont extraites des archives de l'UNAVCO et proviennent du projet STEEP (<http://www.unavco.org/data/data.html>, 2013).

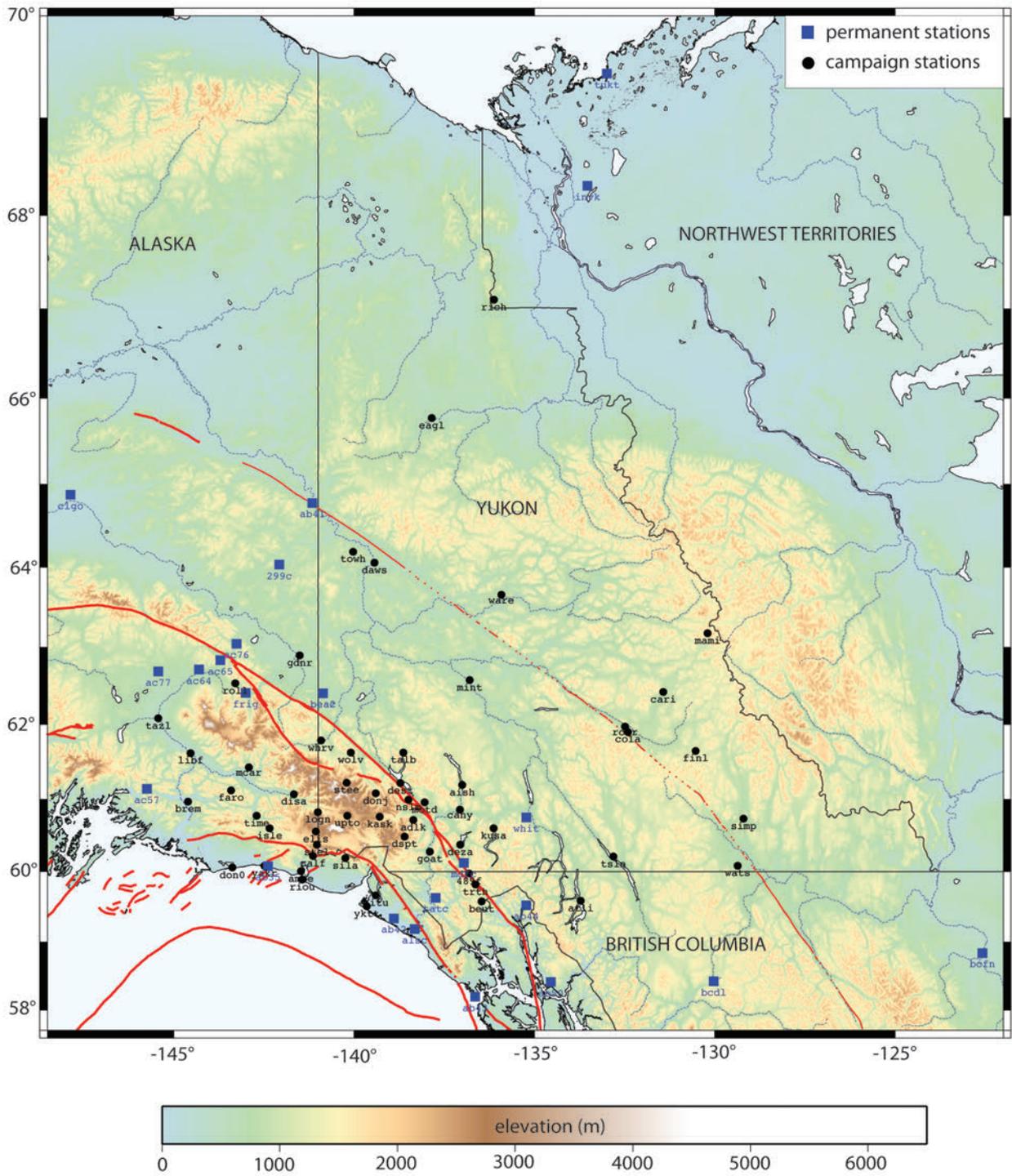


Figure 40. : Réseau GPS utilisé en Alaska et au Canada. Les stations permanentes sont représentées par des carrés bleus et les ronds noirs représentent les stations temporaires.

9.1. RESEAU DE STATIONS TEMPORAIRES

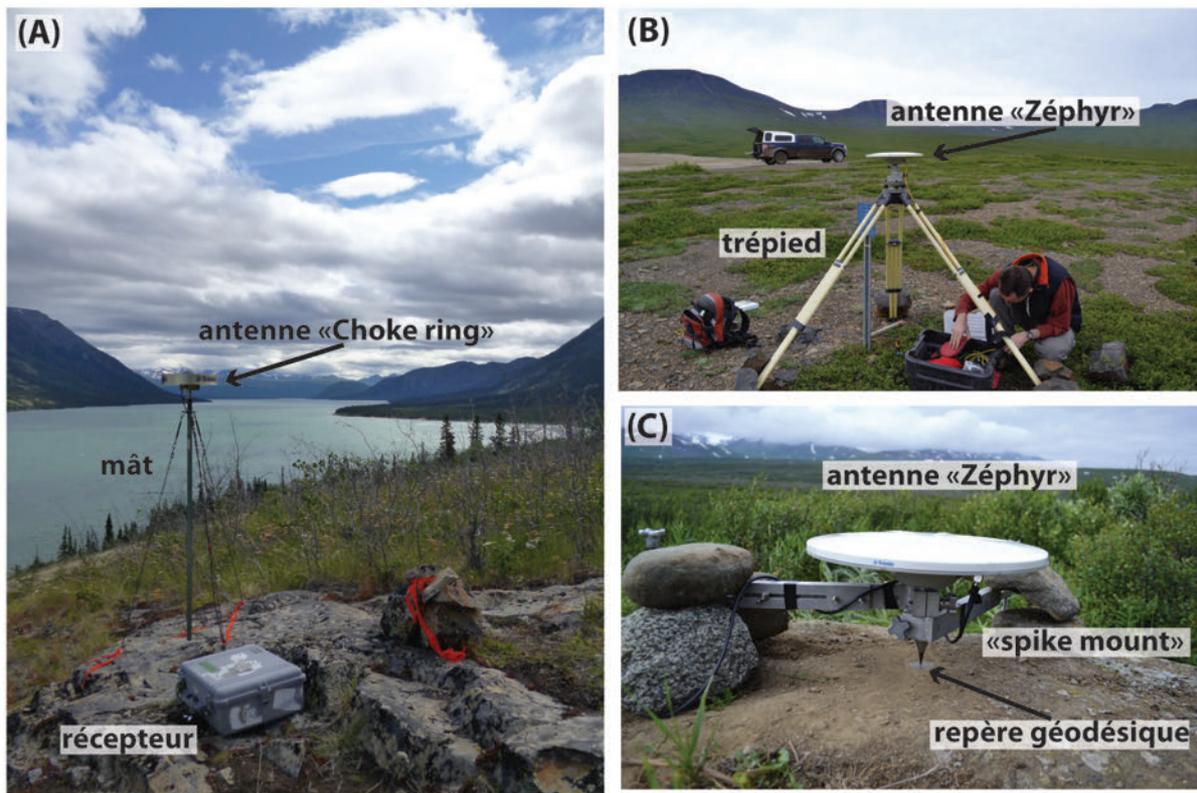


Figure 41 : Exemples des différents monuments des stations temporaires. A : AISH ; B : RICH ; C : TRTH.

La période de mesure s'étend de 1997 à 2013, avec une moyenne de 6.6 années d'observation par station et un minimum de 3 campagnes de mesures.

Les repères géodésiques installés dans de la roche stable sont de trois types :

- tiges en acier inoxydable enduit d'époxy pour les repères installés par le NRC,
- tiges en acier avec marqueur en cuivre pour les repères installés par le Service Géodésique du Canada,
- disque en laiton soudé à une tige ancrée dans la roche pour les repères installés par l'Université de Fairbanks Alaska.

Les stations occupées par le NRCan sont équipées de 3 ancres supplémentaires fixées dans la roche solide, et sont installées sur des mâts en acier (Tech 2000) calibrés et centrés sur le repère géodésique qui assure une bonne stabilité. Elles sont équipées d'antennes de type « Choke Ring » orientées vers le Nord géographique et de récepteurs Trimble Net R8 alimentés par une batterie 12 V. Celles occupées par l'Université de Fairbanks sont installées sur des « spike mounts » de hauteur fixe (30 cm) ou des trépieds et sont équipées d'antennes de type Zéphyr et de récepteurs Trimble 5700 (Figure 41).

Les stations :

- enregistrent à taux d'échantillonnage de 30 secondes dans le référentiel de temps UTC, pour au minimum 2 jours, dans le but de limiter l'impact des variations atmosphériques journalières (atmosphère, vapeur d'eau, orbites, multi-trajets, ...),
- sont installées à la même période à chaque campagne (entre juin et septembre) pour s'affranchir au mieux des variations annuelles et semi-annuelles (variation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, de la charge atmosphérique),
- sont équipées d'un matériel similaire pour limiter les biais liés aux changements d'équipement.

Les récepteurs GPS Trimble enregistrent les données dans un format binaire natif de Trimble *.t00 (compressé) et *.dat (non compressé). Le logiciel TEQC (<https://www.unavco.org/software/data-processing/teqc/teqc.html>, 2015) permet de transformer les fichiers en format RINEX (Receiver Independent Exchange Format), qui est un format d'échange indépendant du récepteur développé par l'Institut d'Astronomie de l'Université de Berne, dans le but de fournir un format universel pour les données collectées en format propriétaire par des récepteurs de marques différentes (<http://rgp.ign.fr/DONNEES/format/rinex.php>, 2015).

Lors de la conversion en format RINEX, différents types de fichiers peuvent être produits : données d'observation, messages de navigation (contenant les éphémérides), données météorologiques et informations sur les horloges. Lors du traitement des données, nous utilisons le fichier d'observation *.o, constitué de :

- une entête, éditée à l'aide de TEQC pour lequel l'utilisateur définit : nom de la station, position à-priori, intervalle d'observation en secondes, type d'observables (C1L1L2P1P2S1S2), opérateur, type et numéro de série du récepteur, version firmware du récepteur, type et numéro de série d'antenne, hauteur d'antenne, type et numéro de série du monument.
- Des blocs de mesures, dans lesquels on trouve l'époque d'enregistrement, le nombre de satellites, la liste des satellites, puis les valeurs pour chaque satellite de la mesure sur les différents observables. Ces observables sont : la mesure de phase sur L1 et L2 exprimée en nombre de cycles ; la mesure du code C/A sur L1 (C1) exprimée en mètres ; la mesure du code P sur L1 et L2 (P1 et P2) exprimée en mètres ; la mesure du rapport signal sur bruit sur L1 et L2 (S1 et S2).

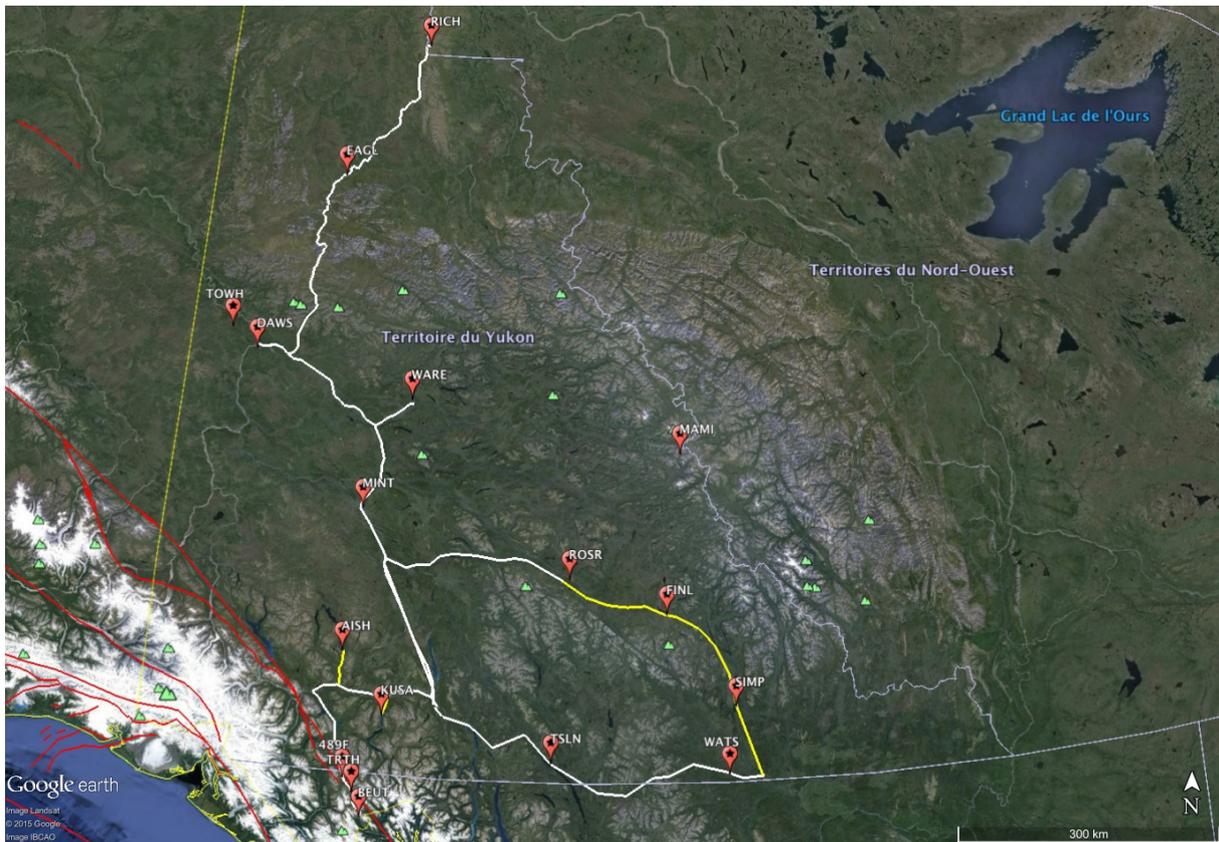


Figure 42 : Stations occupées durant la campagne de mesures de l'été 2013.

Au cours de ma thèse, j'ai participé à deux campagnes de mesures du réseau temporaire au Yukon. Pour la première durant l'été 2012, la campagne a été organisée par M. Schmidt (NRCan) et j'ai participé à la mesure de 13 stations.

Pour la deuxième campagne pendant l'été 2013, j'ai organisé toute la mission qui a duré 1 mois. J'ai utilisé des antennes et récepteurs prêtés par l'Université de Fairbanks (Trimble), des « spike mounts » et trépieds prêtés également par l'Université de Fairbanks et des mâts du réseau RESIF en France. Le passage de la frontière entre les USA et le Canada a nécessité la mise en place de formalités administratives pour emporter le matériel. 18 stations ont été occupées à travers tout le Yukon et les territoires du Nord-Ouest, dont une accessible par hélicoptère (Figure 42). En moyenne, nous installions/récupérons deux stations par jour : pour avoir un minimum de deux journées UTC complètes (- 7h en Alaska) les stations ont été installées avant 10h et récupérées après 17h. Lors de la collecte des récepteurs, un traitement rapide à l'aide du logiciel Teqc était réalisé dans le but de contrôler la qualité des données collectées (période d'observation, nombre de satellites, pourcentage d'observations). Au total, presque toute les routes du Yukon ont été empruntées et ~ 6 000 km ont été parcourus sur le mois. J'ai été aidée sur la première moitié de la mission par Summer Miller (University of Alaska, Fairbanks) et sur la deuxième moitié par Stéphane Mazzotti (Géosciences Montpellier).

9.2. RESEAU DE STATIONS PERMANENTES

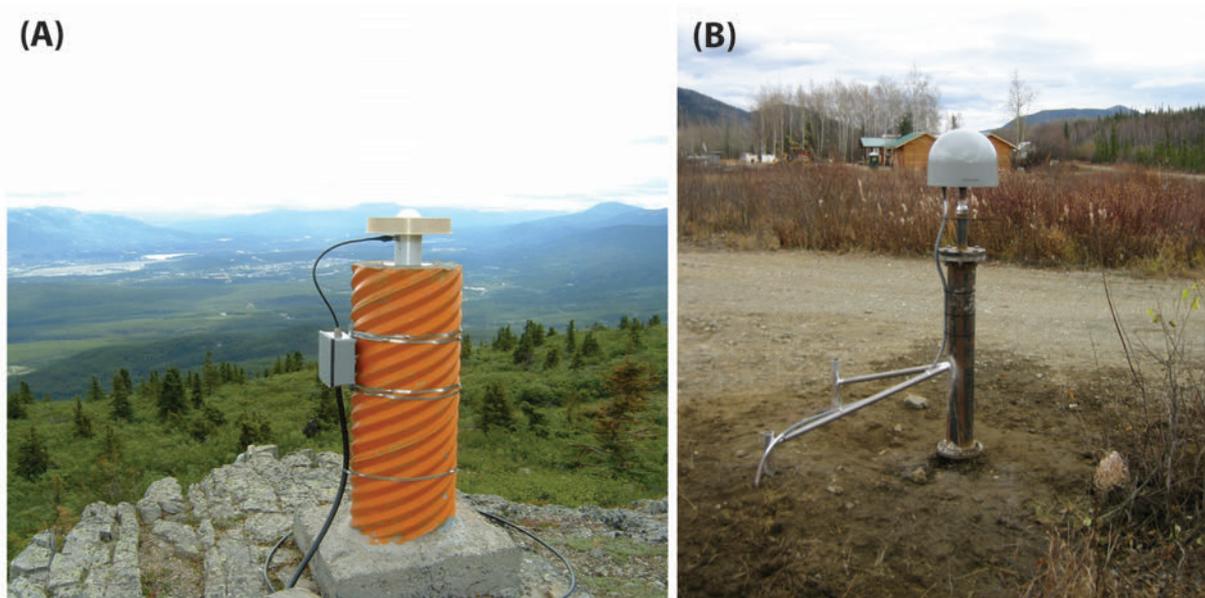


Figure 43 : Exemple de différents monuments de stations permanentes. A : WHIT ; B : AB41.

La période de mesure utilisée pour ces stations s'étend de 1995 pour les plus vieilles à 2013, avec une durée moyenne de 8.1 années d'observation par station.

Les stations sont alimentées par le réseau électrique quand cela est possible ou par des panneaux solaires, et sont équipées de batteries pour assurer un fonctionnement en continu en cas de panne du système d'alimentation. Les informations sont transmises en temps réel par le réseau téléphonique ou par internet, sauf certaines pour lesquelles les données sont stockées sur des disques durs et téléchargées tous les ans.

Les monuments peuvent être de deux types :

- un pilier de fondation peu profonde. Le marqueur géodésique est intégré au sommet d'un pilier en béton de hauteur ~1.5m. Le pilier est ancré dans la roche à l'aide de barres en acier. L'antenne est centrée grâce à une base en aluminium anodisé de 10 cm de haut. Cette base fournit une hauteur constante au-dessus du repère et permet l'orientation de l'antenne vers le Nord (Figure 43A),
- un mât avec une fondation profonde. L'enveloppe extérieure du monument est ancrée et jointée dans la roche jusqu'à une profondeur de ~15 m. Pour renforcer la stabilité, des tiges en acier peuvent être cimentées au sol autour du monument (Figure 43B).

Des antennes de type « Choke Ring », souvent avec dôme de protection (Figure 43B), sont installées et des récepteurs Trimble ou Leica enregistrent les données.

9.3. CALCUL DE LA POSITION A L'AIDE DE PPP

Traditionnellement dans la communauté des utilisateurs de données GPS haute-précision, le traitement en double-différence est utilisé pour calculer des positions d'une précision de l'ordre de quelques millimètres. Cette méthode nécessite l'utilisation d'au moins deux récepteurs GPS (et deux satellites), dont une ou plusieurs stations de référence dont la position est supposée connue. La position relative des stations est calculée grâce à la mesure de la distance satellite-récepteur sur les ondes porteuses et des lignes de base entre les stations du réseau. Cette méthode permet de s'affranchir des biais d'horloges des récepteurs et des satellites et de réduire les effets des perturbations atmosphériques et des orbites des satellites. Seulement, elle nécessite l'utilisation d'au moins deux stations simultanément et le traitement des données est relativement long (une semaine de calcul est nécessaire pour une centaine de stations).

Dans le cadre de ma thèse, j'ai utilisé un mode de traitement des données GPS récent, qui n'était pas encore implanté au laboratoire, fourni par Ressources Naturelles Canada. Heroux and Kouba (2001) ont développé une nouvelle approche non différenciée qui utilise la mesure sur la phase et les données fournies par l'International GPS Service (IGS) pour calculer la position précise (statique ou cinématique) d'une station seule avec une précision de l'ordre du centimètre. Je l'ai mis en place sur le cluster du laboratoire et ai résolu les problèmes liés à la nouvelle version prenant en compte les effets secondaires du délai ionosphérique (les GPS bi-fréquence éliminent 99% des effets du délai ionosphérique, un modèle est appliqué pour l'incertitude restante) et les paramètres de rotation de la Terre.

La méthode Precise Point Positioning (PPP) s'appuie sur les données fournies par l'IGS (Dow et al., 2009). Grâce à un réseau de plus de 350 stations GPS, l'IGS fournit des éphémérides précises (orbites et horloges des satellites) et des paramètres de rotation de la Terre. Les données de précision optimale sont disponibles environ 2-3 semaines après le jour de la mesure (<https://igsb.jpl.nasa.gov/components/prods.html>, 2013). Le principe de calcul de la méthode PPP de Heroux and Kouba (2001) repose sur l'inversion d'une matrice $f(\phi)$ contenant 5 inconnues à déterminer à partir d'un enregistrement entre un satellite et un récepteur (mesure sur la phase, l'équation (3) est donc juste complétée par quelques paramètres) : la position 3D du récepteur ρ (à partir d'une équation de triangulation), le décalage d'horloge entre le satellite et le récepteur dT , le délai troposphérique (donné pour une fonction « mapping » M et le délai au zénith zpd), le paramètre d'ambiguïté N et la mesure sur la phase l_ϕ (L3 et combinaison L1 et L2) :

$$f(\phi) = \rho + CdT + Mzpd + N\lambda + \varepsilon_\phi - l_\phi = 0,$$

où C est la vitesse de la lumière dans le vide, λ la longueur d'onde et ε_ϕ le bruit (incluant les multi-trajets). Ici, le délai troposphérique est fourni au zénith par le Global Geodetic Observing System (GGOS) (Lagler et al., 2013) et est ensuite calculé en tout point de l'espace à partir de « mapping functions » (Boehm et al., 2006).

Des mouvements transitoires journaliers peuvent induire une erreur de l'ordre du mètre sur la mesure de la pseudo-distance, et des corrections sont incluses dans la solution :

- décalage de l'antenne satellite : l'IGS fournit les coordonnées précises du satellite par rapport au centre de masse de celui-ci, et une correction est appliquée pour obtenir le centre de phase de l'antenne GPS,
- paramètres de rotation de la Terre : fournis par l'IGS, à une précision de $\sim 10 \mu\text{s}$,
- centre de phase des antennes GPS des récepteurs : fournies par l'IGS (<https://igsceb.jpl.nasa.gov/projects/antenna/>, 2015) (la même antenne est utilisée pour chaque mesure de campagne pour limiter les incertitudes),
- charge océanique (i.e. les marées) : elles provoquent une déformation importante en Alaska ($\sim 85 \text{ mm}$). Elles sont fournies par le ONSALA Space Observatory, basée sur le modèle FES2004 de Letellier (2005).

Enfin, les mesures associées à des satellites trop bas sur l'horizon (élévation 10°) ou dont le Global Dilution Of Precision (GDOP, représentant la précision de mesure du GPS dépendant du nombre de satellites et de leur géométrie) est faible (< 20) sont supprimées.

On obtient alors les *positions GPS journalières* et l'écart-type associé pour les 3 composantes (Nord, Est, vertical), *définies dans le référentiel du satellite* (qui est le référentiel des données fournies par l'IGS) : IGS05, IGS08 ou IGB08, dépendant de la date d'acquisition.

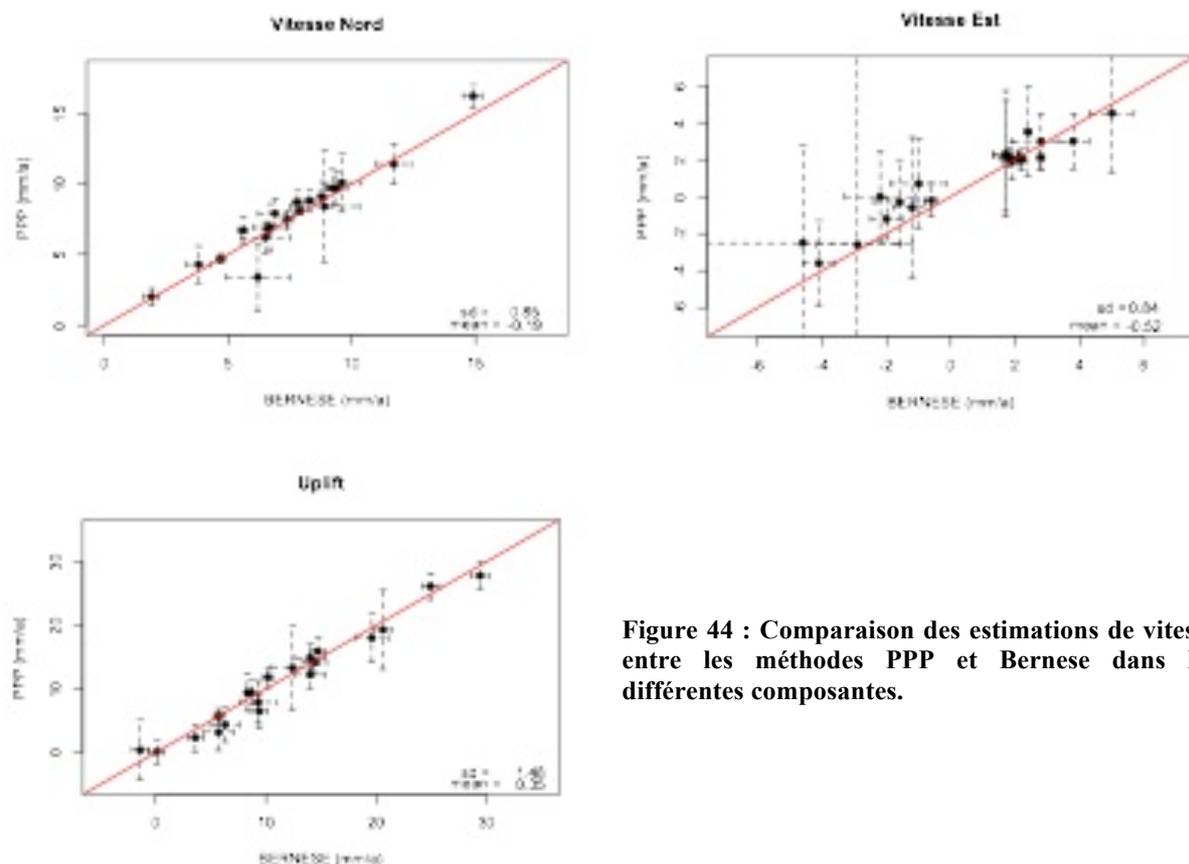


Figure 44 : Comparaison des estimations de vitesse entre les méthodes PPP et Bernese dans les différentes composantes.

Dans le but de tester la validité du traitement PPP, j'ai également traité une partie des données avec le traitement en double différence Bernese v4.2 (<http://www.bernese.unibe.ch>, 2012) (20 stations temporaires). Les données utilisées dans cette étude de tectonique active sont les *vitesse*, aussi, après avoir calculé la *position* de chaque station à l'aide des deux méthodes, la vitesse est calculée de la même façon (cf 9.4) et comparée pour tester la validité de la méthode PPP (Figure 44). Ainsi, le résiduel moyen obtenu pour les différentes composantes est :

- Nord : $0.19 \text{ mm/a} \pm 0.85$,
- Est : $0.52 \text{ mm/a} \pm 0.84$,
- Vertical : $0.35 \text{ mm/a} \pm 1.48$.

La différence est inférieure à 0.5 mm/a , et inférieure à l'incertitude des vitesses calculées (cf 9.4). Aucun biais systématique n'est observé entre les deux solutions, et la différence est non significative. Cette comparaison permet de valider la méthode de traitement PPP et le logiciel utilisé pour des analyses de tectonique et géodynamique avec des précisions de l'ordre de 0.5 mm/a . De la même façon, des études récentes ont montré la validité de cette approche dans des domaines à faible déformation (thèse H.N. Nguyen, en préparation).

9.4. CALCUL DES VITESSES

9.4.1. STATIONS PERMANENTES

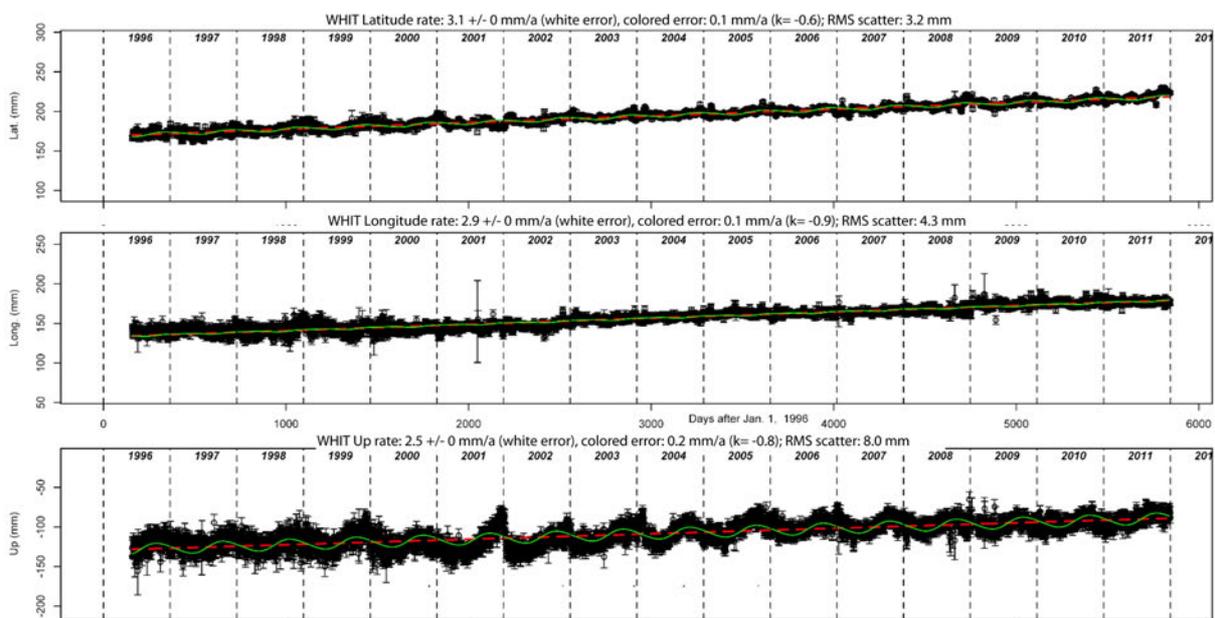


Figure 45 : Série temporelle pour la station permanente WHIT pour les composantes Nord, Est et vertical. Les points noirs sont les mesures de position journalières, la courbe verte représente la sinusöide annuelle et la droite en pointillés rouge le modèle de vitesse. Les incertitudes sont données pour : un bruit blanc, un bruit coloré avec la méthode de Williams (2003) (la valeur de κ est précisée entre parenthèses) et le RMS du modèle.

La *position* calculée au cours du temps est intégrée dans une série temporelle pour estimer la *vitesse* à chaque station dans les composantes Nord, Est et verticale à l'aide du logiciel de statistiques R (Figure 45).

La *vitesse* est exprimée par rapport à une *plaque Nord-Amérique stable*, définie dans le référentiel *ITRF2008* (Altamimi et al., 2012). Les vitesses prédites par le pôle eulérien de la plaque Nord-Amérique sont calculées à chaque station, et soustraites des vitesses GPS. Le modèle se compose alors :

- d'une inversion en moindres carrés, pondérée par la valeur de l'incertitude sur la position donnée par PPP,
- d'une sinusoïde annuelle et semi-annuelle qui permettent de modéliser les effets saisonniers résiduels tels que la variation de vapeur d'eau dans l'atmosphère, la charge océanique résiduelle, l'orbite terrestre etc.

Après un premier calcul, les points dont l'écart-type est supérieur à 3σ par rapport au modèle sont supprimés, et la vitesse est alors calculée une seconde fois à partir des points restants.

Enfin, des sauts dans la série temporelle, liés par exemple à un changement d'antenne ou un séisme, peuvent être définis par l'utilisateur par leur date et pris en compte dans le modèle.

La validité du modèle (= l'écart entre celui-ci et les mesures de position) est exprimée par le Root Mean Square (RMS) :

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum x_i^2}{n^2}},$$

qui est une moyenne géométrique des résiduels x_i entre le modèle et les mesures n .

Les vitesses dérivées des positions données dans le référentiel IGS à l'aide de la méthode PPP sont cohérentes avec le référentiel ITRF2008, avec une différence moyenne de 0.3 mm/a pour les stations communes avec l'ITRF (WHIT et INVK).

9.4.2. STATIONS TEMPORAIRES

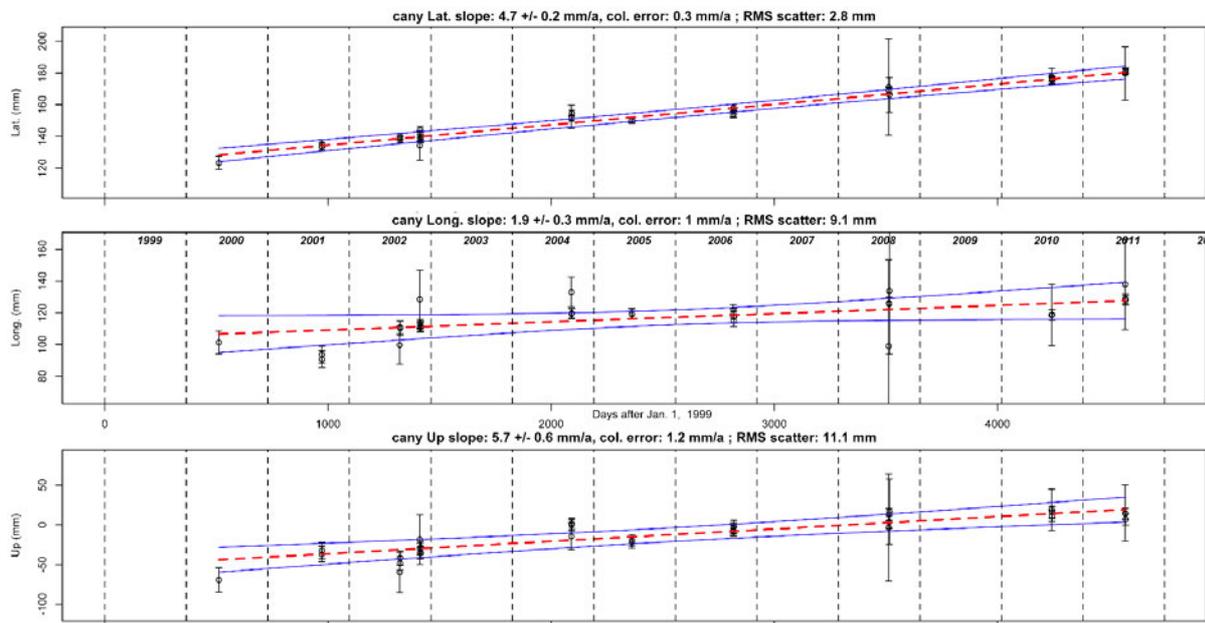


Figure 46 : Série temporelle pour la station temporaire CANY. Les points noirs sont les mesures de position journalière et l'incertitude associée, la droite en pointillés rouges représente le modèle de vitesse et les droites bleues l'incertitude sur la vitesse pour un bruit coloré. Les incertitudes sont données pour : un bruit blanc, un bruit coloré avec la méthode de Mao et al. (1999) et le RMS du modèle.

Les vitesses pour les stations temporaires sont calculées de la même façon à l'aide d'une inversion en moindres carrés, dans le référentiel Nord Amérique stable dans l'ITRF2008 (Figure 46). Cependant, les effets saisonniers ainsi que des sauts dans la série temporelle ne peuvent pas être modélisés à cause du faible nombre de mesures (2-5 jours par an). La répétition des mesures à la même période de l'année (même mois) limite fortement l'impact de ces variations saisonnières sur les résultats.

9.5. ESTIMATION DES INCERTITUDES

Les sources d'incertitudes dans les mesures de vitesses GPS sont multiples : orbites des satellites, biais d'horloges, retard dû à l'ionosphère, délai troposphérique, multi-trajets, instabilité du monument, etc.

9.5.1. STATIONS PERMANENTES

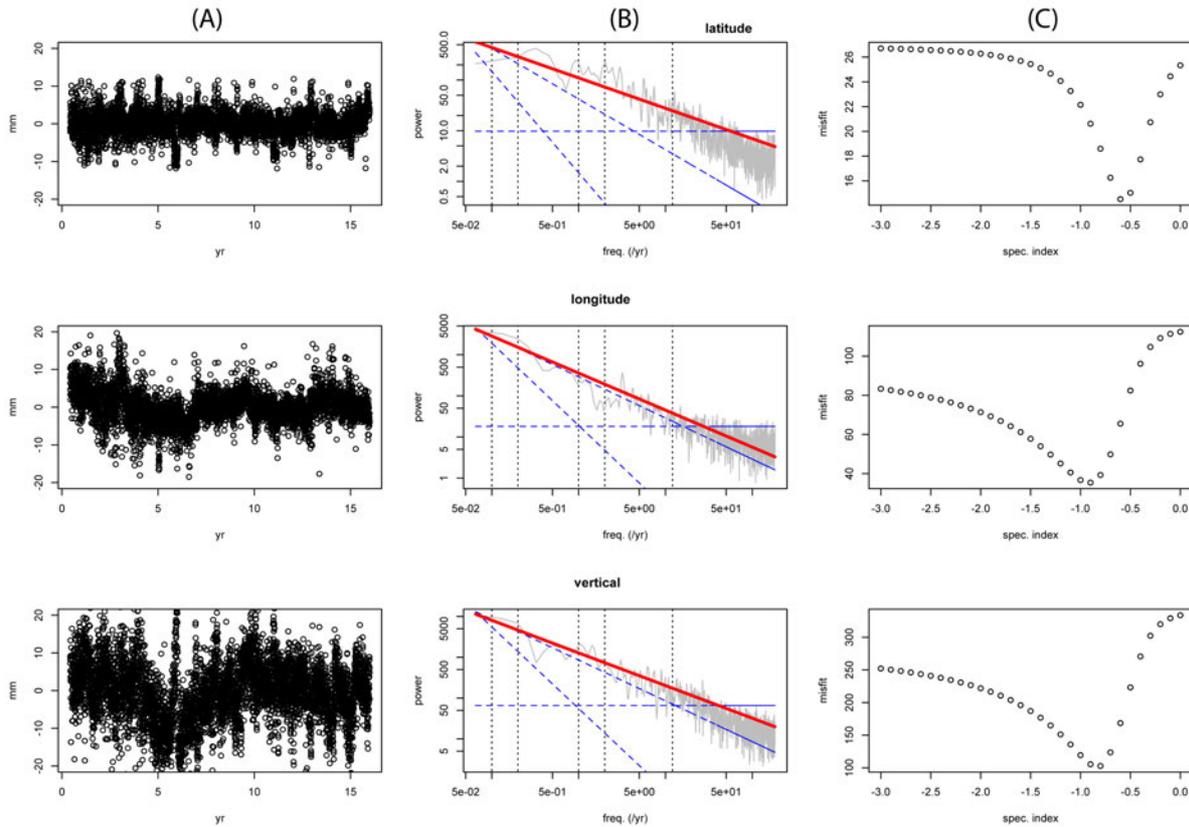


Figure 47 : Estimation de l'incertitude associée au calcul de vitesse pour une station permanente (WHIT). A : Résiduels x_i en fonction du temps. B : Spectre fréquentiel des résiduels (courbe grise) et modèle de bruit d'après la formulation de Williams (2003) (droite rouge). Les droites en pointillés bleus représentent le modèle de bruit pour des indices spectraux entiers (0, 1 et 2). C : Ecart entre l'indice spectral et le modèle de bruit.

Le graphique représentant l'écart entre les mesures et le modèle de vitesse (résiduels x_i) au cours du temps (Figure 47A) met en évidence des signaux périodiques de différentes périodes : de 1 an jusqu'à 10 ans. Un simple écart-type ne décrit donc pas assez précisément l'incertitude associée à la vitesse calculée. Williams (2003); Williams (2004) formulent une méthode pour calculer l'incertitude des séries temporelles sur la base de modèles de bruits colorés (dépendant de la fréquence).

Tout d'abord, une transformée de Fourier est appliquée aux résiduels pour calculer le spectre fréquentiel, décrit par une loi de puissance :

$$P(f) = P_0 \times \left(\frac{f}{f_0} \right)^{-\kappa},$$

où f est la fréquence, P_0 et f_0 les constantes de normalisation et κ l'indice spectral (Figure 47B). Le spectrogramme ainsi obtenu représente la somme de tous les signaux harmoniques des résiduels. Il permet de voir la structure du bruit et de caractériser les sources périodiques.

Williams (2003); Williams (2004) décrivent le bruit dans les données GPS comme la combinaison de :

- bruit blanc, $\kappa = 0$: correspond à des données non corrélées dont les points sont indépendants,
- bruit coloré « flicker noise », $\kappa = 1$: les données sont corrélées et les sources du bruit sont les facteurs environnementaux régionaux et globaux (effets atmosphériques ou orbite des satellites),
- bruit coloré « random walk », $\kappa = 2$: les données sont corrélées et les sources peuvent être locales comme des mouvements d'un monument installé dans des sédiments ou un trépied instable par exemple.

Williams (2003) détermine une formule analytique permettant d'estimer l'incertitude sur la vitesse σ_r pour un indice spectral κ quelconque à partir du nombre d'observations n et du pas d'échantillonnage ΔT :

$$\sigma_r^2 = b_\kappa^2 \times \eta \times \Delta T^\beta \times \eta^\gamma,$$

où β, γ et η sont des fonctions directes de l'indice spectral et b_κ l'amplitude du bruit. L'indice spectral correspond à la pente du spectre des résiduels (Figure 47B), l'amplitude correspond au P_0 , c'est-à-dire la valeur de la puissance à $f = f_0$.

L'incertitude sur l'estimation de la vitesse est alors calculée pour un bruit coloré estimé pour chaque station, différent des valeurs entières trouvées dans la littérature. Elle est en moyenne égale à 0.3 mm/a pour la composante horizontale et 0.5 mm/a pour la composante verticale.

9.5.2. STATIONS TEMPORAIRES

Pour les stations temporaires, le pas d'échantillonnage ΔT n'est pas constant et les séries temporelles sont courtes (n petit) : on ne peut donc pas calculer de spectrogramme et la formulation de Williams (2003) n'est pas applicable.

J'utilise la méthode de Mao et al. (1999) qui permet d'estimer l'incertitude sur la vitesse à partir de l'amplitude du bruit associée aux indices spectraux entiers (0, 1 et 2), du nombre d'observations g et de la longueur de la série temporelle T :

$$\sigma_r \cong \left(\frac{12\sigma_\omega^2}{gT^3} + \frac{a\sigma_f^2}{g^b T^2} + \frac{\sigma_{rw}^2}{T} \right)^{1/2},$$

où σ_ω est l'amplitude du bruit blanc, σ_f l'amplitude du bruit « flicker », σ_{rw} l'amplitude du bruit « random walk » et a et b des coefficients empiriques. Les indices spectraux estimés pour les stations permanentes dans les régions étant compris entre 0 et 1, la partie correspondant au bruit « random walk » n'est pas conservée puisqu'elle n'est pas représentative de l'incertitude dans la région.

Dans cette formulation, l'amplitude du bruit est directement proportionnelle à la dispersion des données de position GPS (représentée par le RMS) multipliée par un facteur d'échelle. Ici, nous le calibrons à l'aide des sites permanents de la région pour le bruit blanc et le bruit « flicker » (qui correspond à un bruit d'origine régionale). Pour cela, on calcule l'incertitude

des stations permanentes à l'aide de la méthode de Williams (2003) décrite précédemment. Puis on inverse la formulation de Mao et al. (1999) pour déterminer ces facteurs d'échelle, que l'on appliquera ensuite aux stations temporaires.

L'amplitude pour le bruit est alors donnée par :

$$\sigma_{\omega} = 1.7 \times RMS$$

$$\sigma_{\omega f} = 0.4 \times RMS$$

On peut enfin calculer l'incertitude sur la vitesse calculée aux stations temporaires. Elle est en moyenne égale à 1.7 mm/a pour la composante horizontale et 2.9 mm/a pour la composante verticale.

Le tableau en Annexe 1 présente les données de vitesses brutes par rapport à la plaque Nord-Amérique dans le référentiel ITRF 2008, avec les incertitudes associées à 1σ (intervalle de confiance de 68.2%), la longueur de la série temporelle et le nombre d'observations ; et la Figure 48 une carte des vitesses horizontales et la Figure 49 les vitesses verticales.

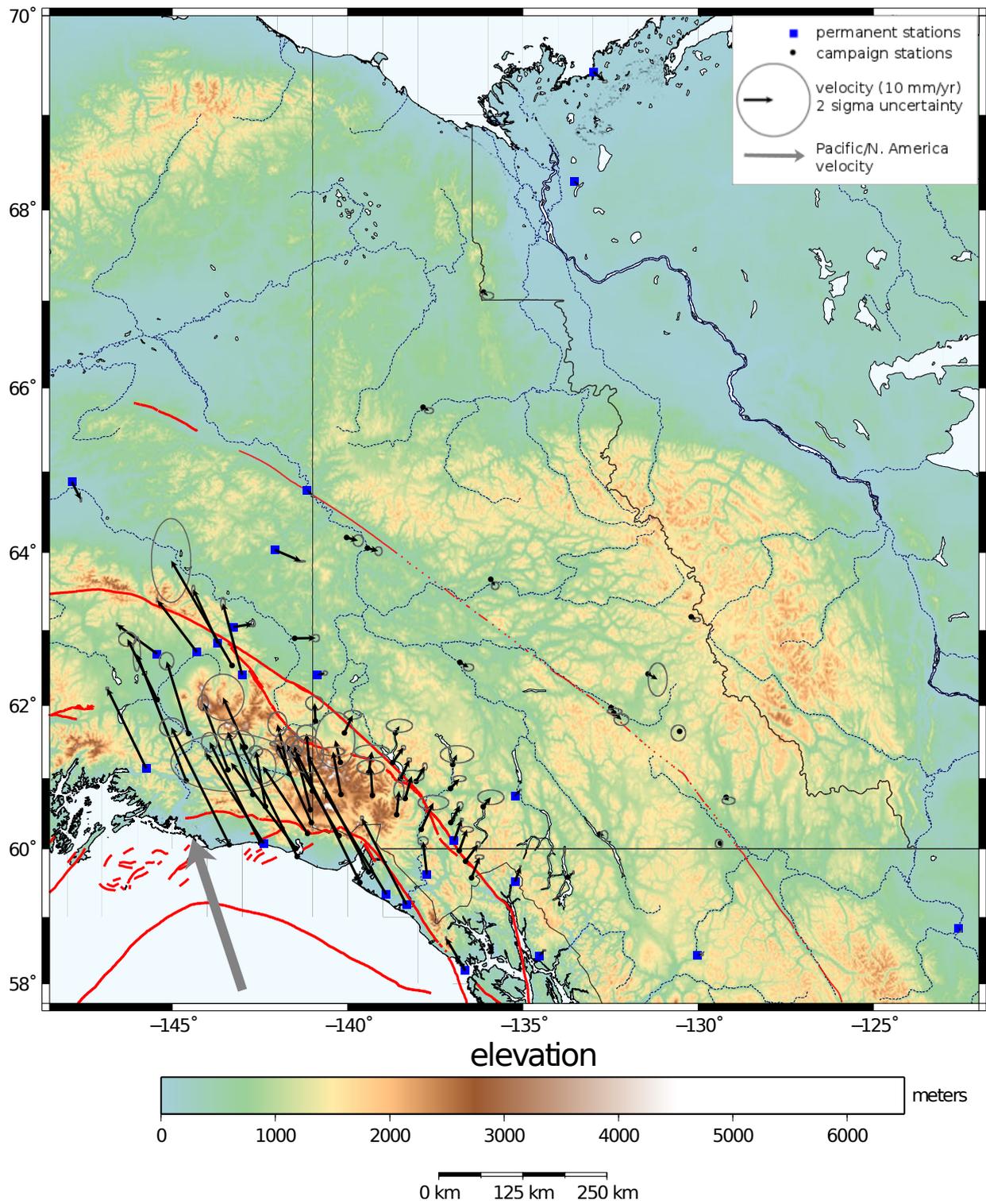


Figure 48 : Vitesses GPS horizontales brutes par rapport à la plaque Nord-Amérique définie dans l'ITRF2008.

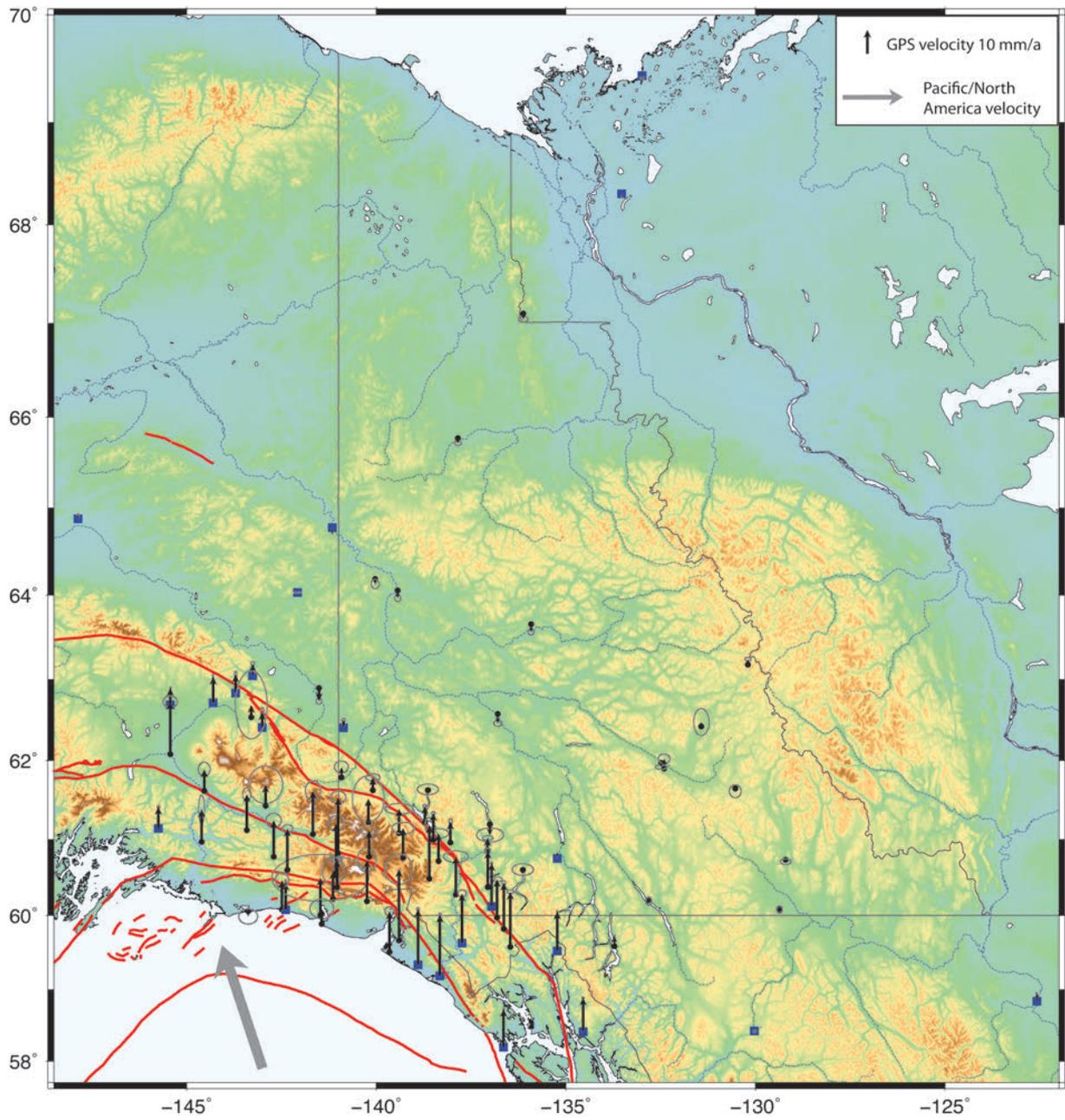


Figure 49 : Vitesses GPS verticales brutes par rapport à la plaque Nord-Amérique définie dans l'ITRF2008.

10. CORRECTIONS DES EFFETS TRANSITOIRES

Pour ce travail de thèse, je m'intéresse à la tectonique active, et aux mouvements long-terme enregistrés dans la Cordillère. Il est donc fondamental de corriger les vitesses GPS calculées des mouvements transitoires (court-terme) dans la région. Ceux-ci ont trois origines : les déformations post-sismiques à la suite des grands séismes de 1964 et 2002, le chargement intersismique associé aux grandes failles bloquées, et le rebond isostatique post-glaciaire à la suite des dernières glaciations.

10.1. POST-SISMIQUE ASSOCIE AU SEISME DE 1964

La rupture du séisme de 1964 s'est étendue jusqu'à l'Ouest de notre zone d'étude. Les travaux de modélisation de Suito and Freymueller (2009) documentent la déformation post-sismique actuelle en Alaska : le temps de relaxation est de ~ 20 ans, engendrant un effet mineur toujours visible aujourd'hui. Ils mettent en évidence des déplacements de l'ordre de 15 mm/a sur la côte centrale, et de l'ordre de ~ 2 mm/a à l'intérieur (région de Fairbanks) et à l'Est de l'Alaska (Figure 50). Au niveau de notre zone d'étude, plus à l'Est, aucune donnée n'est disponible. Etant données les incertitudes associées à ce type de modèle (modèle de rhéologie, déplacement co-sismique dont dépendent fortement les prédictions post-sismiques), et l'ordre de grandeur très faible de ces mouvements dans notre zone d'étude (< 1 mm/a), aucune correction post-sismique pour ce séisme n'est appliquée.

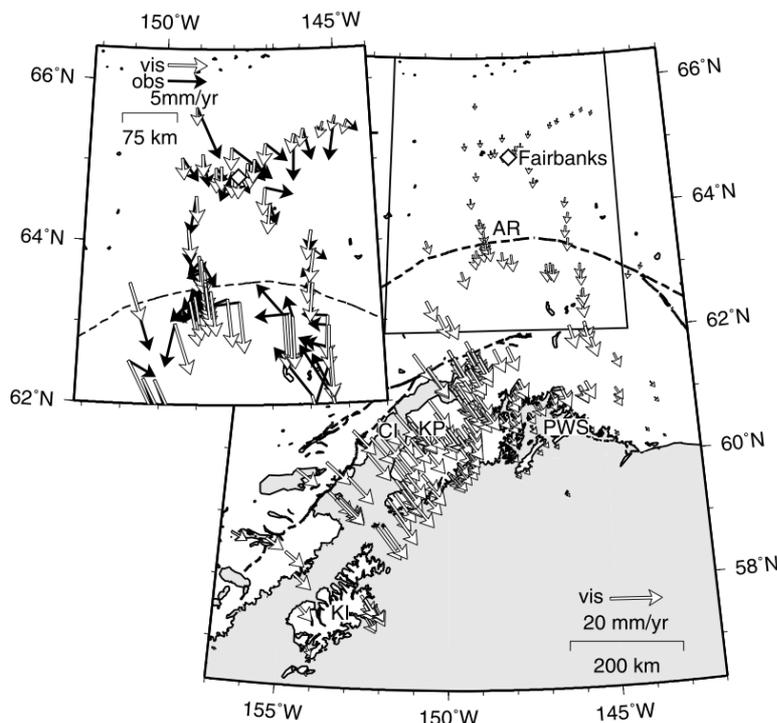


Figure 50 : Vitesses actuelles calculées causées par la réponse viscoélastique au séisme de 1964 en Alaska (Suito and Freymueller, 2009).

Les corrections appliquées pour les autres déformations transitoires connues sont détaillées ci-après.

10.2. POST-SISMIQUE ASSOCIE AU SEISME DE 2002

Une déformation post-sismique importante jusqu'à 30 cm/a (Pollitz, 2005) est observée à la suite du séisme de Denali de $M_w = 7.9$ en 2002. Plusieurs auteurs s'intéressent aux causes et au temps de relaxation à la suite de ce séisme et proposent des modèles de déformation post-sismique qui pourraient nous permettre de corriger les données GPS de ce mouvement transitoire. La source de celui-ci est débattue :

- une relaxation viscoélastique dans le manteau supérieur pour Pollitz (2005) ;
- une combinaison de « afterslip » (glissement lent transitoire sur le plan de faille), relaxation viscoélastique et rebond poro-élastique par Freed et al. (2006) ;
- ou une combinaison de « afterslip » dans la croûte et de relaxation viscoélastique distribuée dans le manteau pour Johnson et al. (2009).

Pollitz (2005) utilisent un modèle numérique viscoélastique et les données GPS (de stations proches de la faille) des deux années suivant le séisme pour estimer les paramètres rhéologiques de la lithosphère. Ils observent sur les vitesses horizontales une réponse très rapide pour les premiers 0.1 ans (jusqu'à 300 mm/a), puis une vitesse plus lente de ~ 100 mm/a pour les 1.5 années suivantes. Freed et al. (2006) proposent un modèle viscoélastique 3D en éléments finis. Ils utilisent également les données GPS comme observable, en soustrayant les vitesses post- et pré-séisme sur des séries temporelles allant jusqu'à 2 ans après celui-ci, en champ proche du segment de rupture de la faille de Denali. Ces modèles proposent une estimation des vitesses post-sismique à partir de données très récentes après le séisme (< 2 ans). Les différentes études post-sismique dans la région montrent que la viscosité du manteau supérieur est faible : $\sim 10^{18} - 10^{19}$ Pa s pour Suito and Freymueller (2009), $\sim 10^{18}$ Pa s pour Freed et al. (2006) ; et $\sim 10^{19}$ Pa s pour Johnson et al. (2009). Or, Takeuchi and Fialko (2012) mettent en évidence que pour une viscosité faible de l'ordre de 10^{19} Pa s, le temps de relaxation à la suite d'un séisme est de 10 à 50 ans. La période d'observation pour ces études est de maximum 2 ans après le séisme, et elles sont donc bien trop récentes pour fournir une estimation robuste des mouvements post-sismiques qui affectent nos stations (dont la période de mesure s'étend pour la plupart jusqu'en 2013).

Johnson et al. (2009) utilisent 4.5 ans d'enregistrements GPS pour modéliser la réponse transitoire de la lithosphère en champ proche de la faille. Ils observent alors un décalage entre les données GPS et les prédictions de leur modèle : au Nord de Denali, les résiduels sont très faibles et orientés de façon aléatoire, alors qu'au Sud leur magnitude est élevée (notamment au niveau de la faille de Totschunda) et sont systématiquement orientés vers le NO. Ils proposent que le modèle de rhéologie de la lithosphère ne soit pas assez précis

et que des variations latérales de la rhéologie au niveau de la faille de Denali permettraient de mieux expliquer les mouvements transitoires.

Elliott et al. (2013); Elliott et al. (2010) notent que tous les modèles existants, bien que robustes en champ proche de la rupture (~ 150 km), surestiment significativement l'effet du post-sismique en champ lointain (Montagnes Chugach, Wrangells-Saint Elias, Sud-Est Alaska). Elliott et al. (2010) (dont la zone d'étude est centrée sur le SE Alaska, voir section 6.1.3) estiment alors de façon simple le post-sismique en calculant la différence entre les vitesses pré- et post-séisme : ils constatent que l'effet est important proche de la rupture, et négligeable ailleurs et utilisent uniquement les mesures pré-séisme pour les stations qui semblent affectées d'un rebond post-sismique.

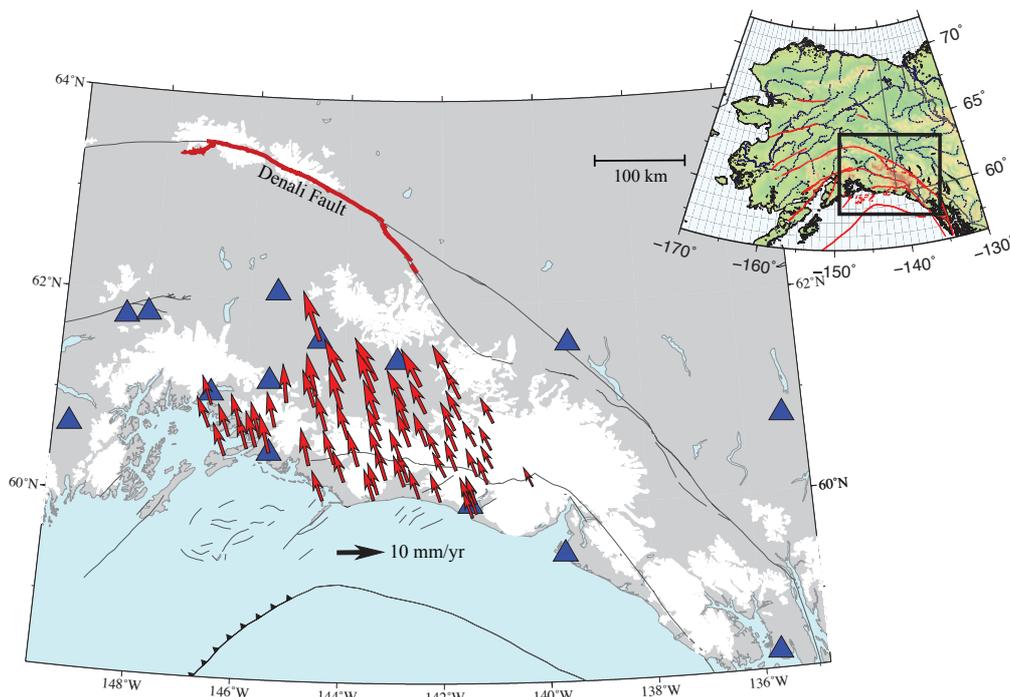


Figure 51 : Estimation des mouvements horizontaux post-sismique pour l'orogène Saint Elias à partir d'une estimation empirique d'après les données GPS (Elliott et al., 2013).

Pour leur étude centrée sur la partie Ouest de la syntaxe (Figure 51), Elliott et al. (2013) utilisent cette fois une estimation empirique basée sur une interpolation des différences entre les vitesses pré- et post-2002. Ils sélectionnent un groupe de sites avec des vitesses robustes avant et après le séisme, soustraient les vitesses pré- aux vitesses post-séisme, et réalisent une interpolation linéaire des résultats pour obtenir une estimation de l'effet post-sismique à chaque station. Les corrections horizontales varient alors de 11 à 5 mm/a. Ces corrections sont données pour la syntaxe Ouest (Figure 51) et pour des séries temporelles s'étendant jusqu'en 2009.

Les modèles de réponse post-sismique pour la région ne sont pas assez robustes pour la zone et la période d'étude en question dans cette thèse. Ils ne permettent donc pas d'effectuer de correction robuste de nos vitesses. Nous utilisons une approche empirique pour

déterminer le temps de réponse caractéristique (4-5 ans) pour toute la région et les mouvements post-sismique horizontaux. Ainsi, nous corrigeons l'effet post-sismique en utilisant les données à partir de 2007 pour les stations proches de la zone de rupture (< 150 km), et n'appliquons aucune correction pour les autres stations. Les chapitres 11.3.1 et 11.7.1 et la Figure 67 présentent en détail l'approche utilisée.

10.3. REBOND POST-GLACIAIRE (GIA)

10.3.1. ORIGINE ET AMPLITUDE DU REBOND GIA

La région côtière au Sud de l'Alaska et du Yukon (Chaîne des Chugach – St. Elias) et au Sud-Est de l'Alaska subit un soulèvement très rapide (jusqu'à 32 mm/a) à la suite des déglaciations liées au Petit Âge Glaciaire (LIA) dans les années 1800 : c'est aujourd'hui le rebond post-glaciaire documenté le plus rapide au monde (Larsen et al., 2005) (Figure 52). Les déglaciations à l'échelle continentale du Pléistocène (documentées en détail dans la section 13.2) ne participent aujourd'hui qu'à un faible rebond vertical de 2 – 4 mm/a au Nord-Ouest du Canada (Sella et al., 2004). En revanche, les datations des cernes des arbres sur le littoral dans la région de Glacier Bay mettent en évidence un rebond post-glaciaire (GIA) depuis 235 ± 20 années, avec un changement du niveau relatif de la mer de -5.7 m depuis (Larsen et al., 2004; Motyka, 2003). Ce soulèvement extrême est donc lié à la fin du Petit Âge Glaciaire (LIA) en 1770.

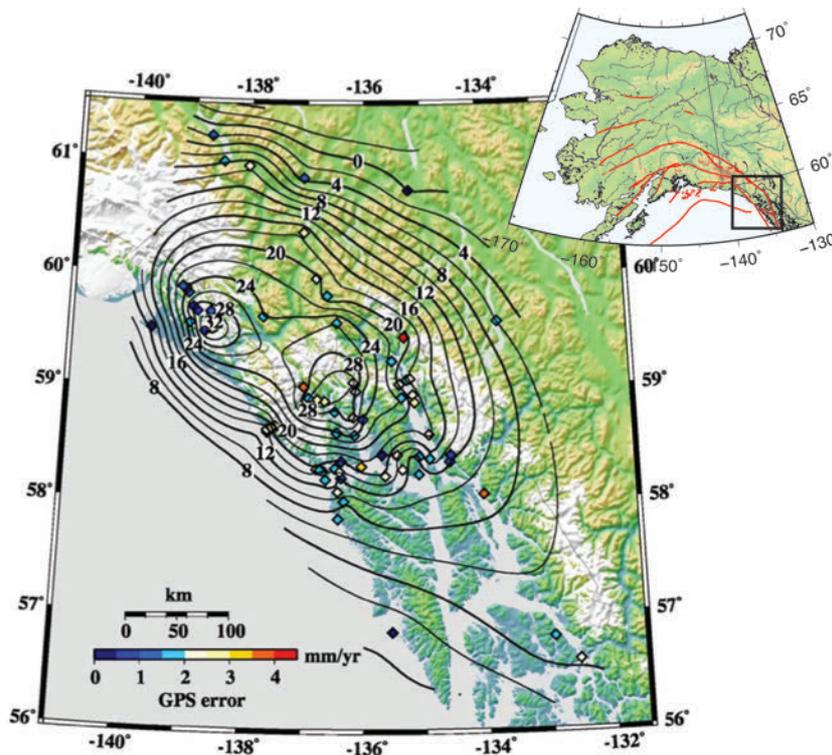


Figure 52 : Taux de soulèvement GPS (mm/a) pour la région de Glacier Bay au Sud-Est Alaska. Les stations GPS sont indiquées avec des diamants et coloré selon l'erreur du taux de soulèvement à chaque site. L'intervalle de contour est de 2 mm/a (Larsen et al., 2005).

Le rebond GIA dans la Chaîne des Wrangell-St Elias est également documenté à partir des données GPS verticales. On ne peut distinguer le signal d'origine tectonique du signal d'origine glaciaire, en revanche, Larsen et al. (2005) notent que la distribution des mouvements verticaux au Sud-Est de l'Alaska ne suit pas la géométrie des failles, suggérant que le forçage tectonique ne contribue pas significativement au signal vertical enregistré.

Les données GPS mettent en évidence deux pics de soulèvement rapide : un centré sur Glacier Bay (30 mm/a) et un centré sur le champ de glace Yakutat au nord de Glacier Bay (32 mm/a) (Figure 52) (Larsen et al., 2005). Il est donc important de corriger ce signal transitoire significatif des données GPS horizontales : différents auteurs ont modélisé la réponse viscoélastique de l'Alaska à la décharge glaciaire.

10.3.2. MODELE DE LARSEN ET AL. (2005)

Tableau 4 : Tableau récapitulatif des paramètres rhéologiques déterminés par les différents modèles de GIA.

	Larsen 2005	Elliott 2010	Hu 2012
Epaisseur lithosphère	60-70 km	50 km	55 km
Epaisseur asthénosphère	110 km	110 km	250 km
Viscosité asthénosphère	$2.5-4.0 \times 10^{18}$ Pa s	3.7×10^{18} Pa s	3×10^{19} Pa s
Viscosité manteau supérieur	4×10^{20} Pa s	4×10^{20} Pa s	VM5a model

Larsen et al. (2005) utilisent le programme de calcul de rebond post-glaciaire TABOO, distribué en libre accès et développé par Spada (2003); Spada et al. (2004) à l'Université d'Urbino en Italie. C'est un modèle analytique 1D en harmoniques sphériques, dans lequel *un modèle de structure de la Terre* (sphérique) et *un modèle d'histoire de glace* sont définis par l'utilisateur (Figure 53). Numériquement, ce modèle utilise des disques pour décrire le chargement en surface. La Terre est décrite comme : sans rotation, incompressible, auto-gravitaire, avec un comportement viscoélastique de type Maxwell. Larsen et al. (2005) définissent une couche fine asthénosphérique de faible densité superposant le manteau supérieur, et la densité et les propriétés élastiques suivent le modèle sismique PREM de Dziewonski and Anderson (1981). Les propriétés du meilleur modèle (qui ajuste au mieux les données GPS) sont données dans le Tableau 4. En ce qui concerne le modèle de chargement, ils définissent simultanément deux modèles différents : un régional qui approxime l'histoire glaciaire au Sud de l'Alaska et au Yukon et un local qui décrit le retrait du champ de glace de Glacier Bay. Seuls les derniers 2000 ans sont considérés. Ces modèles définissent donc les changements de volume de glace au cours des périodes d'avancées et de retrait depuis le Petit Âge Glaciaire. Le modèle régional de changement de masse de glace est défini à l'aide de deux méthodes :

- De 1900 jusqu'à aujourd'hui : à l'aide de mesures répétées d'altimétrie (avec un laser aéroporté), Arendt et al. (2002) mesurent les changements de volume de glace des derniers 50 ans, mettant en évidence une fonte de 52 Gt/a des années 50 à 90 et de 96 Gt/a depuis les années 90.
- De 1770 à 1900 : les changements de volume sont déterminés par dendrochronologie et géomorphologie, qui permettent de définir les cycles d'avancée et de recul des glaciers (Porter, 1989; Wiles et al., 1999). La position néoglaciale des moraines frontales permet d'estimer le volume de glace différentiel de ces cycles glaciaires.

Le modèle est alors défini par des disques de diamètre 20 km, pour lesquels on assigne une histoire de chargement (la distribution spatiale des changements de volume est déterminée à partir de leur altitude). Le meilleur modèle est défini par Larsen et al. (2005) à l'aide de comparaisons entre les prédictions de celui-ci et les vitesses verticales GPS, les enregistrements de surrection de la côte et les enregistrements des marégraphes.

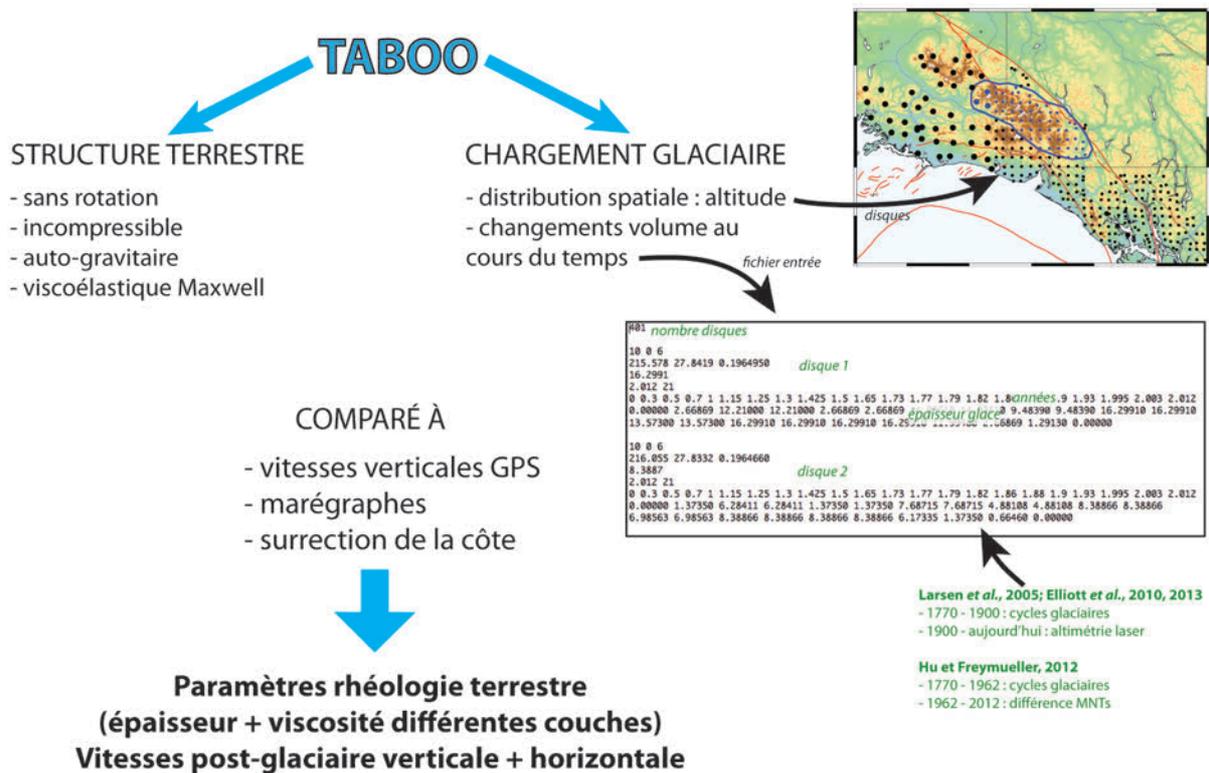


Figure 53 : Schéma synthétique expliquant le fonctionnement de TABOO et les différents paramètres définis par Elliott et al. (2013); Elliott et al. (2010); Hu and Freymueller (2012); Larsen et al. (2005).

10.3.3. MODELE DE ELLIOTT ET AL. (2013); ELLIOTT ET AL. (2010)

Elliott et al. (2010) notent que le modèle de rebond post-glaciaire de Larsen et al. (2005) surestime les vitesses de déformation horizontales. Dans le but de déterminer des corrections horizontales robustes pour leur champ de vitesses GPS, ils suivent alors la même

approche que Larsen et al. (2005) mais utilisent un jeu de données GPS plus fourni et améliorent le calcul en augmentant les harmoniques sphériques pour obtenir une résolution deux fois plus importante. Cette méthode est alors appliquée au Sud-Est de l'Alaska (Elliott et al., 2010) et dans les montagnes Chugach (Elliott et al., 2013) pour prédire les mouvements horizontaux GIA (Figure 54).

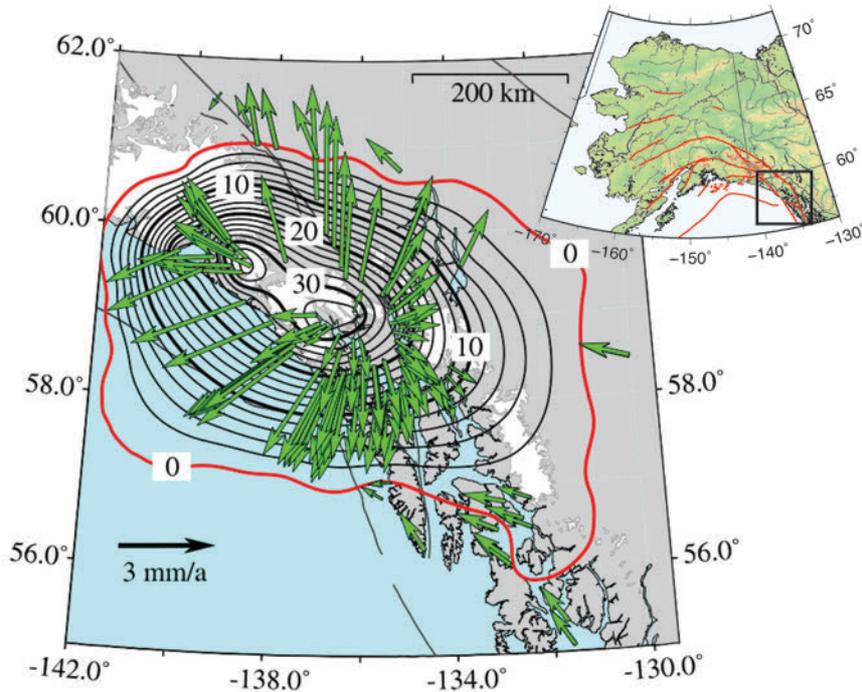


Figure 54 : Prédiction horizontale et verticale du modèle de rebond post-glaciaire pour le Sud-Est de l'Alaska. Les unités des contours sont en mm/a (Elliott et al., 2010).

10.3.4. MODELE DE HU AND FREYMUELLER (2012)

Enfin, Hu and Freymueller (2012) améliorent les corrections horizontales GIA pour le Sud-Est de l'Alaska à partir du modèle de Larsen et al. (2005) en modifiant le modèle de structure terrestre et les modèles régionaux et locaux d'histoire glaciaire. Ils définissent le manteau supérieur selon 3 couches d'après le modèle VM5a de Peltier and Drummond (2008). Pour les données avant 1962, ils utilisent le même modèle régional que Larsen et al. (2005) (basé sur les cycles glaciaires) mais ils ajustent les changements de volume de glace récents d'après les données de Berthier et al. (2010). Celui-ci calcule les changements de volume de glace en soustrayant d'anciens MNTs dérivés de lignes de contour de cartes d'altitude à des MNTs récents dérivés d'images Spot5 et Aster. Ils fournissent alors un inventaire pour les glaciers en Alaska et au Yukon, mettant en évidence une perte de $\sim 42 \text{ km}^3/\text{a}$ « équivalent volume d'eau » entre 1962 et 2006 (Figure 55), 34 % inférieur aux estimations de Arendt et al. (2008). Hu and Freymueller (2012) interpolent les données pour combler les lacunes et définissent leur modèle régional. Le modèle local est complété par les données disponibles comme au niveau des glaciers (Malaspina par exemple). Le modèle de chargement est alors défini selon des disques de 10 ou 20 km de diamètre (Figure 57). Les

données GPS mettent en évidence une augmentation des vitesses verticales moyennes depuis 2003, et plus de précision est apportée dans les données récentes en définissant des périodes supplémentaires 1995-2003 et 2003-2012.

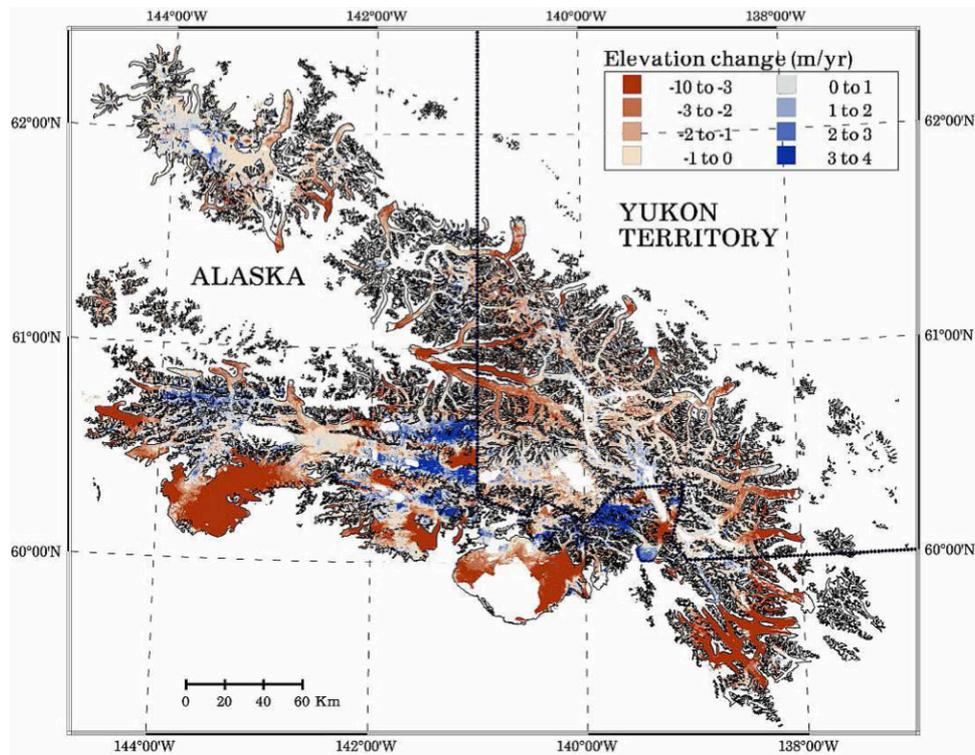


Figure 55 : Taux de changement d'altitude de la glace pour la chaîne des Wrangell-St Elias pour la période 1962-2006 (Berthier et al., 2010). Les zones blanches représentent les zones sans donnée.

10.3.5. MODELE UTILISE DANS LA THESE

Les MNTs utilisés pour le modèle de chargement de Berthier et al. (2010) sont différents de part et d'autre de la frontière : les données ne sont pas unifiées et un décalage est visible. Les nouvelles données GPS de notre étude apportent de nouvelles informations sur les vitesses verticales dans la région de la chaîne des St Elias de part et d'autre de la frontière. Nous comparons ces données aux prédictions du modèle de Hu and Freymueller (2012) pour évaluer l'ajustement du modèle à celles-ci, et constatons que le modèle sous-estime les vitesses verticales de ~ 3 mm/a dans la région des St Elias (= ratio de 1.3 entre les vitesses GPS et vitesses prédites) (Figure 56). Dans le cadre d'un séjour de 3 mois à l'Université de Fairbanks (Alaska) en collaboration avec J. Freymueller, j'ai pu adapter le modèle de rebond post-glaciaire de Hu and Freymueller (2012) pour ajuster au mieux les nouvelles données dans les St Elias (Figure 57), en testant l'impact de changements de rhéologie et d'histoire glaciaire.

Le détail de la méthodologie appliqué est décrit dans le chapitre 11.3.2. Les prédictions pour les corrections de rebond post-glaciaire appliquées sont présentées sur la Figure 58, qui correspondent aux vitesses horizontales prédites pour la période 2003-2012 qui couvrent le mieux nos données.

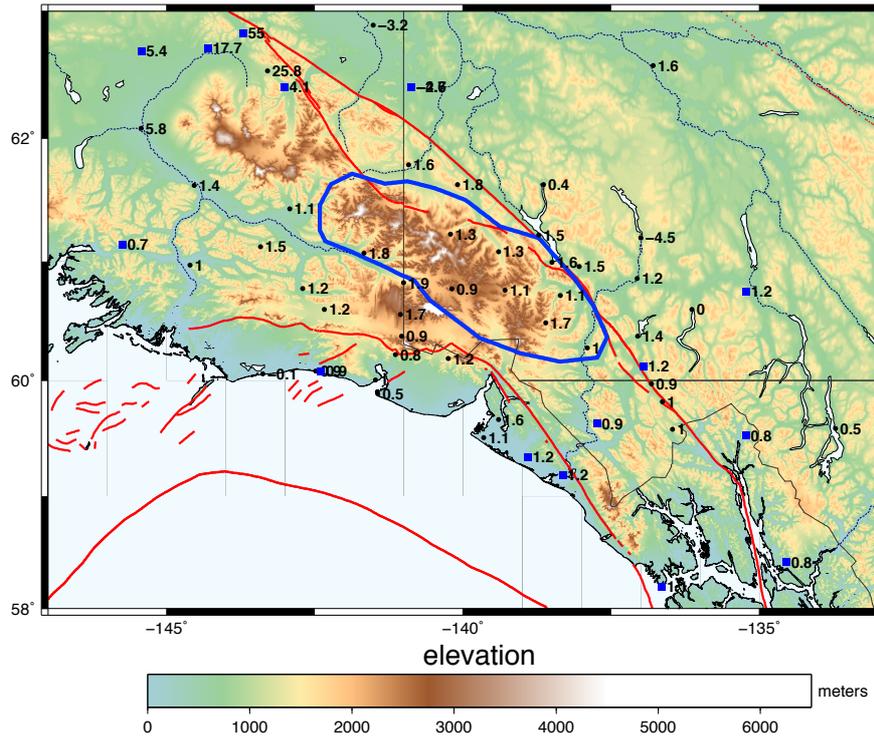


Figure 56 : Ratio entre les données GPS et les prédictions de Hu and Freymueller (2012). Le polygone bleu indique la zone modifiée des St Elias.

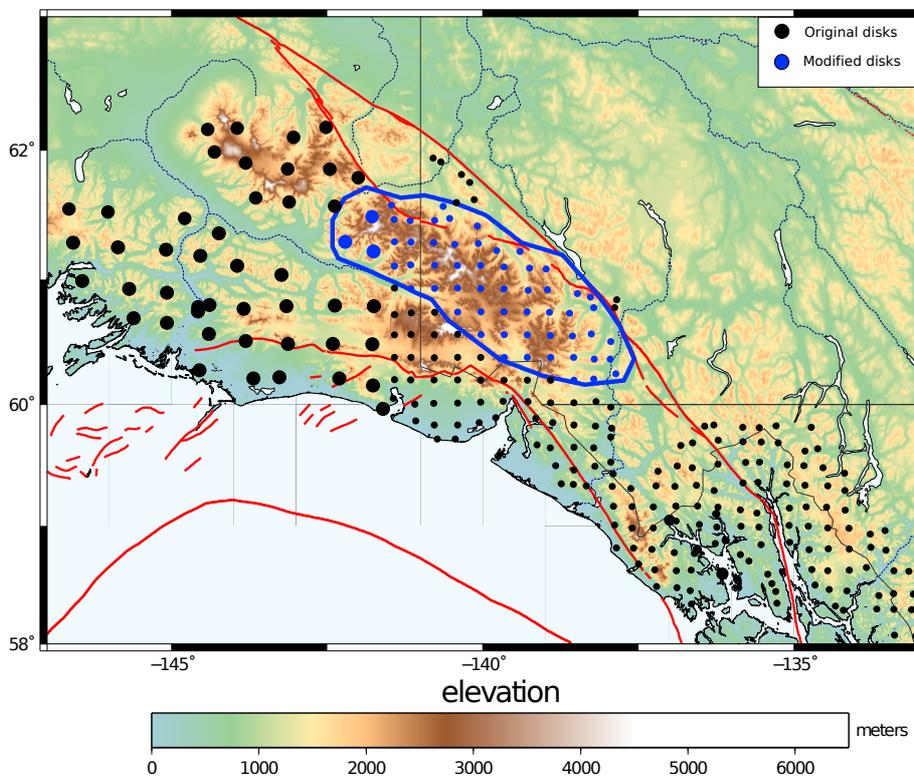


Figure 57 : Disques pour la définition du modèle de chargement du modèle de Hu and Freymueller (2012). Les disques bleus sont les disques modifiés dans notre modèle.

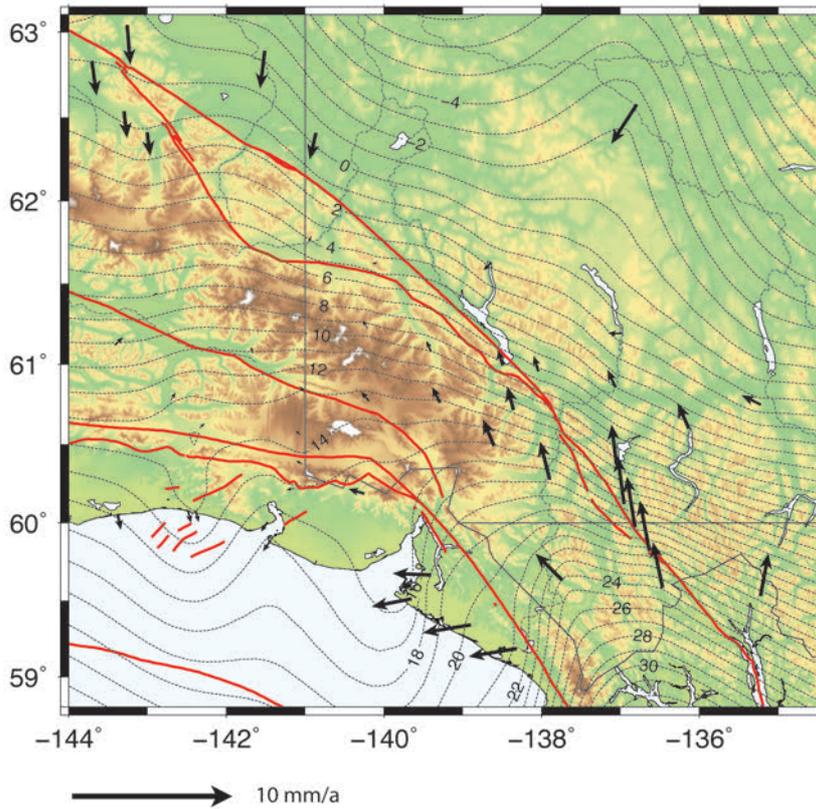


Figure 58 : Vitesses de rebond post-glaciaire prédites par notre modèle de GIA. Les contours correspondent aux vitesses verticales (en mm/a) et les vecteurs aux corrections horizontales (appliquées aux données GPS).

10.4. CHARGEMENT INTERSISMIQUE ET VITESSES DE FAILLES

Dans un milieu élastique, la contrainte imposée par la cinématique des plaques augmente au cours du temps, jusqu'à atteindre le seuil de rupture qui provoque un brusque relâchement des contraintes durant un séisme : c'est la théorie du rebond-élastique. Durant les périodes intersismique, le champ de contraintes prend une forme caractéristique d'arc tangente de part et d'autre d'une faille décrochante par exemple.

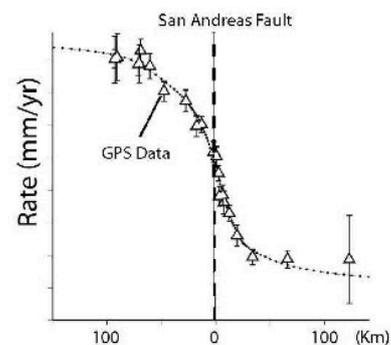
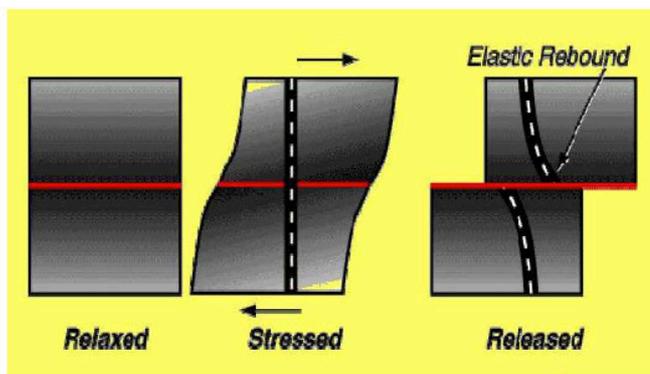


Figure 59 : Théorie du cycle sismique et du rebond élastique proposée par Reid en 1910, et exemple de champ de vitesses intersismique de part et d'autre de la faille de San Andreas.

En frontière de plaque, les failles de Fairweather et le système Chugach – St. Elias bordent le système. Dans le but d'obtenir des vitesses long-terme dans la région, on corrige donc ce mouvement transitoire associé au chargement intersismique sur les failles. La méthodologie employée ainsi que les vitesses de failles calculées sont détaillés dans le chapitre 11.3.3 et les incertitudes associées dans le chapitre 11.7.2.

Le tableau en Annexe 2 présente les vitesses GPS corrigées des effets transitoires par rapport à la plaque Nord Amérique stable, qui sera le jeu de données utilisés pour l'interprétation de la tectonique active dans la région (Figure 62). Compléter le réseau GPS dans les Montagnes Chugach – St. Elias nous permet de mieux contraindre la tectonique active et l'effet de l'indenteur Yakutat sur la déformation en surface dans la syntaxe Est : l'article suivant publié dans le Journal of Geophysical Research présente nos conclusions.

11. INDENTOR-CORNER TECTONICS IN THE YAKUTAT-ST. ELIAS COLLISION CONSTRAINED BY GPS

Paper published in Journal of Geophysical Research: Solid Earth

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2014JB011842/full>

ANAÏS MARECHAL¹, STEPHANE MAZZOTTI^{1,2}, JULIE L. ELLIOTT³,
JEFFREY T. FREYMUELLER⁴, AND MICHAEL SCHMIDT⁵

¹Géosciences Montpellier, UMR 5243, Université Montpellier 2, Montpellier, France

²School of Earth and Ocean Sciences, University of Victoria, Victoria, British Columbia, Canada

³Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Purdue University, West Lafayette, Indiana, USA

⁴Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, Alaska, USA

⁵Arctic Institute of North America, University of Calgary, Calgary, Alberta, Canada

Reference : Marechal, A., S. Mazzotti, J. L. Elliott, J. T. Freymueller, and M. Schmidt (2015), Indentor-corner tectonics in the Yakutat-St. Elias collision constrained by GPS, J. Geophys. Res. Solid Earth, 120, doi:10.1002/2014JB011842.

ABSTRACT

The Yakutat - St. Elias collision in SE Alaska and adjacent Canada represents a prime example of present-day tectonics associated with an indenter corner. Its eastern syntaxis is marked by high exhumation, a sharp structural bend, and strain concentration at the transition from shortening to oblique transpression. Here we present GPS velocity and strain rate fields that cover the syntaxis, including 11 new stations in the core of the St. Elias Mountains. These data are corrected for transient deformation (glacial isostatic adjustment, postseismic and interseismic loading) to produce residual velocities and strain rates representative of long-term tectonics. The main features of these velocity and strain rate fields are a peak in strain rates (strain knot) in the syntaxis at the junction between the main fault systems and a rapid rotation from convergence-parallel to convergence-normal orientations of the velocities and shortening axes around the syntaxis, leading to shortening across the southern Denali Fault. These features are consistent with the strain and tectonic patterns expected near an indenter corner at the transition from shortening to transpression, with a combination of diffuse and localized deformation. The GPS velocities and strain rates show diffuse deformation around the syntaxis, from pure convergence-parallel shortening in the orogenic wedge to oblique extension that accommodates the strain rotation at the front of the syntaxis. This indenter-corner model also results in a near-zero strike-slip rate on the southern Denali Fault, and shows no clear evidence for a through-going fault hypothesized to link the Fairweather and Totschunda Faults.

11.1. INTRODUCTION

Orogen syntaxes are the loci of complex, laterally varying tectonics, where the relative plate motion is partitioned onto a variety of faults associated with significant structure rotations, high strain concentration, and rapid uplift [Holt et al., 1991; Shen et al., 2005; Rosenberg et al., 2007; Spotila and Berger, 2010]. The characteristics and evolution of these syntaxes strongly depend on the tectonic boundary conditions, upper-plate rheological and structural complexities, and climate – tectonics interactions [Zeitler et al., 2001; Koons et al., 2010]. The eastern syntaxis of the St. Elias orogen, associated with the Yakutat collision in SE Alaska and SW Yukon (Figure 60), is a prime example of such a system, with some of the highest peaks, steepest relief, and most abundant crustal seismicity in North America. New studies conducted over the last decade, in part within the St. Elias Erosion and Tectonics Project (STEEP) [Pavlis et al., 2014], highlight the impact of the Yakutat oblique collision on local and far-field tectonics as well as associated debates on activity of new versus inherited

structures [Chapman et al., 2012; Doser, 2014] or strain transfer to the cordillera interior [Mazzotti et al., 2008; Finzel et al., 2014].

Addressing the complex issue of strain localization and partitioning requires a robust description of the present-day kinematics in the orogen. In this study, we present new GPS velocity and strain rate fields from a network of campaign and continuous GPS stations that cover the eastern syntaxis of the Yakutat collision in the Chugach and St. Elias Mountains (Figure 61). Data from 12 new campaign stations located in the core of the St. Elias Mountains complement existing campaign and continuous stations to the west and southeast [Leonard et al., 2007; Elliott et al., 2010; 2013]. This new dataset highlights the surface kinematics at the transition between shortening to the west and dextral transpression to the southeast. In particular, one of the main results of our strain rate analysis is the partitioning of deformation around the syntaxis, i.e. localized in a strain knot and on strike-slip faults, and diffuse deformation through the orogen from shortening to oblique extension due to lateral escape.

The geological setting of the Yakutat – St. Elias collision zone corresponds to the transition between the Aleutian subduction to the west and the Queen Charlotte - Fairweather transform fault to the south (Figure 61). The St. Elias orogen marks the oblique collision and partial accretion of the Yakutat micro-plate to the North America northern cordillera since the middle to late Miocene [Plafker et al., 1994; Bruhn et al., 2004]. In the frontal part of the orogen, the sedimentary cover of the Yakutat terrane is accreted to the cordilleran margin along an orogenic wedge [Berger et al., 2008; Bruhn et al., 2012; Chapman et al., 2012]. This crustal accretionary prism comprises numerous faults and structures whose activity remain debated and that are not directly addressed in our study; hereafter we refer to the “Chugach-St. Elias prism” to describe the overall wedge without distinctions between specific structures (Figure 61).

These faults join at depth on a low-angle decollement along which the Yakutat terrane basement is underthrust beneath the cordillera [Doser, 2012; Worthington et al., 2012; Elliott et al., 2013]. The eastern region of the orogen is characterized by the presence of several major strike-slip faults (Figure 61) - the Fairweather, Denali, and Totschunda Faults - which accommodate the highly oblique Yakutat - North America motion by a combination of dextral shear and shortening [Lahr and Plafker, 1980; Plafker et al., 1994; Bruhn et al., 2004; Elliott et al., 2010]. The eastern St. Elias syntaxis area is clearly highlighted by (Figure 61): the highest topography (Mt. Logan Massif); the highest exhumation rates (~ 5 mm/a [Spotila et al., 2010]) and the transition from strike-slip to oblique fold and thrust faults.

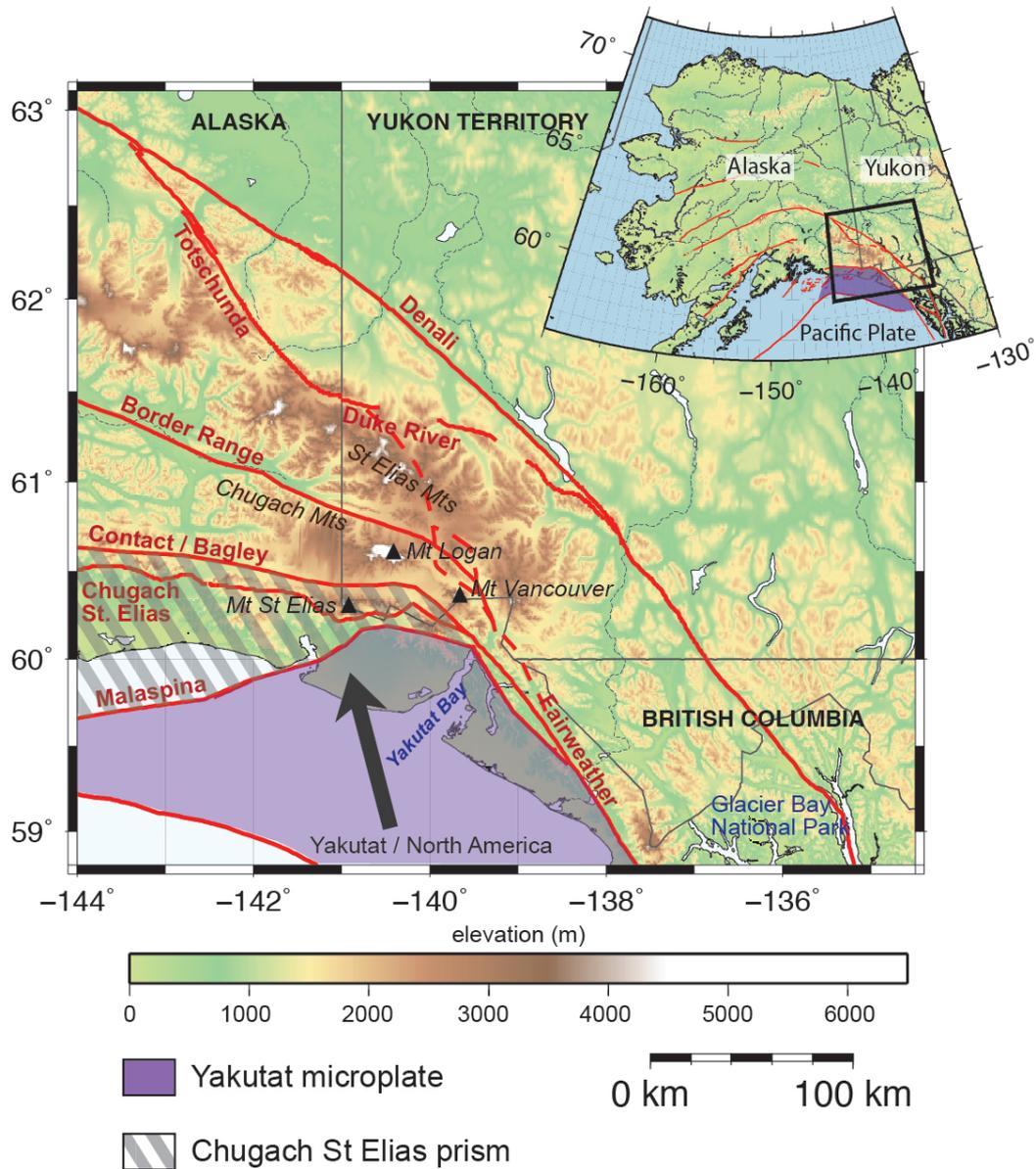


Figure 60 : Topography and tectonics of the Yakutat - St. Elias collision. Red lines are inherited faults and fault systems. Dashed red line shows the hypothetical location of the Connector Fault from Spotila *et al.* [2010]. The black arrow shows the Yakutat / North America (YK / NA) motion (50.3 mm/a [Elliott *et al.*, 2010]).

11.2. GPS DATA

11.2.1. GPS NETWORK AND DATA PROCESSING

Data from 12 new campaign GPS stations located on the Yukon side of the St. Elias Mountains are integrated with those from 23 continuous stations and 45 campaign stations distributed in eastern and southeastern Alaska, Yukon, northern British Columbia and the Northwest Territories (Figure 62, Figure 63). The data from continuous sites ranges from 1995 (for the oldest stations) to 2013, with an average of 8.1 years of observations per station.

Campaign site surveys vary with the different networks. The oldest stations were installed in 1997 and the last survey was in 2013 (average of 6.6 years per site). In Yukon, the new GPS sites were surveyed annually between 2009 and 2013 at the same period (summer) using similar equipment (calibrated force-centered masts) for a minimum of 48 hours, in order to account for diurnal atmospheric effects and ensure robust estimates of both horizontal and vertical velocities.

GPS daily positions are calculated with the PPP (Precise Point Positioning) software provided by Natural Resources Canada [Héroux and Kouba, 2001]. We use precise ephemeris, clocks, Earth orientation parameters, and absolute antenna phase center tables provided by the IGS (International GNSS Service) [Dow et al., 2009]. Corrections are applied for tropospheric delays, based on VMF1 mapping functions [Boehm et al., 2006], and for ocean-tide loading using the FES2004 model [Lyard et al., 2006]. Owing to the use of IGS precise products, daily positions are defined in the satellite reference frame, i.e. IGS05, IGS08, and IGB08 depending on the acquisition date.

Velocities for continuous and campaign stations are estimated by a least-squares inversion weighted by the position uncertainties. For continuous data, the inverted model comprises a linear term (velocity), annual and semi-annual sinusoids (seasonal effects), and offsets at times of antenna changes or earthquakes. For campaign data, the model comprises only a linear term. The velocities derived from this PPP processing strategy are in good agreement with the ITRF2008 reference frame, with a mean difference of 0.3 mm/a compared to the nominal ITRF2008 velocities [Altamimi et al., 2011] at the two common sites (WHIT and INVK). The PPP solution is also validated by a comparison with a double-difference solution (Bernese 4.2) at a subset of 10 campaign stations, which indicates a mean difference of 0.5 mm/a. These differences between solutions are similar to the velocity standard deviation (cf. below) and are not significant. The velocities are shown in Figure 2a and given in Table 1 of the supplementary material, relative to stable North America after correction for the rigid plate motion using the North America / ITRF2008 rotation vector [Altamimi et al., 2012].

11.2.2. GPS VELOCITY UNCERTAINTIES

Velocity uncertainties for continuous stations are estimated using the colored-noise formulations of Williams [2003]. For each site, we estimate the spectral index and frequency-spectrum amplitude to calculate a formal velocity standard error. For campaign stations, we assume a colored noise model similar to that of continuous stations and calculate the velocity uncertainties using a combination of white and flicker noise using the formulation of Mao et al. [1999]. The white and flicker component amplitudes are estimated at each campaign station using the data dispersion (root-mean-square of daily scatter) multiplied by a scaling factor calibrated at nearby continuous sites. Average velocity uncertainties are 0.3 mm/a and 0.5 mm/a on the horizontal and vertical components, respectively, for the continuous stations, and 1.7 mm/a and 2.9 mm/a for the campaign stations (Figure 61a **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

11.3. TRANSIENT CORRECTIONS AND FAULT VELOCITIES

In our study area, GPS velocities are affected by three sources of transient motions: postseismic relaxation associated with the Mw=7.9 2002 Denali earthquake [Johnson et al., 2009]; Glacial Isostatic Adjustment (GIA), primarily in response to rapid post-Little Ice Age ice retreat since the 1800's [Larsen et al., 2005]; and interseismic loading on main faults.

11.3.1. POSTSEISMIC CORRECTION

Numerical models of postseismic deformation do not provide robust estimates for the time period and region of interest: These models are calibrated by displacement data from the early postseismic phase (2002-2005 for Freed et al. [2006]; 2002-2007 for Johnson et al. [2009]) and present an important misfit in the Wrangell-St Elias area [Johnson et al., 2009]. Thus, we correct the GPS velocities using an empirical approach to determine the potential impact of Denali postseismic deformation: We estimate velocity variations using a three-year sliding window on continuous time series, starting after the Denali earthquake until 2013 (cf. 11.7.1 and Figure 67), which allow us to define two groups of stations associated with the following corrections:

- Stations close to the rupture (< 150 km): The position and velocity time series suggest a rapid decay of postseismic effect with a characteristic time of about 4 – 5 years. Thus, we correct for the postseismic transient by using only post-2007 data (cf. Suppl. Mat.). For sites located within ~50 – 75 km of the Denali Fault, significant postseismic deformation remains and steady velocities cannot yet be interpreted. For other sites, a possible postseismic effect of up to 1 – 2 mm/a may remain.
- Stations in the St. Elias Mountains and further afield (> 150 km): No significant post-seismic effect is visible in the three-year velocity time series (within standard deviations of ~1 mm/a, cf. Supp. Mat.) and no postseismic correction is applied, in agreement with previous estimates for this region [Leonard et al., 2007; Elliott et al., 2010].

11.3.2. GLACIAL ISOSTATIC ADJUSTMENT

Hu and Freymueller [2012] provide the most recent GIA model for the region, which is an update of previous studies [Larsen et al., 2005; Elliott et al., 2010]. It is composed of an Earth model with an elastic lithosphere of 55 km thickness, 250 km-thick asthenosphere with a viscosity of 3×10^{19} Pa s, and VM5a upper mantle structure. The ice model comprises 10 or 20 km diameter disks defining the ice load history interpolated and scaled from the late 20th century ice thickness change data of *Berthier et al.* [2010], following the approach of Larsen et al. [2005]. The Earth model was optimized based on uplift rate observations. *Berthier et al.* [2010] constructed a spatially complete data set, but noted that data from Alaska and Canada

are difficult to unify due to different dates of the map bases;; the international border is visible as an offset in the ice change rate maps. We compare the vertical velocities from the GPS data and the model prediction to evaluate the fit of the model to the newly available data from the Yukon Territory: The model underestimates the GPS vertical velocities by ~ 3 mm/a in the St. Elias Mountains. This misfit could be due to several factors, either related to the GIA model (Earth structure, ice history, mass budget) or to local tectonics, which we cannot presently discriminate.

We test the effect of small modifications to the original GIA model by keeping the same Earth structure and ice history, but varying the recent ice loss (last 2 ka) as a proxy. An increase of 30% in ice loss in the Yukon part of the St. Elias Mountains yields the best match to our GPS vertical velocities, with an average misfit of 1.4 mm/a, versus 3.1 mm/a for the original model predictions [Hu and Freymueller, 2012]. We correct the GPS velocities using the modified model (cf. Supp. Mat. Table 1), which results in horizontal GIA corrections of 0.2 – 0.5 mm/a on average, up to 3 mm/a at sites in the southeastern Alaska – Glacier Bay area. Corrections to the vertical velocities are much larger (average of 7.5 mm/a, up to 30 mm/a). Although the uncertainties remain in the GIA model calibration, for this paper we are interested in the horizontal component of the GIA model calibration, which is small over most of the study area. Most horizontal velocity corrections are less than 1 mm/a and thus have little impact on the final velocity field, for which uncertainties are correspondingly smaller. Further studies improving locally the GIA model of *Hu and Freymueller* [2012] are needed to better address this question.

Uncertainties associated with the postseismic and GIA corrections are difficult to assess. Detailed analyses and parameter tests would be required to provide quantitative uncertainties, which would still be constrained by the model limitations (e.g., Earth structure that does not include lateral variations in rheology). However, we can estimate first-order uncertainties on these corrections by considering extreme cases (no correction, best-fit model, model modified within 50% range, etc.). GIA horizontal corrections are small compared to the GPS velocities (Figure 61a vs. Figure 61b), indicating that reasonable variations in the model will lead to corrected GPS velocities differing by less than their standard errors (< 0.5 mm/a on average) [Elliott et al., 2010]. A similar argument can be made for postseismic corrections in the far field (> 150 km from the Denali rupture), especially in southwest Yukon (i.e., within the southeastern nodal region).

11.3.3. INTERSEISMIC LOADING AND FAULT SLIP RATES

In order to discuss long-term tectonics, we need to remove the interseismic loading associated to the main active faults. Elliott et al. [2010; 2013] carried out detailed analyses of the regional interseismic deformation using block models (). Such analyses provide a useful kinematic frame but constrain the interpretation to a rotating rigid-block end-member perspective [Thatcher, 2003]. In addition, the two block models were developed for separate regions and are not completely consistent on their boundaries. In order to limit the impact of

the interseismic corrections on the residual strain patterns, we use simple back-slip models [Savage and Burford, 1973; Savage, 1983] to correct the GPS data for first-order interseismic loading along the two main plate-boundary faults (Fairweather Fault and Yakutat decollement). We use the fault geometries described by [Elliott et al., 2010; 2013] and assume fully locked faults. We evaluate alternative models so that we can avoid over-interpretation of strain patterns where the elastic component of the strain field is sensitive to the details of the models.

The Fairweather – Denali system south of about 60.5°N presents a fairly simple case of strike-slip and shortening partitioning that can be analyzed along a fault-normal cross-section (Figure 62 and Figure 63). Fault-parallel velocity components (Figure 63a) show an eastward decrease from 49 to 0 mm/a, with an arctangent shape symptomatic of interseismic loading along the Fairweather Fault. On both the Fairweather and Denali Faults, the interseismic locking depth may range between ~10 km, a commonly assumed value, and ~20 km, which corresponds to the maximum extent of micro-seismicity in the region [Meighan et al., 2013]. Inversion of the GPS velocities yields a slip rate for the Fairweather Fault between 52 ± 1 mm/a and 42 ± 1 mm/a, depending on the assumed locking depth (20 and 10 km, respectively). Similarly, the slip rate on the Denali Fault varies between 1 ± 1 and 3 ± 1 mm/a. For our interseismic corrections, we use average slip rates of 46.9 ± 1.2 mm/a and 2.0 ± 0.9 mm/a for the Fairweather and Denali Faults, respectively, with a 15-km locking depth. We test the influence of this assumption, which results in less than 1 mm/a of difference between the models (Figure 69). Such a simple model does not take into account potential local rotations. The differences in slip rates between our model and the block model of *Elliott et al.* [2013] are of the order of 2-4 mm/a in the Chugach – St. Elias prism, and less than 1 mm/a elsewhere (Figure 70). This difference in the prism is not an issue in the scope of this paper, as we do not investigate this area in details but only consider the large-scale tectonics.

For the Yakutat decollement, Elliott et al. [2013] estimate a cumulative slip rate of about 30 – 40 mm/a on the numerous structures in the Chugach – St. Elias prism. Similar to the Fairweather - Denali region, we wish to correct for first-order interseismic effects without imposing strain patterns. Thus, we estimate the interseismic loading assuming a slip rate of 30 mm/a on the Yakutat decollement and a single frontal thrust with a geometry based on Elliott et al. [2013]. We test the effect of variations of the fault geometry and slip rate on these corrections (Figure 68) and find variations up to 5 mm/a for stations near the frontal thrust and less than ~3 mm/a for stations in the far field to the north of the St Elias Mountains. Differences between models are much smaller for sites to the east of the syntaxis.

The residual velocity field differs only slightly from the original GPS field in the far field of the principal plate-boundary faults (Figure 61). The main change corresponds to a 30 – 50% reduction and small rotation of velocities north of the Chugach – St. Elias prism. Uncertainties in the transient corrections are negligible where the corrections are small relative to the observed velocities. The only region that does not correspond to this criterion is within and directly north of the Chugach – St. Elias prism, where interpretation of the residual GPS velocities must be done with caution due to the complex nature of the interseismic signal

(see Figure 68, Figure 69 and Figure 70 for uncertainties). Hereafter, the results and interpretations are based on the velocities corrected for the transient motions (postseismic, GIA, interseismic) described above. We focus our interpretations on the regions where the elastic deformation corrections are not sensitive to the details of the models assumed for them.

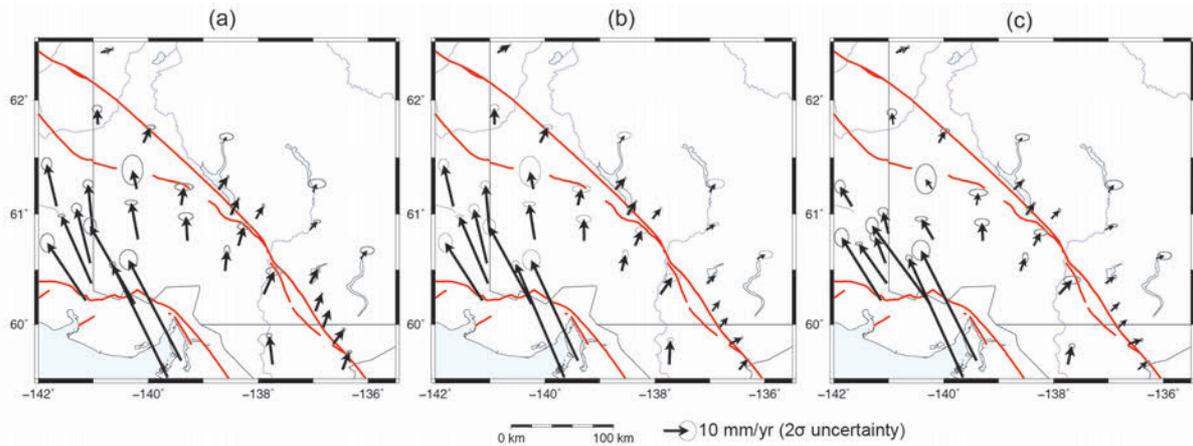


Figure 61 : Raw and corrected GPS velocities. Black vectors show horizontal GPS velocities relative to stable North America (in ITRF2008), with ellipses indicating 95% confidence regions. (a) Original velocities. (b) Velocities corrected for GIA and Denali postseismic transients. (c) Velocities corrected for GIA, Denali postseismic, and main faults interseismic transients.

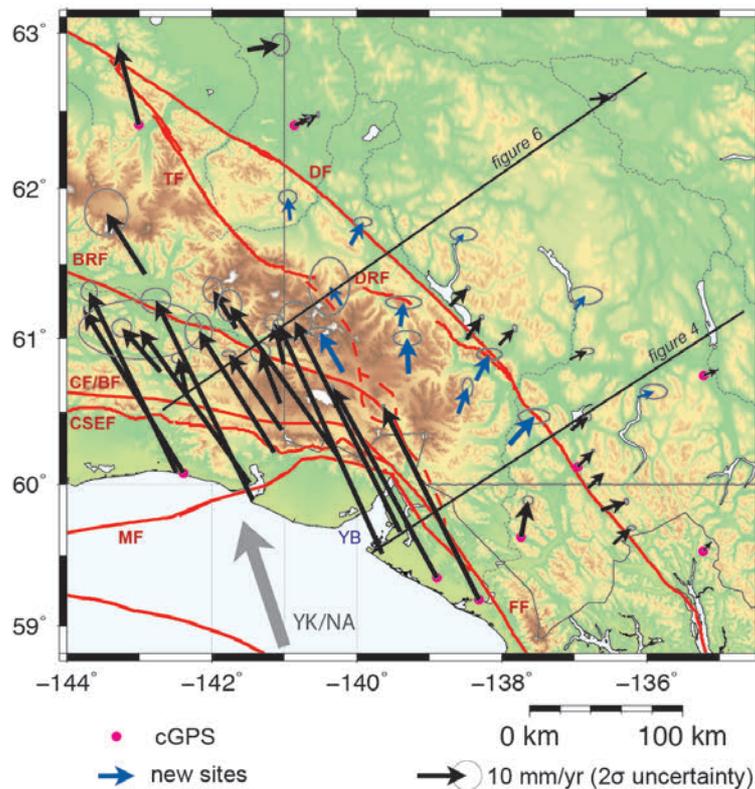


Figure 62 : St. Elias residual GPS velocity field. Black vectors show horizontal GPS velocities relative to stable North America (in ITRF2008), with ellipses indicating 95% confidence regions, corrected for GIA, postseismic, and interseismic transient motion (cf. text). The grey vector shows the Yakutat / North America (YK / NA) motion (50.3 mm/a [Elliott et al., 2010]; NB: different scale). Black lines are locations of southern and northern velocity profiles (Figure 63 and Figure 65). Red lines are fault systems referred

to in the text - DF: Denali Fault, TF: Totschunda Fault, FF: Fairweather Fault, DRF: Duke River Fault, MF: Malaspina Fault, CF/BF: Contact and Bagley Faults, CSEF: Chugach St Elias Fault. YB: Yakutat Bay. Dashed red line shows the hypothetical location of the Connector Fault from Spotila *et al.* [2010].

11.4. INDENTOR CORNER

11.4.1. KINEMATICS

The residual GPS velocity field highlights three main kinematic domains across the syntaxis (Figure 62):

- Southeast of the syntaxis, GPS velocities show a strong rotation of orientations from fault-parallel near the Fairweather Fault to fault-normal along the southern Denali Fault.
- West of the Yukon - Alaska border, the frontal part of the orogen is characterized by velocities nearly parallel to the Yakutat / North America motion that decrease from 35 – 40mm/a along the coast to 10 – 15 mm/a in the Chugach Mountains.
- In the Yukon sector of the St. Elias Mountains, our new GPS data show a rapid decrease to 5 – 10 mm/a associated with a strong rotation of velocity orientations from about N25 °W in the northwest to N50 °E in the southeast, i.e. from nearly parallel to nearly orthogonal to the Yakutat / North America motion.

In contrast to the fault-parallel component, the fault-normal velocity components in the Fairweather – Denali system indicate a gradual eastward decrease (Figure 63b) and distributed shortening with no clear strain localization. This region thus presents strong strain partitioning, with ~1/3 of the Yakutat - North America fault-normal motion transmitted east of the Denali Fault to the central part of the Yukon Cordillera, whereas nearly all of the fault-parallel motion is accommodated on the Fairweather Fault, leaving the southern Denali Fault mainly inactive. The strong rotation of GPS velocities in the syntaxis area corresponds to a fan-shape structure with flow lines radiating away from central region, roughly the Mt. Logan massif, typical of the kinematic pattern expected for an indentor corner (e.g., east Himalaya syntaxis [Tapponnier and Molnar, 1976; Shen et al., 2005]).

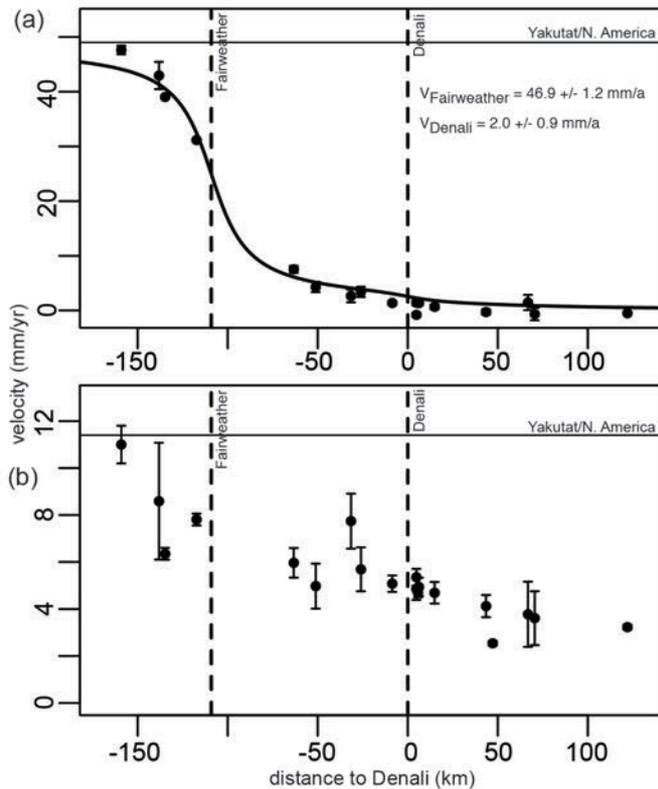


Figure 63 : Southern velocity profile. Top and bottom graphs show the fault-parallel (NE-SW) and fault-normal (NW-SE) velocity components (corrected for GIA and post-seismic transients), respectively. Solid circles with error bars show the GPS velocity with their standard errors projected along the profile (cf. Figure 62 for location). The solid curve on the top graph shows the best-fit interseismic model for locked Fairweather (FF) and Denali (DF) Faults with 15 km locking depth (cf. text).

11.4.2. STRAIN RATES

On the basis of the different velocity fields, we derive regional strain rate fields using an adaptive interpolation scheme with a smoothing length ranging between 40 and 100 km, depending on the GPS site density [Mazzotti et al., 2011]. The resulting strain rate fields (original and corrected data) are represented in Figure 5 as the maximum shear rate (2nd invariant) and principal axes. Hereafter, we focus on the strain rates derived from the corrected velocity field (Figure 64c, see 11.7.2 for a detailed description of the differences between the strain rate fields). Average spacing between GPS sites is ~40 km, with two areas of slightly lower density north of Yakutat Bay and within the eastern Chugach Mountains (Figure 60). As a result, the location of strain rate features is only defined with 20 – 30 km resolution.

Several main features can be identified in the strain rate field (Figure 64c):

- The peak in strain rates ($\sim 200 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$) is located in the syntaxis, at the junction between the Fairweather Fault, Chugach - St. Elias prism, and Border Range Fault, ~50 km southeast of the Mount Logan massif.
- Similar to the velocity orientations, principal strain rates rotate around the syntaxis. Maximum shortening axes (ϵ_1) are oriented N-S west of the syntax and turn NE-SW to the southeast.

- The strain rate style is primarily shortening across the frontal part of the Chugach orogen up to the junction with the Fairweather Fault at the tip of Yakutat Bay, in agreement with stress patterns from seismicity [Ruppert, 2008].
- North of the syntaxis, between the Border Range, Totschunda, and Duke River Faults, strain rates are low, with a rapid lateral variation from N-S shortening to E-W extension. This extensional signal is in part related to the interseismic correction (cf. Figure 61 and Figure 64) and should be interpreted with caution.

These GPS strain rate features are in agreement with the deformation patterns expected at the corner of an indenter or an underthrusting plate. On the basis of analog models of oblique collision, Rosenberg et al. [2007] show that the deformation at the tip and edge of an indenter is very sensitive to the convergence obliquity. However, all oblique convergence models result in a strong rotation of the shortening axis around the indenter corner, with limited extension perpendicular to the convergence in front of the syntaxis, similar to our observed strain rate field. Rosenberg et al. [2007] argue that the convergence-normal extension is required to accommodate variations in shortening around the syntaxis that result from the system geometry (in our case, a change from N-S to NE-SW shortening). These particular kinematic and strain conditions at the syntaxis are also observed in numerical models of Yakutat underthrusting and collision by Koons et al. [2010], who term this region of high deformation a “strain knot”. Deformation patterns predicted by these numerical experiments are similar to those observed in our GPS data: convergence-parallel shortening dominates in the Chugach - St. Elias prism and a mix of dextral shear and convergence-normal shortening occur in the syntaxis and Fairweather - Denali transpressive system. The junction between these two domains corresponds to a strain knot, characterized by focused, high strain rates and abruptly rotating shortening directions (Figure 64c).

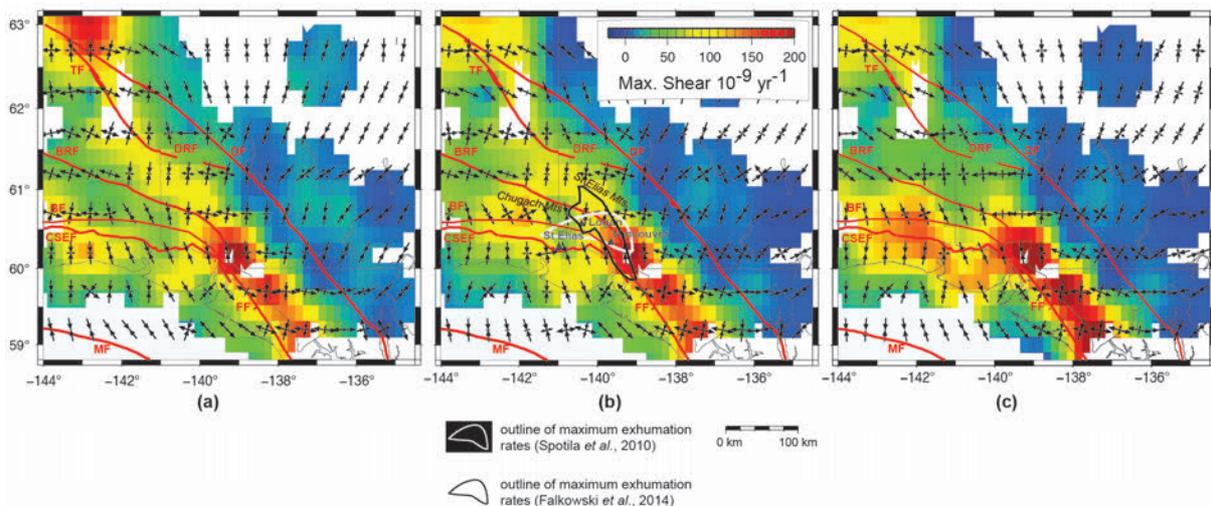


Figure 64 : GPS strain rate field. (a) Original GPS data. (b) GPS data corrected for GIA and 2002 postseismic transients. (c) GPS data corrected for GIA, postseismic and interseismic transients. Strain rates are expressed as the “maximum shear rate” (second tensor invariant, color map) and principal strain rate axes (solid crosses). Red lines show main faults and fault system (cf. Figure 61).

11.5. DISCUSSION

11.5.1. SYNTAXIS AND STRAIN KNOT

Our GPS observations complement recent lines of evidence that point to the existence of a region of focused deformation at the syntaxis. (1) The earthquake distribution shows a small concentration at the tip and northwest of Yakutat Bay [Doser, 2012; 2014]. Statistical summation of the seismicity yields 10 – 40 mm/a of shortening and transpressive dextral shear [Leonard et al., 2008]. This region is also the location of the two MW~8 1899 earthquakes, which accommodated roughly NE-SW oblique shortening [Plafker and Thatcher, 2008]. (2) Thermo-chronology data from low and medium temperature markers indicate a localized zone of intense exhumation located north-northwest of Yakutat Bay [Enkelmann et al., 2009; Falkowski et al., 2014; Spotila and Berger, 2010] (Figure 64c). Although the extent and nature of the exhumation peak is debated, thermo-chronology data show that the region between Yakutat Bay and the Mt. Logan massif has experienced several km of additional uplift compared to the rest of the orogen to the west and southeast since the middle to late Miocene. (3) The region north and northwest of Yakutat Bay corresponds to a major structural bend in the plate-boundary fault system and topographic orientations, with 35 – 40 ° rotation between the Fairweather Fault to the southeast and the Chugach - St. Elias prism to the west [Bruhn et al., 2012]. This tectonics bend is associated with the highest topography outside of the Mt. Logan massif (Mt. Saint Elias and Vancouver) (Figure 61, Figure 64).

The exact location of these various strain knot indicators do not exactly agree. The peak in GPS strain rates is located at the northern termination of the Fairweather Fault, north-northeast of Yakutat Bay (Figure 64c), ~50 km southeast of the exhumation peak defined by zircon fission-track data [Falkowski et al., 2014; Enkelmann et al., 2009] and within but slightly offset to the southeast compared to the high exhumation zone defined by low-temperature thermo-chronology data [Spotila and Berger, 2010] (Figure 64c). The GPS strain peak is also shifted southeast compared to the highest topography (Mt. Logan massif). These small offsets may be the result of location biases in the various datasets. In particular, the GPS station distribution has a gap within the peak strain area and may not be capable of resolving patterns below ~50 km scale. Similarly, uncertainties related to the various transient corrections may lead to a small bias in strain rate location. Alternatively, the southeastern offset of the GPS strain knot relative to the topography and thermo-chronology markers could reflect the ongoing southward (outward) propagation of deformation of the Chugach – St. Elias prism observed at different time scales, as proposed by Koons et al. [2010].

11.5.2. INLAND STRAIN TRANSFER

Within the uncertainties of the transient corrections, our new data provide new information regarding strain transfer and lateral motions in the area between the Chugach – St. Elias prism and the Denali Fault (Figure 60 and Figure 64). Fan-like velocities at the front of the syntaxis

result in relatively low strain rates ($\sim 50 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$) and complex lateral variations between N-S shortening and E-W to SE-NW extension, with limited indications of significant shear or strike-slip deformation (Figure 64c). In this area, a hypothetical structure (the Connector Fault) has been proposed to link the Fairweather and Totschunda Faults, with tentative support from kinematic models [Lahr and Plafker, 1980], thermo-chronology [Spotila and Berger, 2010], and seismicity data [Doser, 2014]. We test the possible presence of this fault using GPS data along a NE-SW profile (Figure 65, cf. Figure 62 for location). Fault-parallel velocities across this region show a clear northeastward decrease from ~ 10 to ~ 0 mm/a, but no clear indication of localized deformation associated with creeping or locked faults. Attempting to fit an interseismic model (Savage, 1983; Savage and Burford, 1973) of locked Connector and Denali Faults to the GPS data yields a poor data fit (average misfit of 1.3 mm/a), with right-lateral slip rates of 4 ± 2 mm/a and 7 ± 2 mm/a for the best fit model for the two faults, respectively (imposed locking depth of 15km). In particular, the GPS station located directly east of the hypothetical Connector Fault trace shows the same velocity as those to the west (~ 10 mm/a, Figure 65), indicating that no significant strike-slip motion occurs within this region. The highest shear appears to be located east of the Connector Fault and corresponds to the clockwise rotation of velocities around the indenter corner (Figure 62). Considering the low density of GPS sites in the area and the continuous gradient observed southwest of the Denali Fault, our data cannot resolve the fault location more precisely although they would be consistent with a fault shifted lightly northeast of the proposed Connector Fault.

The Yakutat collision may be associated with deformation of the Cordillera further inland, as far as the foreland belt 500 – 800 km to the north and east. Concentration of seismicity in these regions [Leonard et al., 2008] and numerical models of strain transfer [Mazzotti and Hyndman, 2002; Soofi and Wu, 2008] suggest that as much as 5 mm/a of residual deformation may be transmitted to the Alaska - Yukon Cordillera. Our new GPS solution indicates that sites in central and eastern Yukon are associated with raw velocities (not corrected for transient motions) of 2 – 3 mm/a to the southeast (Figure 61). The interpretation of these small velocities is strongly sensitive to reference frame and transient (GIA) corrections. Relative to the two stations on the east side of the Cordillera, stations in central and northern Yukon indicate 1 – 2.5 mm/a differential motion oriented northeast to southeast, depending on assumed GIA corrections. These rates suggest that far-field strain transfer in the cordillera may be more limited than previously proposed.

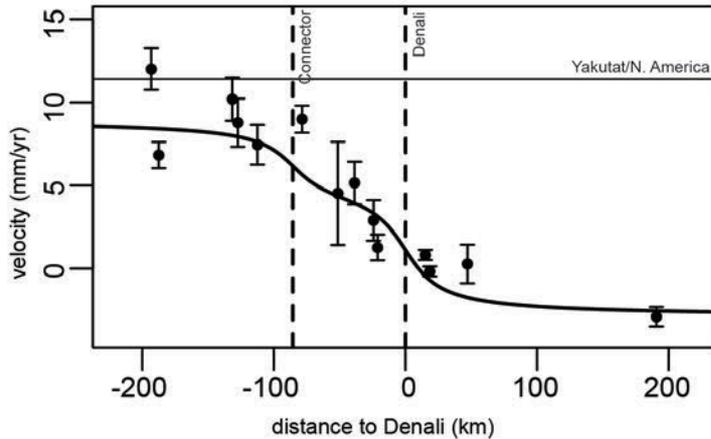


Figure 65: Northern velocity profile. Solid circles with error bars show the fault-parallel (NE-SW) GPS velocity components (corrected for GIA and postseismic transients) with their standard errors projected along the profile (cf. Figure 62 for location). The solid curve shows the best-fit interseismic model for locked Connector (CF) and Denali (DF) Faults with 15 km locking-depth (cf. text).

11.5.3. INDENTOR-CORNER DISTRIBUTED TECTONICS

Figure 7 presents a schematic view of regional tectonics associated with the Yakutat collision and its eastern syntaxis. In the central (western) part of the collision, most of the Yakutat / North America convergence is accommodated within the Chugach - St. Elias prism [Chapman et al., 2012; Elliott et al., 2013], although inland strain transfer and counter-clockwise rotation between the prism and the Denali Fault may account for ~20 – 25% of the Yakutat - North America convergence [Leonard et al., 2007; Elliott et al., 2013]. The area between the Chugach - St. Elias prism and the central Denali Fault is characterized by relatively low strain rates (Figure 64c), consistent with the predicted separation of these two deformation zones in response to Yakutat micro-plate underthrusting [Koons et al., 2010].

The lateral (eastern) part of the collision zone (Fairweather – southern Denali system) is characterized by a sharp rotation of velocity and strain rate orientations, which become nearly orthogonal to the Yakutat – North America convergence in SW Yukon. We infer that this rotation pattern marks the transition from frontal collision in the prism to transpression [Koons et al., 2010], in response to strain concentration in the syntaxis / strain knot area. As shown in Figure 66, this velocity and strain rate rotation results in fault-normal shortening along the southern section of the Denali Fault, resulting in very low (2 ± 0.9 mm/a) dextral slip rate (Figure 63a) and potentially active shortening structures [Haeussler et al., 2013].

These results suggest two different tectonic regimes in SE Alaska and SW Yukon, in response to the Yakutat collision. In the region directly in front and east of the syntaxis, the velocity and strain rate patterns appear to be best matched by diffuse deformation and do not fit previous models of large active faults and rigid blocks (e.g., Fairweather block limited by active Connector and Eastern Denali Faults [Elliott et al., 2010]). In contrast, significant Holocene slip rates on the central Denali Fault (~12 mm/a) and the Totschunda and Denali Faults at their northern junction (~6 and ~8 mm/a [Matmon et al., 2006]) suggest that these structures accommodate most of the deformation in the northern part of the orogen. Within this tentative tectonic schema (Figure 66), strain transfer from the syntaxis to the upper plate

interior is accommodated by a combination of diffuse deformation (e.g., between the Fairweather and northern Totschunda Faults) and localized deformation on major active faults (e.g., central Denali Fault).

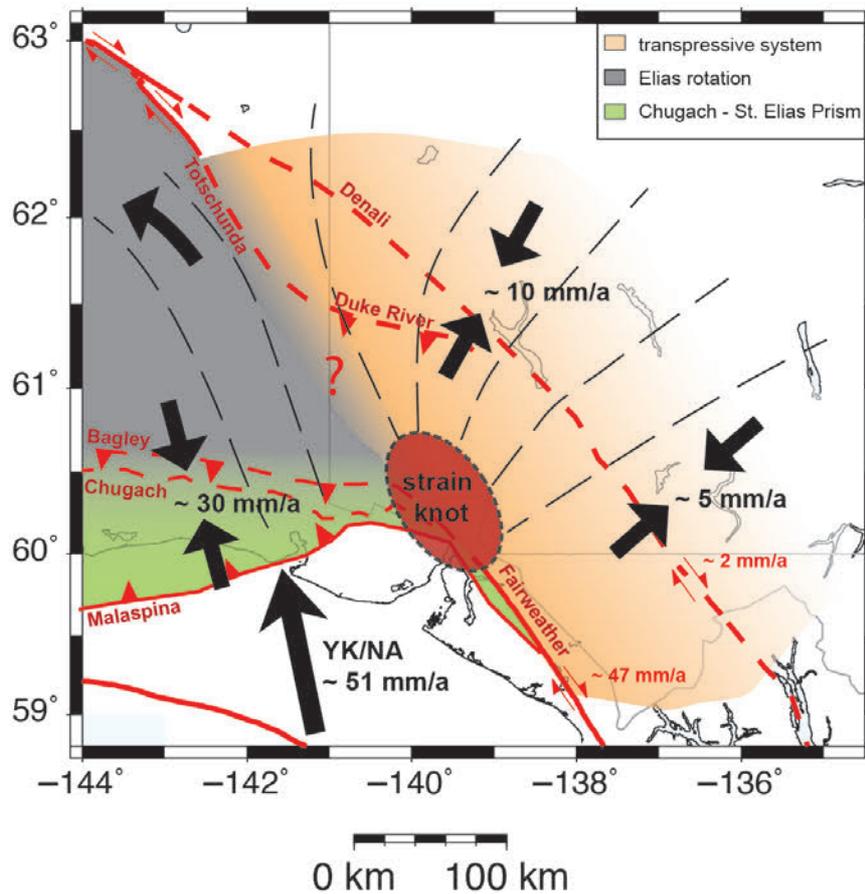


Figure 66 : Schematic model of present-day indenter-corner tectonics. The syntaxis region is divided in three main domains. Green: Chugach - St. Elias Prism; Orange: Fairweather – Denali transpressive system; Grey: Zone of counter-clockwise rotation. Thin dashed lines show the regional pattern of displacements and maximum horizontal shortening rotating around the strain knot. Black facing arrows indicate shortening orientations with approximate shortening rates across the main domains. Solid and dashed red lines show main and potentially active faults, respectively.

11.6. CONCLUSION

Our GPS data and analysis provide new constraints on the present-day tectonics of the Yakutat - St. Elias collision, particularly its eastern syntaxis. The residual (long-term) GPS velocities show a strong rotation around the syntaxis, from nearly parallel to the plate motion west of the syntaxis to nearly orthogonal east of it, over less than 100 km distances. This velocity rotation is associated with a narrow zone (50 – 100 km) of focused deformation at the syntaxis with high strain rates and a rapid rotation of the maximum shortening axis orientations. These patterns, consistent with that expected at an indenter corner, result in a fan-shaped inland strain transfer into the Yukon and SE Alaska cordillera where it interacts with inherited structures to produce a strong lateral variation in strain localization and fault

activity: (1) The Denali Fault changes from ~ 12 mm/a nearly pure strike-slip in central Alaska to, potentially, a few mm/a of shortening in SE Yukon; (2) Diffuse E - W transtension seems to characterize the St. Elias Mountains in front of the syntaxis, with no evidence for localization on the hypothetical Connector Fault.

This tectonic diagram raises several questions on the detailed strain distribution, fault activity, and dynamics of the orogen. In order to better understand the spatial variations in regional strain distribution and partitioning, the relationship between the indenter-corner dynamics and inherited structures needs to be analyzed in detail. The eastern Yakutat syntaxis region is marked by two large lithospheric-scale faults (Fairweather, Denali) that accommodated several hundred kilometers of displacements and, as a result, likely correspond to zones of weakness, albeit with potentially strong along-strike anisotropy [Rasendra et al., 2014]. Other large faults and terrane boundaries such as the Duke River, Totschunda, or Chugach - St. Elias prism faults may be more limited and only affect the upper crust, although they might mark lateral differences in crustal composition and rheology. New studies including 3D numerical modeling, geomorphological mapping, and dating along the Denali and Totschunda fault systems are required to better understand the interactions between the Yakutat collision dynamics and these various structures.

Acknowledgements: The GPS data used in this paper are available from Natural Resources Canada “Canadian Crustal Deformation Service” (contact: Yuan.Lu@NRCan-RNCan.gc.ca) and the UNAVCO Data Archive (<http://www.unavco.org/data/gps-gnss/gps-gnss.html>). Figures are done using the GMT (<http://gmt.soest.hawaii.edu>) and R (<http://www.r-project.org>) software. We thank Yan Hu for providing his GIA model. We thank Ray Wells, Mike Floyd, and the associate editor for their constructive reviews. This work was supported by NSERC Discovery grant 356443-2008 and Agence National de la Recherche grant ANR-12-CHEX-0004-01.

11.7. SUPPLEMENTARY MATERIAL

11.7.1. 2002 DENALI EARTHQUAKE POSTSEISMIC SIGNAL

The estimation of transient effects due to the 2002 Denali earthquake postseismic relaxation is based on the analysis of the temporal evolution of 2-year horizontal velocities after _ and in two cases before _ the earthquake. Typical standard deviations for these two-year velocities are about 0.4 – 0.7 mm/a, on the basis of the colored-noise model (cf. main text), indicating that velocity variations of $\pm 1 - 1.5$ mm/a can be considered as not significant at the 95% confidence level.

Permanent GPS stations within 150 km of the earthquake rupture show a significant exponential decay of the velocity following the earthquake (Figure 67 - left). A simple exponential model adjusted to these data yield an average decay time of 4.5 a. This estimation does not include probable interseismic accumulation post 2002 and is likely an overestimate. Visual inspection of the velocity time series suggests that the temporal decay is significantly lower post 2007. The station in Fairbanks (CLGO, 150 km away) shows no significant velocity change post 2009, although this velocity is ~ 2 mm/a faster than that pre Denali earthquake, at the limit of 95% significance.

Permanent GPS stations farther than 150 km from the earthquake rupture show no significant velocity variation with time (Figure 1 - right). The station in Whitehorse (WHIT, 340 km away) shows similar pre- and post-earthquake velocities within ± 1.1 mm/a standard deviation. Station AB35 is the only with large (3 – 5 mm/a) velocity variations, which may be related to the overall high noise level in this dataset.

11.7.2. INTERSEISMIC LOADING UNCERTAINTY

The interseismic loading on the Yakutat decollement and the Fairweather Fault is calculated using a simple back-slip model (*Savage and Burford [1973]; Savage [1983]*). In order to estimate the variability of the interseismic corrections due to assumptions on the model parameters, we run several parameter tests:

- For the Yakutat decollement, we use different fault geometries modified from *Elliott et al. [2013]* ($\pm 25\%$ on the decollement length), as well as fault slip rates (30 – 34 mm/a), cf. Figure 68.
- For the Fairweather Fault, we test different locking depths (10, 15 and 20 km) used to invert the slip rate (Figure 69).
- We also test the influence of using our simple 1D model versus a more complex 2D block model (including local rotations) based on *Elliott et al. [2013]*.

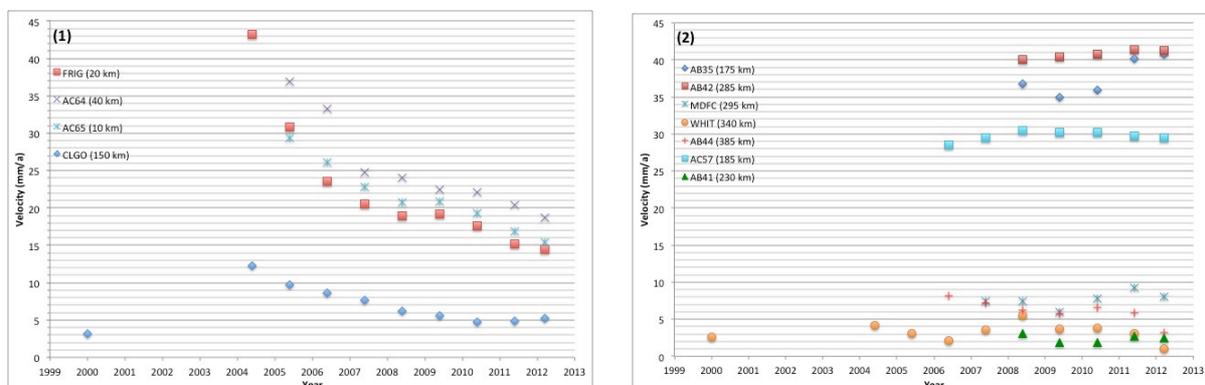


Figure 67 : Time evolution of 2-year GPS horizontal velocity. (1) Selection of permanent stations within 150 km of the Denali 2002 earthquake rupture. (2) Selection of permanent stations farther than 150 km from the Denali 2002 earthquake rupture.

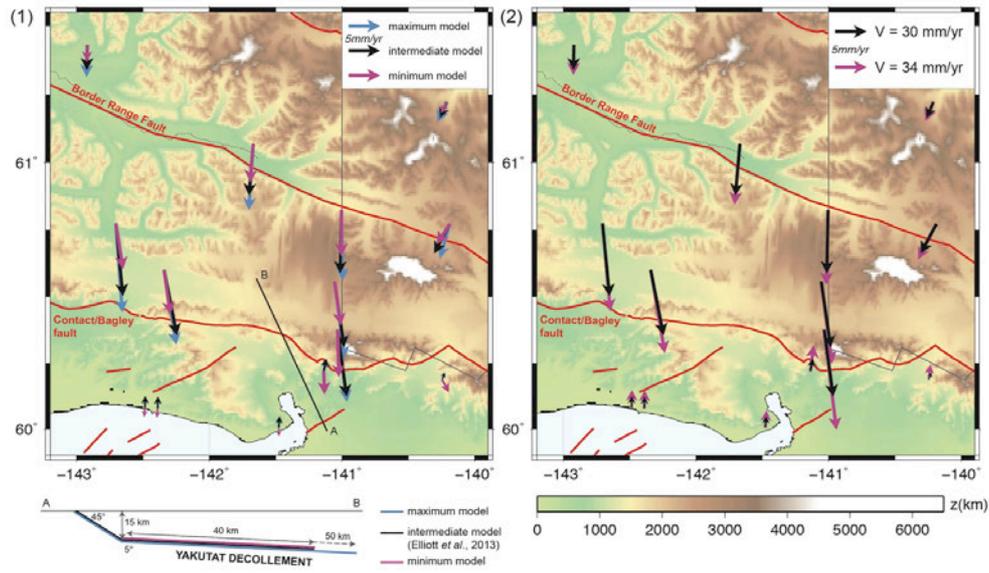


Figure 68 : Interseismic loading for the Yakutat decollement (in black: the model used in this study). (1) Tests of different geometries of the Yakutat decollement (cf. cross-section). (2) Tests of different velocities, using the “intermediate” model geometry. Velocities are based on: 30mm/yr: Elliott et al. [2013]; 34mm/yr: maximum difference between the Yakutat/N. America convergence and the GPS velocities north of the prism.

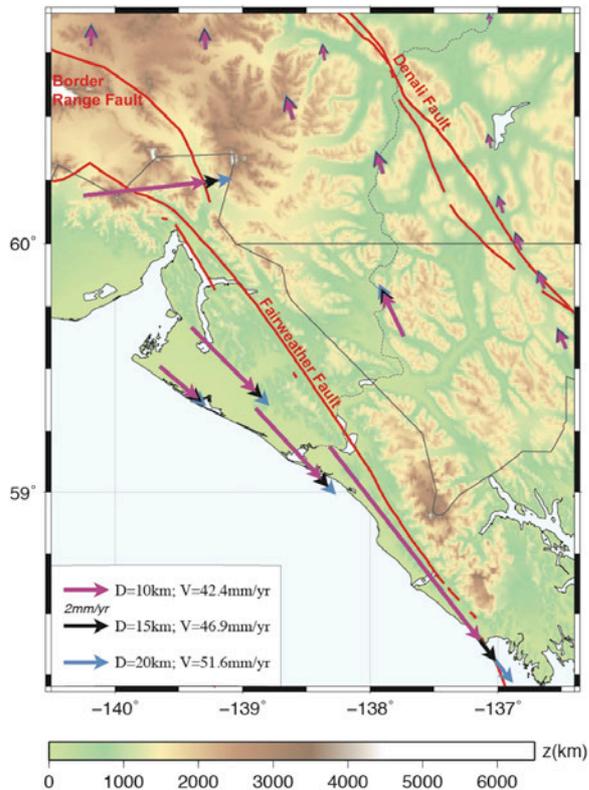


Figure 69 : Interseismic loading for the Fairweather Fault (in black: the model used in this study). Interseismic loading velocities associated to the different fault locking depths.

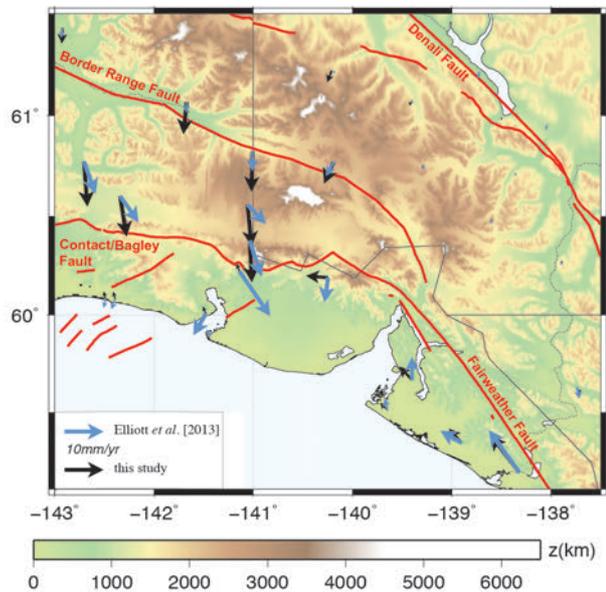


Figure 70 : Interseismic loading estimated by Elliott et al. [2013] (in black : the model used in this study).

-

CHAPITRE IV : APPORT DE LA GEOMORPHOLOGIE A L'ETUDE DES FAILLES ACTIVES DANS LA REGION DES WRANGELL - ST. ELIAS

Sommaire

12. INTRODUCTION	123
13. ETAT DE L'ART.....	125
13.1. APPORT DE LA GEOMORPHOLOGIE	125
13.2. CONTEXTE GLACIAIRE.....	129
13.3. DEMARCHE.....	135
14. DONNEES EN IMAGERIE : MODELES NUMERIQUES DE TERRAIN	138
14.1. MNT PUBLIES	139
14.2. MNT ACQUIS SUR LE TERRAIN	145
15. CARTOGRAPHIE ET ESTIMATION DE DECALAGES	153
15.1. FAILLE DE DENALI	155
15.2. FAILLE DE TOTSCHUNDA.....	172
15.3. FAILLE DE DUKE RIVER	179
16. ESTIMATION DE VITESSES DE FAILLES.....	181
16.1. DEMARCHE.....	181
16.2. DATATIONS AU ¹⁰ Be	182
16.3. DATATIONS AU ¹⁴ C	197
16.4. DATATIONS A L' ³ He.....	199
16.5. AGES DES MARQUEURS DECALES.....	208
16.6. VITESSES DE FAILLES	210
17. DISCUSSION ET CONCLUSION	213

12. INTRODUCTION

Dans le chapitre III, je me suis appliquée à démontrer que la collision du bloc Yakutat provoque une déformation en surface de la plaque Nord Amérique similaire à celle observée autour d'un indenteur. La déformation est contrôlée par la géométrie du système (syntaxe), la transition entre un décrochement et une subduction, et la collision de l'indenteur Yakutat. Seulement environ 60% du mouvement relatif entre les plaques Pacifique et Nord-Amérique est accommodé en frontière de plaques, au niveau du prisme d'accrétion et du « strain knot ». On observe donc un transfert significatif de la déformation à l'intérieur de la plaque. Les données GPS nous ont permis de quantifier ce mouvement résiduel, mais ne suffisent pas à comprendre comment il est accommodé.

A l'Ouest de la syntaxe, le bloc Saint Elias, délimité par les failles de Denali et Totschunda au N/NE, subit une translation vers le NE. Si de précédentes études en géomorphologie et géophysique contraignent le glissement sur la partie centrale de Denali, la géométrie devient plus complexe à la jonction avec la faille de Totschunda et peu d'auteurs se sont intéressés à cette partie du système de failles. Or, **si la faille de Totschunda représente bien la limite Est du bloc Saint Elias, son rôle pourrait être crucial dans le transfert de déformation à l'intérieur de la plaque.**

Au Nord de la syntaxe, dans les reliefs Saint Elias, l'orientation des axes principaux de déformation tourne depuis une direction NO-SE à une direction NE-S. Comment le système répond-il à cette déformation ? **Quelles structures sont activées par ce transfert de déformation ?** Puisque le champ de déformation tourne, observe-t-on de l'extension ? Aucun auteur ne s'est encore penché sur la déformation à l'aplomb de la syntaxe canadienne, qui apporte pourtant des informations cruciales pour la compréhension de tels systèmes.

Enfin, à l'Est de la syntaxe, la déformation est localisée en frontière de plaque et la faille de Fairweather accomode presque toute la translation du bloc Yakutat le long de la plaque Nord-Amérique (47 mm/a), avec un petit résiduel dextre sur la faille de Denali (2 mm/a). La composante perpendiculaire aux failles de Fairweather et Denali de la convergence Yakutat/Nord-Amérique est de ~ 12 mm/a. Même si une partie de ce mouvement relatif est accommodée en mer, un mouvement résiduel de 5 mm/a est transféré à l'intérieur de la plaque Nord Amérique, perpendiculairement aux failles de Fairweather et Denali (voir Figure 63). **Quelle est la réponse de la plaque Nord Amérique à cette déformation, dont l'axe principal est perpendiculaire aux grandes structures lithosphériques décrochantes qui la traverse ?**

Les données GPS (chapitre III) nous ont permis de quantifier la partition de la déformation au niveau de la syntaxe canadienne, mais ne sont pas assez denses pour caractériser la déformation sur les grandes structures actives de la région et soulèvent de nouvelles questions. Je propose alors d'utiliser un autre outil qui permet de quantifier la déformation Quaternaire : la géomorphologie. Dans une région peu anthropisée et peu

végétalisée au-delà de 1 000 m d'altitude, la géomorphologie m'a paru être un outil adapté pour répondre aux questions laissées en suspens à la fin de mon analyse à l'aide de la géodésie. Cet outil me permet de quantifier de façon précise et localisée les taux de glissement sur les structures actives, et de m'intéresser aux variations latérales le long des failles.

J'ai pour cela réalisé une cartographie de détail des failles actives à l'aide de Modèle Numérique de Terrain haute résolution, qui me permet de mesurer des décalages sur des marqueurs géomorphologiques quaternaires. Une mission de terrain en septembre 2014 me permet d'échantillonner les marqueurs pour les dater, à l'aide d'isotopes cosmogéniques et de ^{14}C . Enfin, les vitesses de failles déduites améliorent notre compréhension du système.

Dans ce chapitre, après une revue des précédentes études géomorphologiques sur le système de failles Denali – Totschunda – Duke River, j'expose le contexte glaciaire dans cette région fortement marquée par les précédentes glaciations. L'acquisition et le traitement de données est ensuite détaillé, et enfin les conclusions. Ces résultats sont rédigés sous forme d'un article en préparation pour la revue *Geology* (Annexe 7).

13. ÉTAT DE L'ART

13.1. APPORT DE LA GEOMORPHOLOGIE

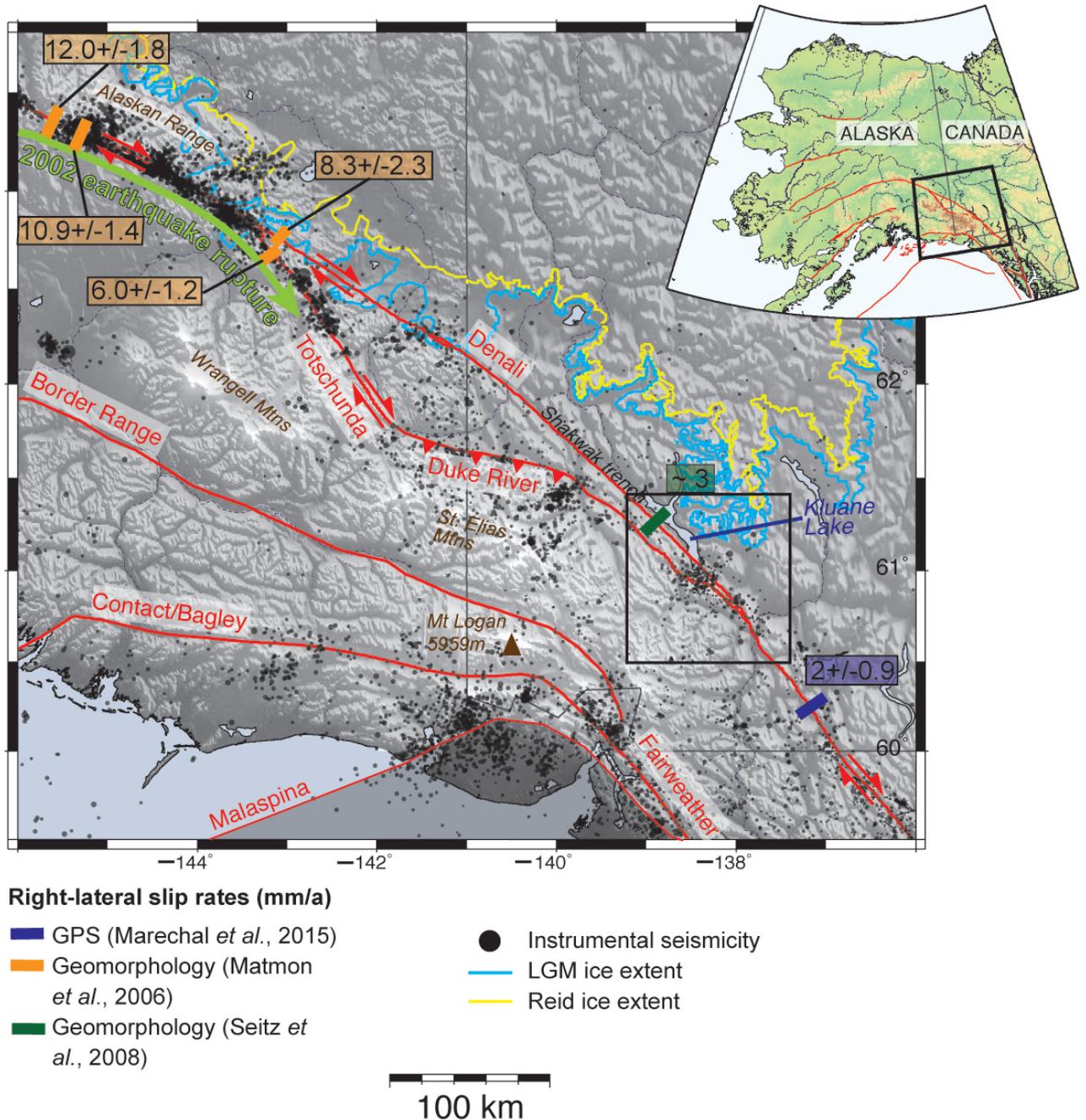


Figure 71 : Vitesses de glissement estimées par géomorphologie et géodésie pour les segments Est et Sud de la faille de Denali, et relief issu des données WorldDEM (60 m). Les points noirs représentent la sismicité pour la période 1995-2015 (communication personnelle N. Ruppert et H. Kao). Les traits bleu et jaune marquent l'étendue des glaciers au Reid et au LGM. L'encadré noir représente la localisation de la Figure 74.

Les études de Clague (1979); Forbes et al. (1973); Stout et al. (1973) fournissent les premières données à moyen terme (derniers millions d'années) sur l'activité du segment Est de la faille de Denali (voir section 5.1). Matmon et al. (2006) sont les premiers à quantifier des taux de glissement fin Pléistocène-Holocène pour le système de failles à partir de la datation d'objets géomorphologiques décalés. Ils mesurent les décalage de surfaces alluviales, de moraines latérales et frontales et d'un glacier rocheux traversés par les failles de Denali et Totschunda. Des blocs rocheux et des clastes décimétriques sont échantillonnés en surface (veines de quartz ou schistes dolomitiques) et datés à l'aide du ^{10}Be . Matmon et al. (2006) remarquent que les âges de chaque moraine sont cohérents, ce qui suggère que l'érosion différentielle des blocs rocheux et l'héritage (accumulation de ^{10}Be avant le dépôt des blocs) ne sont pas significatifs, les âges ne sont donc pas corrigés d'un possible héritage cosmogénique. La similarité des âges des blocs rocheux et des clastes suggèrent que l'érosion des blocs est mineure. Matmon et al. (2006) estiment alors des taux de glissement pour la partie Est de Denali (Figure 71), immédiatement au SE de la jonction avec Totschunda. A cet endroit, le glissement moyen combiné sur les deux failles de Denali et Totschunda est de 14.4 ± 2.5 mm/a, similaire à la vitesse de la partie centrale de la faille de Denali (12.0 ± 1.8). Cependant, les auteurs suggèrent que la différence de 2 mm/a indique une décroissance générale de la vitesse de glissement d'Ouest en Est, résultant peut-être de la courbure de la faille et de l'augmentation du raccourcissement vers l'Ouest.



Figure 72 : Trace de la faille de Denali et monticules décalés utilisés pour l'estimation du taux de glissement au Sud de Denali (Seitz et al., 2008).

Schematic Model for Mound Offsets

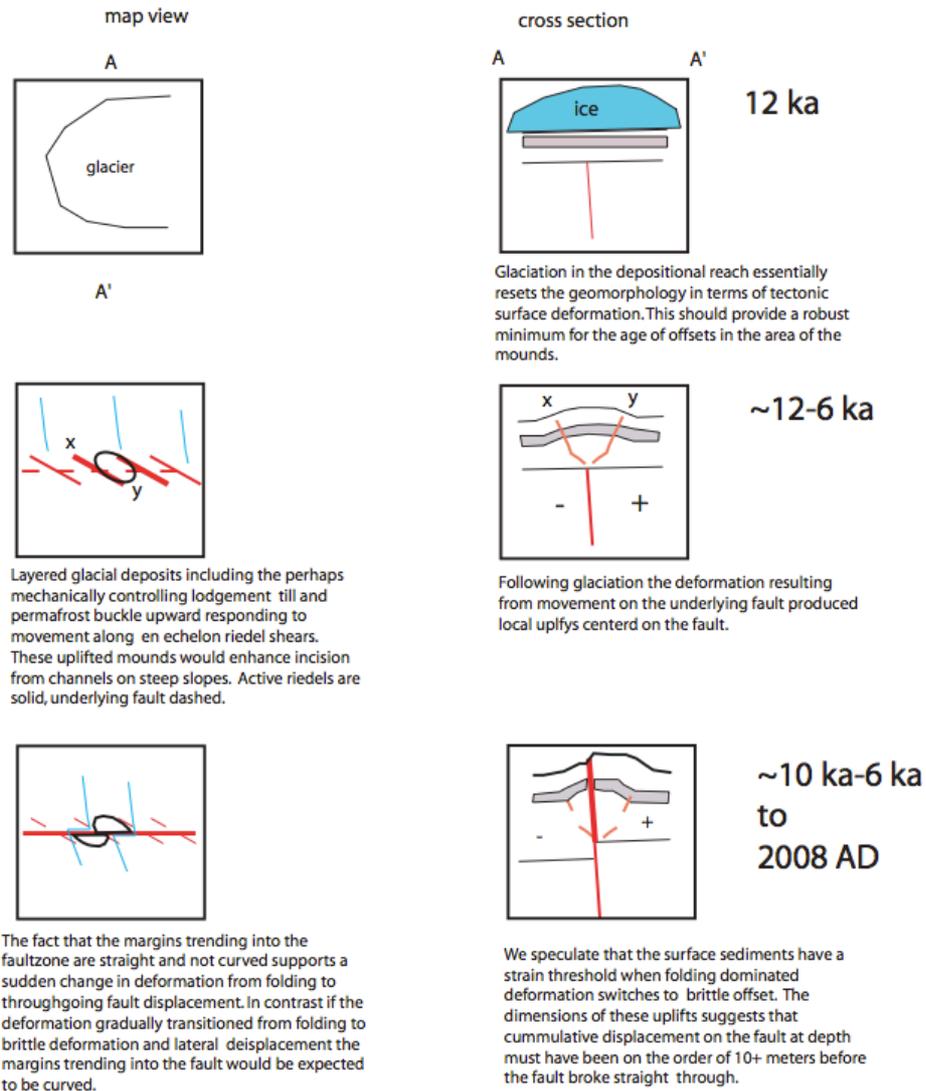


Figure 73 : Schéma présentant l'hypothèse de formation pour les monticules alignés sur la trace de Denali, vus en carte (à gauche) et en coupe (à droite) au cours du temps (Seitz et al., 2008).

Seitz et al. (2008) apportent des données sur la partie Sud de Denali. Ils décrivent l'expression en surface d'une série de monticules allongés, similaires à des « push-up » d'origine tectonique, de 20 – 70 m de long, 10-50 m de large et jusqu'à 10 m de haut (Figure 72). Ils auraient été formés par raccourcissement entre des failles en-échelon sénestres qui se développent sur les sédiments glaciaires à la suite du retrait des glaciers (Figure 73). Ils mesurent alors un ruisseau décalé de 20-25 m, ainsi qu'un décalage similaire de la bordure de deux monticules (Figure 72). Considérant que les ruisseaux se sont développés après la déglaciation il y a 10 000 – 12 000 ans, ils estiment alors une vitesse de glissement de 1.7 – 2.5 mm/a (valeur minimum). De plus, trois excavations le long de la faille mettent en évidence des sédiments déformés et au moins trois paléo-séismes sont reconnus. Des datations au ¹⁴C contraignent l'enregistrement des 3 derniers événements à 970 BC, 230 BC et 1050 AD. En combinant un intervalle de récurrence d'environ 1000 ans et les observations en géomorphologie, ils proposent une vitesse de glissement de 3 – 4 mm/a pour la partie Sud de la faille de Denali (Figure 71).

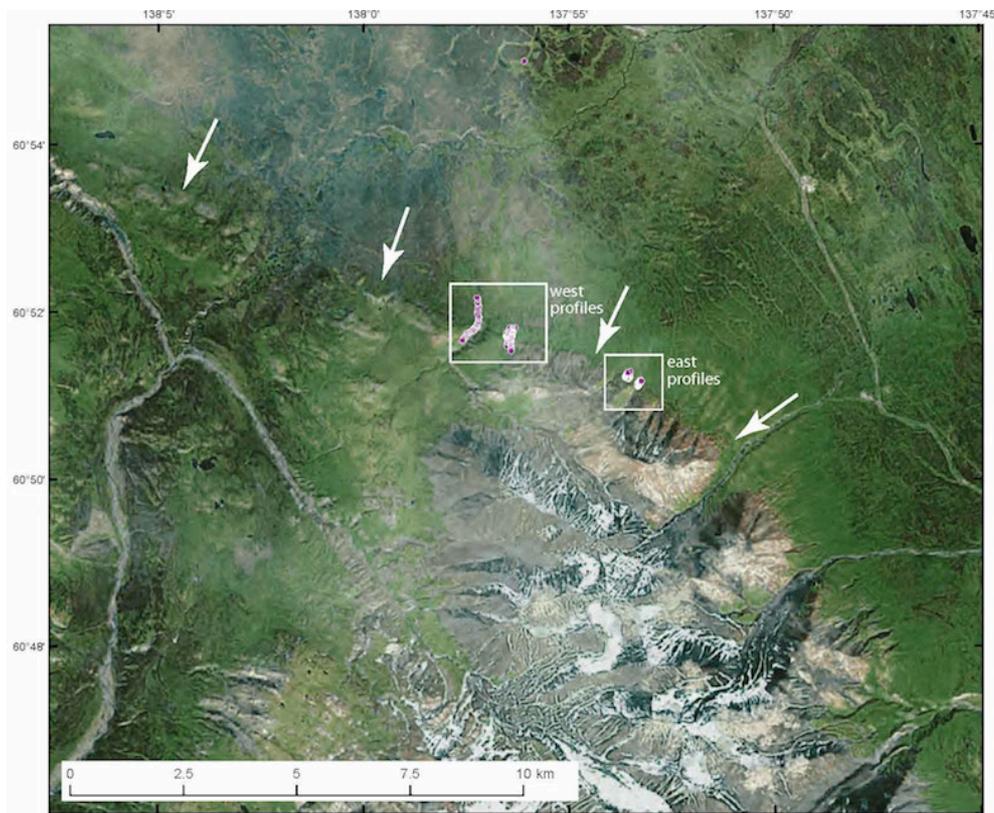
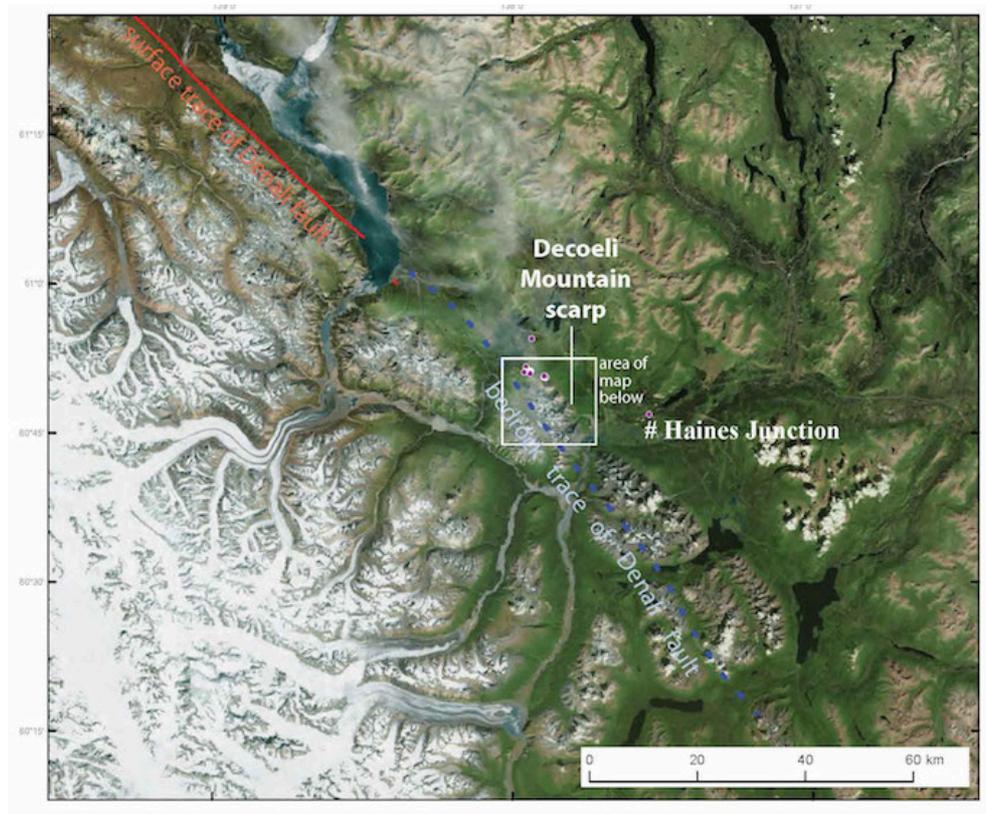


Figure 74 : Traces des failles de Decoeli et Denali (géologique) au Sud du lac de Kluane (Haeussler et al., 2013). Cf Figure 71 pour la localisation de la carte du haut.

Enfin, Haeussler et al. (2013) apportent une observation préliminaire et non quantitative sur la partie la plus méridionale de la faille de Denali (Figure 71). Ils identifient une faille inconnue à 7 km au NE de la faille de Denali (à la jonction avec Duke River), là où Denali n'a pas de trace claire. Ils nomment cette faille Decoeli (au NE des reliefs de Decoeli), et qui présente un escarpement sinusoïdal à pendage vers le Nord-Ouest. L'escarpement est long de 17 km et coupe des surfaces glaciaires indiquant son activité récente (Figure 74). Cependant, les observations géologiques et géomorphologiques contradictoires ne permettent pas de déterminer son activité. Ils mesurent un décalage vertical de ~6 m, et définissent la faille comme un chevauchement, en cohérence avec les données GPS et les mécanismes au foyer dans la région. Si une telle interprétation est valable, la faille de Decoeli pourrait être un chevauchement relié à une structure en fleur causée par la transpression sur le système de faille Denali.

13.2. CONTEXTE GLACIAIRE

13.2.1. LES GLACIATIONS EN AMERIQUE DU NORD

Tableau 5 : Dénomination des dernières glaciations du Quaternaire en Europe, aux USA et au Yukon.

MIS	Europe	USA	Yukon	Âge (ans)
8 - 9	Mindel	Mindel	Mindel	- 545 000 - 230 000
6 - 7	Riss	Reid	Reid	- 200 000 - 130 000
2 - 5	Würm	Wisconsin	Gladstone	- 100 000 - 54 000
			McConnell	- 28 000 - 12 000

Le paysage est aujourd'hui dominé par les dernières glaciations régionales qui l'ont successivement recouvert au Quaternaire (Barendregt et al., 1996; Duk-Rodkin et al., 1996; Froese et al., 2000). Le pouvoir érosif important des glaciers et l'évacuation des produits d'abrasion à la fin des périodes glaciaires efface la morphologie de surface ayant modelé le paysage avant chaque glaciation. En Alaska, les glaciations Quaternaire sont nommées, de la plus récente à la plus ancienne : Wisconsin (- 12 000 à -100 000 ; Marine Isotope Stage 2-5), Reid (- 130 000 à -200 000 ; MIS 6-7) et Mindel (- 300 000 à -545 000 ; MIS 8-9) (Tableau 5).

13.2.2. LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE (LGM) EN AMERIQUE DU NORD

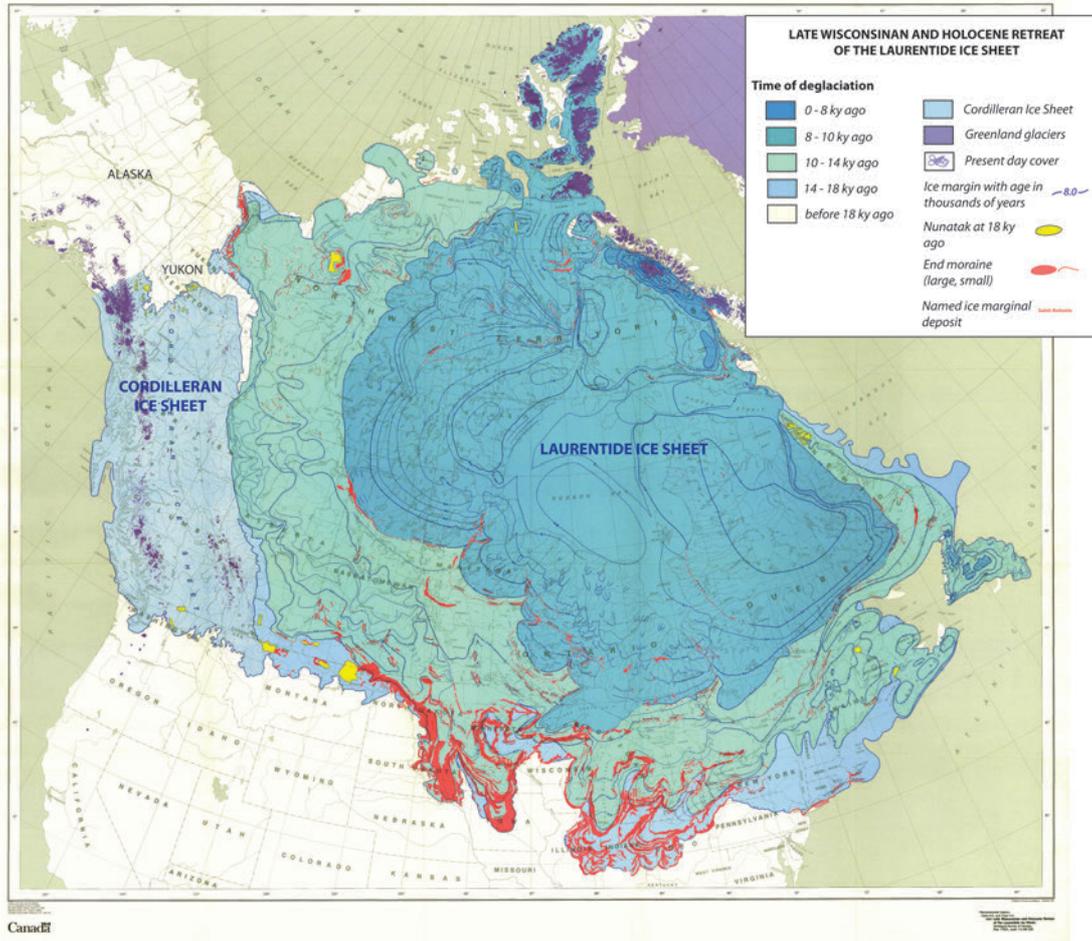


Figure 75 : Les calottes glaciaires en Amérique du Nord à la fin de la glaciation Wisconsin et leur retrait (Dyke and Prest, 1987).

Le dernier maximum glaciaire (LGM) marque la dernière avancée des glaciers il y a 18 000 ans. A cette période, trois calottes glaciaires recouvrent l'Amérique du Nord : la calotte de Cordillère, la calotte Laurentide et la calotte Inuit au Nord du Canada (Figure 75). Elles sont séparées et dynamiquement indépendantes à travers une grande partie du cycle glaciaire, mais sont confluentes au LGM (Marshall et al., 2002). Au Yukon, la ligne de partage des eaux qui sépare la calotte Cordillère de la Laurentide est la chaîne des Mackenzie (Figure 1 et Figure 76), qui constitue une barrière physiographique (Duk-Rodkin et al., 2004). Ces calottes recouvrent le continent avec une épaisseur de glace pouvant aller jusqu'à 3 km (Dyke et al., 2002). La calotte Laurentide se retire lentement de -18 000 à -13 000 ans, surtout le long des marges Ouest et Sud. Puis, jusqu'à - 8 000 ans, elle subit un important retrait plus rapide à l'Ouest qu'à l'Est (Dyke and Prest, 1987). La calotte de la Cordillère quand à elle continue son avancée jusqu'à -16 000 ans où elle atteint son extension maximale (Figure 76), avant de diminuer rapidement. Certains lobes, glaciers de vallée ou de cirques avancent une

ou plusieurs fois de plus entre -15 000 et -11 000 ans. Mais à partir de -11 000 ans, le retrait de la calotte de la Cordillère est complet et la couverture glaciaire n'est pas plus étendue qu'actuellement. De -11 000 à -8 400 ans, les glaciers de la cordillère sont moins étendus, puis une expansion générale commence à 8 400 ans, culminant en ~1800 lors du Petit Age Glaciaire (Menounos et al., 2009).

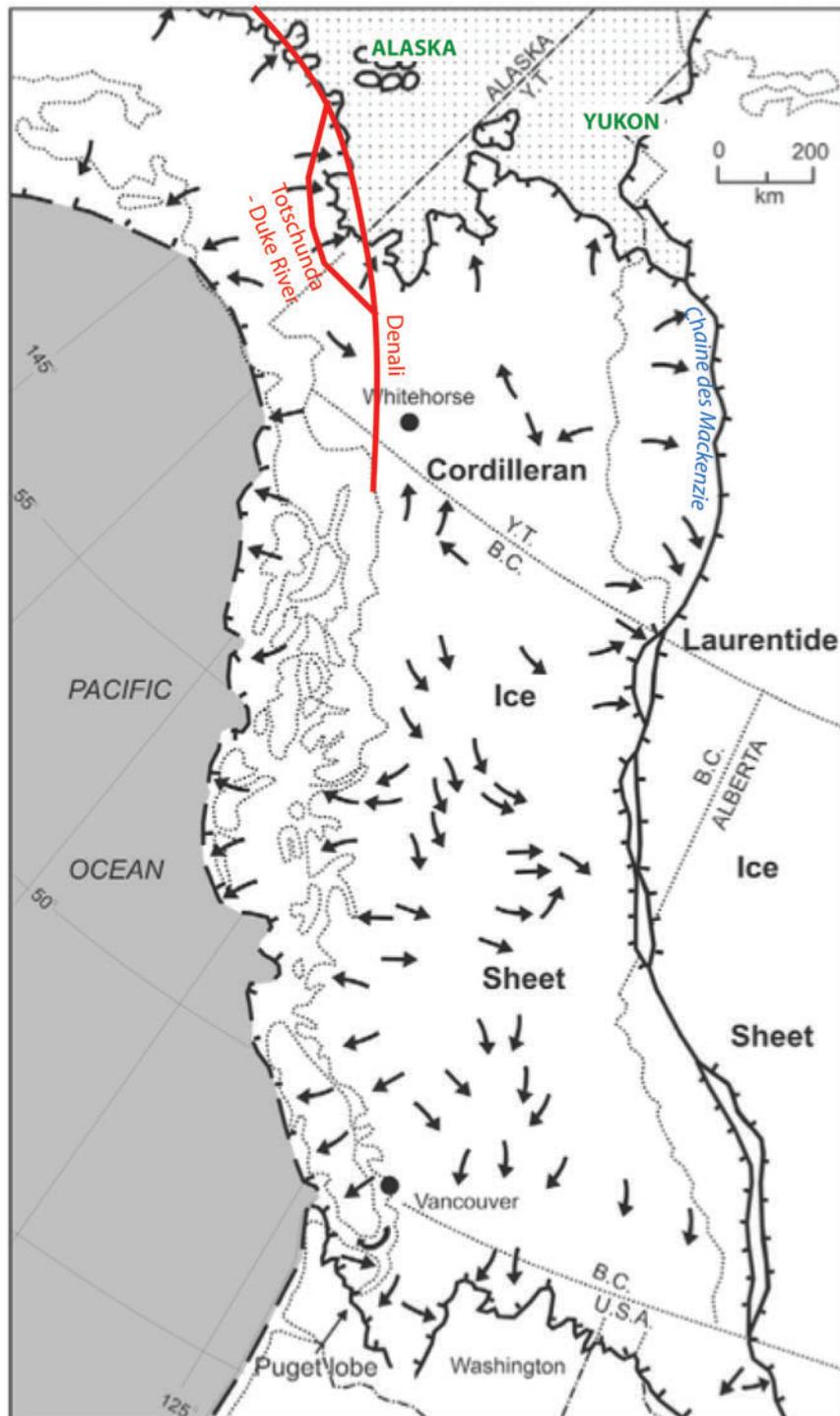


Figure 76 : Etendue de la calotte de la Cordillère et glaciers contigus à -17 ka, au maximum de la glaciation LGM (Menounos et al., 2009).

13.2.3. HISTOIRE GLACIAIRE AU PLEISTOCENE DANS LE TERRITOIRE DU YUKON

Au cours de cette étude en géomorphologie, ce sont les objets associés à, ou déposés à la suite de, la dernière glaciation qui vont nous intéresser. Cette dernière est donc détaillée pour le Yukon et également plus localement dans la chaîne des Saint Elias, et les contraintes d'âges d'avancée et retrait des glaciers à cette période seront utilisées par la suite pour dater des objets décalés par les failles de Denali et Totschunda.

Bostock (1966) établit pour la première fois une chronologie des glaciations de la Cordillère dans le territoire du Yukon, qu'il nomme du plus vieux au plus jeune : Nansen, Klaza, Reid et McConnell. Par la suite, d'autres études mettent en évidence au moins deux autres glaciations au Yukon antérieures au Reid, et Ward et al. (2007) confirment une pénultième glaciation qu'ils nomment Gladstone (observée également par Matmon et al. (2010)). La chronologie est alors :

- glaciations pré-Mindel, mal définies (Nansen et Klaza entre autre),
- glaciation Mindel, à environ -250 000 ans, correspondant au MIS 8,
- glaciation Gladstone, au Wisconsin Inférieur, culminant à -54 000 – 51 000 ans, correspondant au MIS 4,
- glaciation McConnell, au Wisconsin Supérieur, culminant à -28 000 ans, correspondant au MIS 2 (Matthews Jr et al., 1990).

Durant la glaciation McConnell, la calotte de la Cordillère s'étend au Yukon de façon similaire aux glaciations précédentes. Elle descend depuis la Chaîne des Mackenzie et coalesce avec un complexe de piedmont en forme de lobe émergeant des montagnes Saint Elias (Jackson et al., 1991). Puis, la glace flue à travers le plateau du Yukon et forme un demi-cercle à sa limite au Sud du territoire du Yukon (Duk-Rodkin et al., 2004). La limite est marquée par des structures glaciaires très bien définies et des nunataks et moraines à l'Est (Bostock, 1966; Hughes, 1969; Jackson, 1994, 2000). L'expansion des glaciers pourrait avoir commencé il y a 29 600 ans (Calkin, 1988) mais n'a pas formé la calotte avant 24 000 ans (Matthews Jr et al., 1990). A cette période, la calotte était épaisse de 1.5 km, et les glaciers confinés dans les vallées (Duk-Rodkin et al., 2004). La limite des glaciers lors des derniers maximums glaciaires est répertoriée dans une compilation à l'échelle de l'Alaska. Kaufman et al. (2011) fournissent une cartographie de l'étendue maximum observable des anciens glaciers, sans contrainte d'âge ; du dernier maximum glaciaire à la fin du Wisconsin ; et de la pénultième glaciation quand cela est possible (Gladstone).

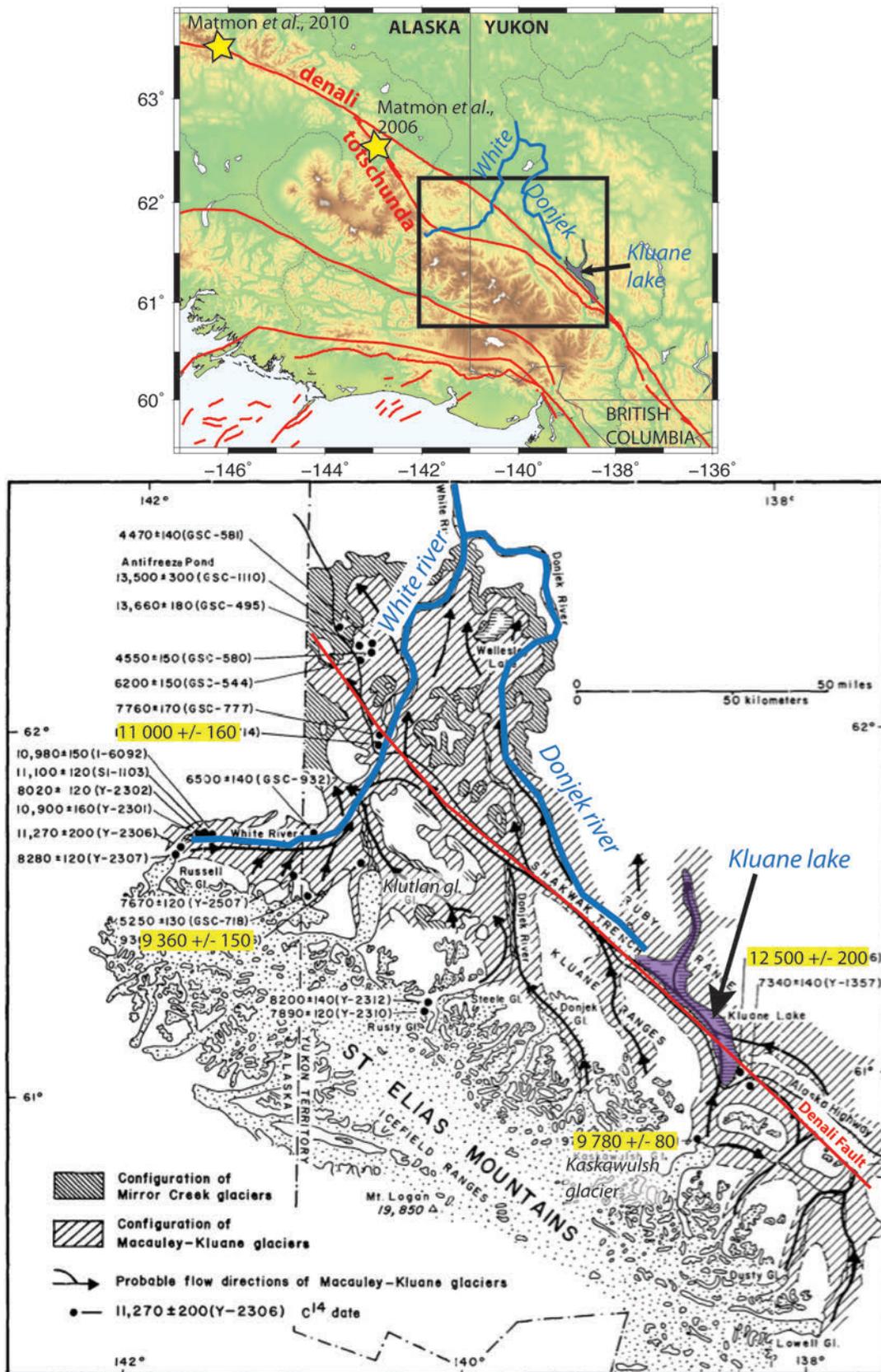


Figure 77 : Limites glaciaires des glaciers Mirror Creek et Macauley-Kluane dans la région des montagnes Saint Elias (Denton, 1974). La carte du haut montre les limites de la figure du bas, et les étoiles jaunes indiquent les sites datés par Matmon et al. (2010); Matmon et al. (2006) discutés par la suite. Les lignes de flux des glaciers sont indiquées, et les points noirs représentent les datations ^{14}C . Les variations importantes des âges sont expliquées par une accumulation initiale de matière organique dans les lacs retardée par la préservation de morceaux de glaces isolés ou accumulation initiale de matière organique d'une autre origine que le retrait du glacier.

Denton (1974) documente plus précisément le LGM dans la vallée de la White River et la fosse de Shakwak, traversées par le segment Est de la faille de Denali (Figure 77). Au LGM, les glaciers descendent des montagnes Saint Elias, remplissent la vallée Shakwak (sur une épaisseur de 300 ± 50 m) et fluent vers le Nord-NE dans le territoire du Yukon le long de la « White River ». Aucune donnée ne documente le début de l'expansion des glaciers ou leur maximum, mais celle-ci est postérieure à des dépôts volcaniques âgés de $29\,600 \pm 460$ a BP. Cependant, des datations au ^{14}C permettent de contraindre le début du recul des glaciers, grâce à la matière organique piégée dans les sédiments déposés juste après le retrait des glaciers. Ces datations mettent en évidence qu'au niveau du lac de Kluane, le glacier se retire avant $12\,500 \pm 200$ a BP et se retrouve à la terminaison actuelle du glacier de Kaskawulsh avant $9\,780 \pm 80$ a BP. Plus à l'Ouest au niveau de l'embouchure de la rivière White, le plus vieil âge pour la récession est de $11\,000 \pm 160$ a BP et un échantillon détermine un âge minimum de $9\,360 \pm 150$ a BP pour la fin de la récession (au niveau du glacier actuel de Klutlan). Le retrait des glaciers a donc été rapide dans la vallée de la rivière de White.

Enfin, Matmon et al. (2010) utilisent les âges d'exposition cosmogéniques (^{10}Be) pour dater le retrait des glaciers et la stabilisation des moraines qui suit (Briner et al., 2005; Phillips et al., 1990; Zreda and Phillips, 1995). La chrono-séquence de la moraine de Donnelly, sur le versant Nord de la chaîne Alaska (voir Figure 77 en haut), met en évidence une avancée maximale au MIS 4 (40-70 ka), suivie d'un épisode intermédiaire froid à 25-30 ka (LGM) et d'un dernier épisode à 12-17 ka. Ces résultats sont en accord avec les données régionales et confirment que les datations au ^{10}Be fournissent une contrainte robuste sur l'âge de dépôts des moraines (Matmon et al., 2010).

13.3. DEMARCHE

Dans le but de compléter nos connaissances sur le système de failles Denali – Totschunda – Duke River, j'ai suivi une démarche précise pour constituer un jeu de données robuste. Une estimation de vitesse de faille est constituée de deux mesures : un décalage et un âge. Les précédentes études de Denton (1974); Matmon et al. (2010); Matmon et al. (2006) fournissent quelques données sur l'âge des objets recoupés par les failles de Denali et Totschunda. Notamment, les âges ^{14}C de Denton sont nombreux le long de la faille et présentent des incertitudes faibles (< 1000 ans). Seulement, ils limitent la précision dans l'estimation de vitesses de failles : ils sont répartis spatialement à grande échelle (plusieurs glaciers au LGM) alors que nous réalisons des mesures ponctuelles sur des objets (moraines, surfaces glaciaires et alluviales) ; ils datent le retrait des glaciers, qui peuvent subir des battements au cours du temps. Il nous semblait donc important de dater les objets étudiés, et la démarche suivie au cours de ce volet de ma thèse a été la suivante :

1. Acquisition de Modèles Numériques de Terrain les plus précis possibles.
2. Cartographie de détail des failles et des objets décalés par celles-ci, en identifiant les structures glaciaires.
3. Estimation de décalages horizontaux et verticaux.
4. Identification de sites clés pour une mission de terrain (facilement accessibles, présentant des objets d'âges à-priori différents, dont la morphologie et les processus semblent bien compris).
5. Mission de terrain pour échantillonnage pour des datations et mesures précises des décalages.
6. Estimation des vitesses de failles.

Dans les parties suivantes je présente en détail les données et différentes étapes suivie dans l'ordre chronologique.

MISSION DE TERRAIN



Figure 78 : Localisation des sites d'échantillonnage de la mission en géomorphologie de Septembre 2014.

La mission de terrain a eu lieu en Septembre 2014 sur une durée de 2 semaines. J'ai organisé toute la mission à laquelle S. Mazzotti et J-F Ritz (Université Montpellier) ont participé. Une semaine a été consacrée à la faille de Denali au Yukon et une autre à la faille de Totschunda en Alaska. Réaliser une mission dans deux pays différents a compliqué l'organisation, notamment en terme de location de voiture, vols en hélicoptère et permis de recherche.

De nombreuses formalités administratives furent nécessaires au transport du matériel de Géosciences Montpellier et aux activités de recherche dans les parcs nationaux :

- Carnet ATA, réalisé auprès de la chambre de commerce et d'industrie de Montpellier, accompagnant le scanner laser et le GPS cinématique transportés dans nos bagages personnels. Le carnet doit être présenté à chaque passage de frontière, et en correspondance, ce qui a nécessité parfois la prise de rendez-vous dans les petits aéroports (Whitehorse) où les douaniers ne sont pas présents en permanence.
- Permis de recherche, pour lesquels des rapports d'activités ont été rendus 3 mois et 1 an après la mission : Parc National des Wrangell – St Elias en Alaska, Parc National de Kluane au Yukon, Gouvernement du Yukon avec nécessité de l'accord des populations autochtones concernées.
- Permis d'atterrissage pour les vols en hélicoptère, au Yukon et en Alaska.

Nous avons travaillé étroitement avec le Yukon Geological Survey à Whitehorse (Yukon) et l'USGS à Anchorage (Alaska), qui nous ont prêté une partie du matériel (pelle, pioche, burin, barre à mines) et nous ont permis d'utiliser leurs locaux pour l'enlèvement des colis d'échantillons par courrier.

La réalisation de cette mission a fait face à des difficultés d'origines diverses :

- liées aux parcs nationaux : les activités de chasse (au mouflon) prohibent strictement les vols à l'intérieur du parc des Wrangell – St Elias de mi-août à mi-septembre.
- liées à l'éloignement des sites d'études : au Yukon, certains sites étaient accessibles par la route, alors que d'autres ont nécessité le recours à un hélicoptère. En Alaska, aucun accès par la route n'est possible à la faille de Totschunda, et aucune compagnie d'hélicoptère n'est proche du site échantillonné. Pour limiter au maximum les frais, nous avons donc passé un accord avec une compagnie d'hélicoptères de Valdez (à 200 km) qui a mobilisé un de ses hélicoptères pendant une semaine. La petite taille de l'hélicoptère (Robinson R44 Raven 2) nous autorisait alors à n'embarquer que ~ 250 kg (personnes et matériel compris) et nous avons donc jonglé entre les échantillons et le matériel pour ne pas dépasser la limite autorisée.
- liées à la saison : fin septembre correspond à la fin de la période touristique en Alaska, j'ai du trouvé des établissements dans des lieux reculés acceptant de rester ouverts une ou deux semaines de plus, notamment à McCarthy qui représente la seule possibilité d'hébergement autour du site sur Totschunda. La fenêtre météo était également incertaine avec les premières chutes de neige, pouvant rendre des routes inaccessibles et recouvrir les affleurements, et l'impossibilité de voler par des températures trop froides par temps humide ou par temps nuageux dans les montagnes (nous y avons fait face deux jours).



14. DONNEES EN IMAGERIE : MODELES NUMERIQUES DE TERRAIN

L'analyse à grande échelle du système de failles est réalisée à partir de données d'imagerie satellitaire grâce auxquelles nous disposons de Modèles Numériques de Terrain (MNT) ou de Modèles Numériques d'Élévation (MNE). Ces MNT/MNE nous fournissent une représentation de la topographie d'une zone terrestre, ne prenant pas en compte les objets présents à la surface (végétation, bâtiments) pour les MNT, au contraire des MNE. Ils sont construits à l'aide de différentes méthodes :

(1) La stéréoscopie radar (SAR), ou **radargrammétrie**, qui utilise l'imagerie Radar : une onde radar est émise vers le sol, est rétrodiffusée et réceptionnée par le radar et le temps de trajet est calculé. Un satellite ou un avion embarque un ou plusieurs radars, et un même point est mesuré au même moment, depuis deux points de vue légèrement distants. La parallaxe mesurée (déplacement angulaire apparent à partir de deux points de vue différents du même objet) permet de retrouver l'altitude du point : c'est le principe de la stéréoscopie. Des MNE sont alors produits.

(2) La stéréoscopie à partir de photographies, ou **photogrammétrie**, repose sur le même principe mais à partir de photographies acquises d'angles de vue différents et fournit un MNE.

(3) L'**interférométrie radar** (InSAR ou IfSAR) consiste à mesurer le déphasage entre deux images afin de mesurer de faibles variations de trajet de l'onde radar. Elle permet donc une mesure plus fine de la différence de trajet qu'une mesure radar classique. Ainsi, combinée avec la stéréoscopie (qui fournit une composante angulaire), le relief est reconstitué en 3D et un MNE produit.

(4) Le **GPS cinématique en temps réel** (RTK) mesure en continu la ligne de base (donnant une position relative) entre une base GPS fixe (dont la position est connue précisément) et une antenne GPS mobile. On obtient alors de nombreuses mesures de positions (en X, Y et Z) de la zone couverte, qu'on interpole pour obtenir un MNT.

Dans un souci de clarté, voici quelques définitions de concepts qui définissent les MNT dans la partie suivante :

- système de référence (ou système géodésique) : système de coordonnées associés à des points de références, permettant de décrire la position d'objets sur Terre. La position verticale est exprimée par rapport au niveau de la mer.
- projection : transformation de la position géographique de points (surface sphérique de la Terre) sur un plan ou une courbe.
- résolution : distance entre deux points adjacents du MNT, ou encore taille du pixel.

- précision horizontale/verticale absolue : incertitude dans la position horizontale/verticale d'un pixel par rapport à celle définie par le système de référence, causé par des erreurs systématiques non corrigées ou aléatoires.
- précision verticale relative : incertitude sur la hauteur entre deux pixels du MNT.

Pour rappel, j'analyse ces MNT à la recherche de traces d'activité récentes des failles de Denali, Totschunda et Duke River, depuis la dernière débâcle glaciaire il y a ~ 12 000 ans. Le signal recherché est donc potentiellement faible, de l'ordre de quelques dizaines de mètres pour des failles glissant à quelques millimètres par an. Il est donc important de disposer de MNTs haute résolution.

Tableau 6 : Résumé des MNT disponibles et leurs caractéristiques.

Nom	Fournisseur	Type	Résolution	Couverture	Précision	Abbréviation
NED	USGS	MNT	10 m	USA	Verticale absolue : ~5 m	NEDDEM
IfSAR	USGS	MNT	5 m	Partie de l'Alaska	Horizontale absolue : 12.2 m Verticale absolue : 3 m	IfDEM
Geobase	RNCAN	MNT	23 m	Canada	Horizontale absolue : 10 m Verticale absolue : 5 m	GeoDEM
WorldDEM	DLR + EADS Astrium	MNT	12 m	Alaska et Nord Canada	Horizontale absolue : 10 m Verticale absolue : 4 m Verticale relative : 2 m	WorldDEM
Pléiades	Astrium + CNES, images ADS	MNE	1-2 m	Denali + Totschunda	Horizontale absolue : ~ 5 m Verticale absolue : ~ 1 m	PleDEM
GPS RTK	NA	MNT	< 1 m	Locale (quelques km ²)	Horizontale absolue : 1 m Verticale absolue : 0.5 m Relative : centimétrique	RTKDEM
Photogrammétrie aérienne	NA	MNE	2 m	Locale (10 ^{aine} km ²)	Relative : centimétrique	PhotoDEM

14.1. MNT PUBLIES

Des MNT/MNE globaux ou régionaux sont fournis gratuitement par divers organismes.

La NASA fournit le premier MNE de couverture globale grâce à un système InSAR embarquant deux radars dans un satellite (Endeavour), scannant la surface de la Terre pendant 11 jours lors de la mission « Shuttle Radar Topography Mission » (SRTM) (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/mission.htm>, 2015) . Ce MNE, dont la résolution descend à 30m, présente cependant une limitation importante : il ne couvre pas les zones au-dessus de 60°N, correspondant à notre zone d'étude, nous n'avons donc pas pu l'utiliser.

Des MNT à l'échelle des pays permettent alors de compléter les données. En Alaska, l'United States Geological Survey (USGS) fournit le National Elevation Dataset (NED), qui

est le premier MNT pour le pays (<http://www.asprs.org/a/publications/pers/2002journal/january/highlight.html>). Il est dérivé de diverses sources de MNT plus régionaux, et est traité dans un système de coordonnées et de mesures commun. Il est donné pour une résolution de 10 m, et le système de référence pour les données horizontales est le North American Datum of 1983 (NAD 83), et le North American Vertical Datum of 1988 (NAVD 88) pour les données verticales.

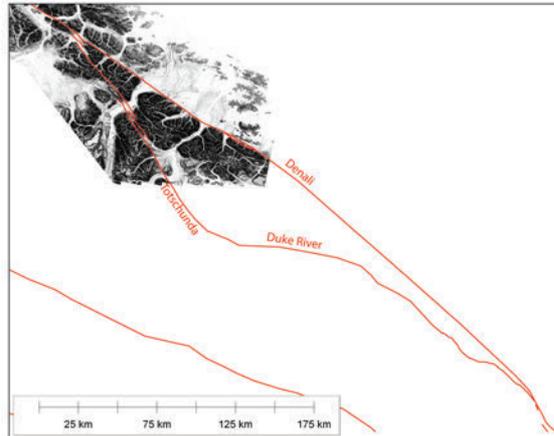


Figure 79 : Couverture des données du MNT IfSAR en Alaska (automne 2014).

L'USGS fournit également un MNT à une résolution de 5 m pour une partie de l'Alaska (Figure 79). Acquis à partir d'IfSAR aéroporté, il a une précision verticale absolue de 3 m et horizontale de 12.2 m. Il est donné dans la projection Alaska Albers Equal Area Conic (EPSG : 3338), dans le système géodétique horizontal NAD 83 et vertical NAVD 88.

Enfin, pour le Canada, les agences gouvernementales territoriales, provinciales et fédérale, en collaboration avec le Centre pour l'Information Topographique fournissent un MNT en compilant divers jeux de données existants

(http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geobase/official/cded/doc/GeoBase_product_specs_CDED1_en.pdf, 2015). Sa résolution spatiale est de 23 m en direction Nord-Sud et 16-11 m en direction E-W, et les données verticales sont données dans le référentiel Canadian Vertical Geodetic Datum 1928 (CVGD 28). La précision absolue horizontale est de 10 m et 5 m en vertical.

Ces différents MNT nous permettent de couvrir entièrement la zone d'étude à l'aide de différentes sources de données. Deux problèmes majeurs ont émané de l'utilisation de ceux-ci :

- si la résolution de l'IfDEM semble suffisante, au Canada le GeoDEM ne nous fournit pas des données suffisamment détaillées,
- l'utilisation de plusieurs jeux de données entraîne des sauts au niveau de la frontière entre l'Alaska et le Canada, et la non uniformité des données limite leur comparaison.

Il nous a donc paru fondamental de compléter ces données en acquérant de nouveaux MNT.

14.1.1. *WORLDEM : UN MNT EN VERSION BETA*

Un partenariat public-privé entre le Centre Aérospatial Allemand (DLR) et EADS Astrium finance la mission TanDEM-X qui a pour but de produire un MNT global (le

WorldDEM) de 12 m de résolution (Wessel, 2013). En 2007, un premier satellite TerraSAR-X est lancé, suivi en 2010 par le satellite TanDEM-X presque identique au premier, se déplaçant en formation étroite avec une distance contrôlée de 100 – 500 m. Un MNT global de résolution inégale dérivé du MNE est alors générée par des acquisitions InSAR embarqué par les deux satellites.

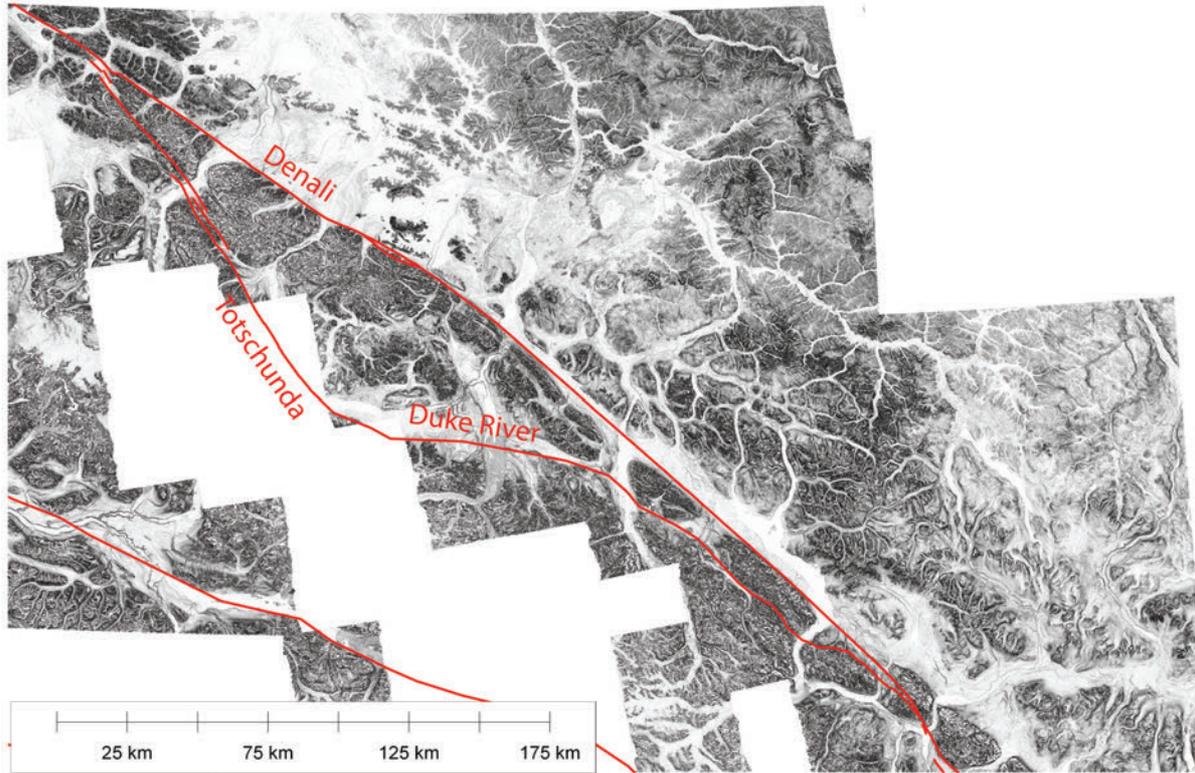


Figure 80 : Couverture du WorldDEM intermédiaire fourni en juin 2014.

Au moment où j'ai réalisé mon travail de cartographie en préparation de la mission (2013-2014), le MNT final n'était pas encore fourni par Airbus (sorti en 2015). Mais durant quelques mois, un MNT intermédiaire a été proposé pour quelques régions, dont l'Alaska et le Yukon (Figure 80). Ce MNT correspond aux acquisitions de la première couverture ainsi que des acquisitions additionnelles pour des régions spécifiques (forêts par exemple). Ce MNT présente des erreurs et des lacunes dans les données et des erreurs verticales plus importantes que le MNT final sont attendues. Ce MNT a été proposé sur appel d'offres, motivé surtout par une première évaluation du WorldDEM par les utilisateurs. J'ai répondu avec succès à cet appel d'offre et ai donc pu bénéficier des données du WorldDEM (juin 2014) avant sa sortie, trop tardive dans le cadre de ma thèse. Ce MNT a une résolution de 12 m, une précision absolue horizontale de moins de 10 m et verticale de 4 m. La précision verticale relative est de 2 m. Les coordonnées sont fournies dans le système WGS 84.

L'avantage notable de l'acquisition de ce MNT résulte de sa cohérence de part et d'autre de la frontière, et il nous fournit la première couverture presque globale de la zone d'étude à une résolution aussi élevée.

14.1.2. DONNEES PLEIADES

Une alternative pour des données plus de meilleure résolution est possible grâce aux satellites Pléiades. C'est un système d'observation optique à résolution métrique conçu pour offrir une forte capacité d'acquisition avec un délai de revisite inférieur à 24h afin de satisfaire à la fois les besoins civils et militaires (<https://pleiades.cnes.fr>, 2015). En décembre 2011 et décembre 2012, les deux satellites sont lancés séparément, et gravitent sur une orbite héliosynchrone à 694 km d'altitude. Ce programme d'une durée de 5 ans est géré par Airbus Defence & Space, Thales Alenia Space et le CNES. Les satellites fournissent des images en mode multi spectral (domaine visible et proche infrarouge) avec une résolution de 2 m, et avec une résolution de 0.5 m en mode panchromatique (noir et blanc), acquises simultanément. En stéréoscopie, la capacité d'acquisition du système est de 20 x 300 km. L'acquisition se fait en mosaïques d'images stéréo et tri-stéréo (avec une acquisition avant, quasi-verticale et arrière) le long de la trace, en une seule passe. Les orthophotos sont très bien localisées (< 1 m avec des points d'appuis), permettant une utilisation optimale des données dans des Systèmes d'Information Géographique (SIG).

Le programme ISIS (Incitation à l'utilisation Scientifique des Images SPOT, lancé par le CNES en 1994), vise à promouvoir l'utilisation de l'imagerie spatiale (SPOT, Pléiades) auprès de la communauté scientifique en lui permettant d'acquérir ces données satellitaires à un tarif préférentiel (<http://www.isis-cnes.fr>, 2015). J'ai donc répondu à l'appel d'offre de ce programme pour bénéficier d'un tarif avantageux : 3€/km² à la place du prix public de 17€/m² pour de l'imagerie tri-stéréoscopique (+ 7€/m² pour une couverture nuageuse inférieure à 5%). Cela m'a permis de bénéficier d'une bien plus grande couverture à coût égal.

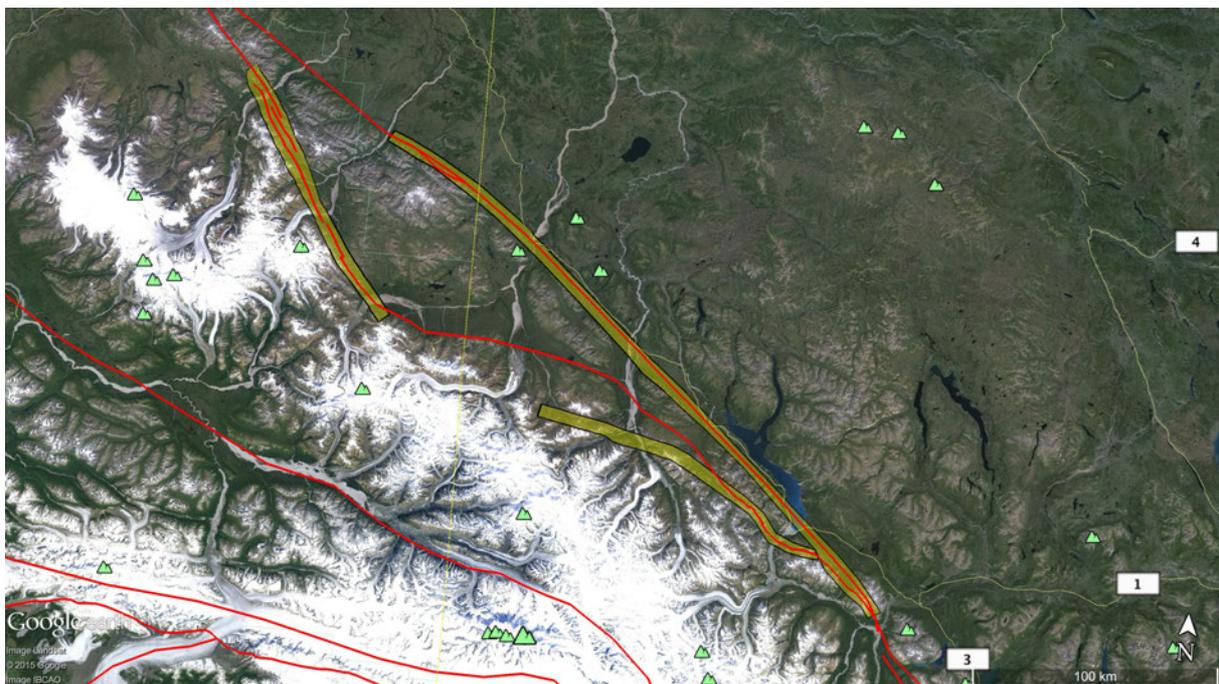


Figure 81 : Zones de programmation commandées auprès de l'imagerie Pléiades. Notons que la zone commandée au Sud de la faille de Duke River correspond à la trace de la faille précédemment cartée (trace géologique), en désaccord avec nos observations postérieures de géomorphologie.

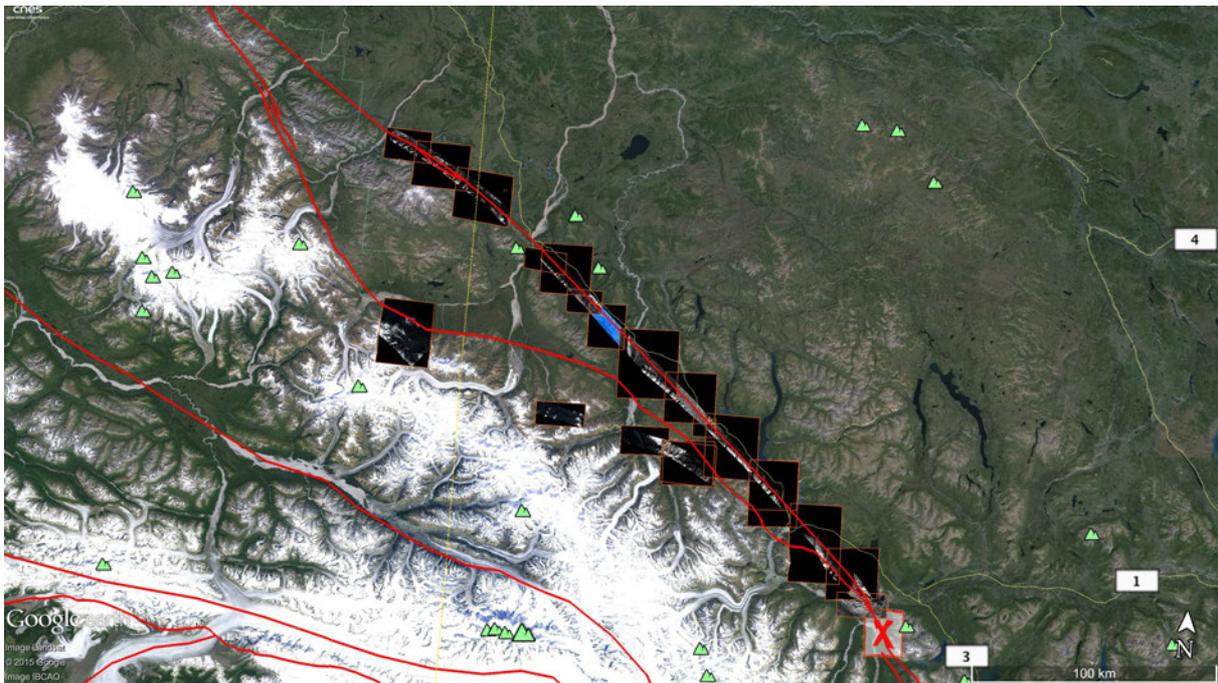


Figure 82 : Images Pléiades acquises au cours des campagnes de 2013 et 2014.

Nous avons commandé une programmation spécifique auprès d'Astrium : des couloirs de ~ 3 km de part et d'autre des failles de Denali, Totschunda et Duke River, soit environ 530 km de long (Figure 81). Les spécificités de notre commande étaient :

- B/H compris entre 0.2 et 0.4 (Base-over-Height, égal à la distance entre les deux prises de vue par rapport à l'élévation, qui est un paramètre indicatif de la précision),
- Couverture nuageuse inférieure à 5%,
- Couverture de neige acceptable dans les zones montagneuses,
- Achat de l'image panchromatique à 50 cm uniquement, avec un niveau de traitement primaire (niveau de traitement le plus proche de l'image telle qu'acquise par le capteur, qui garantit une restitution parfaite des conditions d'acquisition),
- Projection géographique : WGS84, format de fichier : GeoTIFF (image haute résolution géoréférencée).

Les images Pléiades étant de simples photographies de la zone, il est nécessaire d'être libre de toute couverture nuageuse et neigeuse. Or, la situation géographique des montagnes St Elias rend difficile l'application de ces critères : le sol est généralement couvert de neige d'octobre à juin, et la position de la chaîne près de la côte favorise l'accumulation des nuages sur ces reliefs. Nous avons donc du travailler dans une fenêtre temporelle très restreinte, et l'acquisition a été difficile : après une première programmation à l'été 2013, nous en avons lancée une seconde à l'été 2014. J'ai travaillé en collaboration avec le personnel d'Astrium, qui me proposait alors toutes les images acquises : nous avons pu acheter certaines images dont la couverture nuageuse était supérieure à 5% mais ne masquait cependant pas la faille. Au final, certaines zones n'ont pu être couvertes à cause d'une couverture nuageuse trop importante durant les différentes périodes d'acquisition (Figure 82).

Il est ensuite nécessaire de traiter les images tri-stéréo pour en produire un MNT (par image Pléiades) de résolution métrique. Ce travail a été réalisé par Matthieu Ferry, qui s'intéresse aux techniques d'extraction de MNT à partir des images Pléiades et leur validation (Ferry et al., 2014). La photogrammétrie permet de restituer le relief des images acquises par les Pléiades en stéréoscopie, et il a montré que l'extraction d'un MNT à partir de nuages de points dérivés des trois images est plus robuste.

La première étape consiste à corrélérer les images tri-stéréo (visée avant, arrière et verticale) entre elles. À l'aide du logiciel Erdas Imagine Photogrammetry 2014, on calcule les images épipolaires (modèle géométrique qui permet de décrire les pixels en correspondance sur deux images du même objet) à partir des trois paires possibles de couples stéréographiques. Pour cela, une fenêtre de corrélation se déplace et recherche les pixels similaires. Trois nuages de points sont alors produits, ainsi qu'un 4^{ème} à partir de la corrélation des trois images (moins dense et plus précis). Dans un deuxième temps, les nuages de points sont affinés à l'aide de la suite d'outils LAsTools, spécialisée dans le traitement des données LiDAR aéroportées. Un filtre de bruit (lasnoise) supprime les points aberrants et isolés (issus d'une erreur de corrélation). On applique ensuite une classification des points de sol (lasground_new) qui, en fonction des paramètres de taille et de géométrie, va identifier des formes ponctuelles « divergeant » de la surface moyenne du sol. Ces points sont alors supprimés. La troisième étape consiste à importer les nuages nettoyés dans le logiciel CloudCompare pour les assembler précisément. La forme des nuages est comparée (avec un RMS final de l'ordre de 0.3 – 0.4 m) puis les 4 nuages de points sont fusionnés pour obtenir un seul nuage très dense. Un MNT plus basse résolution (WorldDEM) est importé et le nuage Pléiades géoréférencé de manière précise par rapport à des données connues (méthode plus précise que le géoréférencement à l'aide des Pléiades Rational Polynomial Coefficients (fournis par ASTRIUM). Si besoin, le MNT basse résolution est ré-échantillonné pour combler des lacunes dans le nuage de points Pléiades. Finalement, une grille raster (cellules contenant une valeur d'attribut) continue est produite à partir du nuage de points par une interpolation de type Kriging (interpolation linéaire où les valeurs interpolées sont modélisées par une courbe gaussienne), et un filtre médian (non linéaire) est appliqué pour lisser le bruit restant.

La résolution obtenue est variable mais atteint localement 1 m. La précision horizontale absolue est comparable au DGPS (~ 5 m), et la précision verticale absolue est de l'ordre du mètre, sauf au niveau des crêtes et des incisions où un effet de résolution la réduit (Ferry et al., 2014).

Lors de la mission de terrain, j'ai acquis des données de GPS cinématique que j'ai comparé aux MNT Pléiades dans le but de vérifier leur robustesse, comme je le montre dans la partie 14.2.1. Les Pléiades nous fournissent donc des MNT d'une très haute résolution. Certains MNT sont bruités sur certaines parties à cause de la présence de nuages ou de neige. Notons également que même si la couverture spatiale est très bonne sur la faille de Denali, aucune acquisition n'a été réalisée sur la faille de Totschunda et c'est un MNT dérivé de photographies aériennes qui nous permet de compléter les données WorldDEM localement (14.2.2).

14.2. MNT ACQUIS SUR LE TERRAIN

La mission de terrain qui s'est déroulée en septembre 2014 a été l'occasion d'acquérir des données de très haute résolution dans le but d'estimer des décalages robustes. Le GPS cinématique est un outil assez peu coûteux, utilisé classiquement pour réaliser des levés topographiques d'une précision relative centimétrique et de résolution décimétrique. Cette méthode permet notamment de s'affranchir complètement de la végétation pour obtenir un relevé du sol. Elle présente cependant deux inconvénients : le GPS a besoin d'un horizon dégagé, ce qui n'était souvent pas le cas ici au milieu de la forêt ; pour un MNT de quelques kilomètres carrés, l'acquisition est longue et laborieuse dans certains environnements (forêts avec beaucoup de végétation morte, marécages). J'ai alors eu recours à une autre technique sur la faille de Totschunda, où la zone d'étude qui nous intéressait est longue de 10 km : la photogrammétrie aérienne. Le détail de la méthodologie employée est présenté ici.

14.2.1. GPS CINEMATIQUE

Fonctionnement et mise en place du GPS cinématique



Figure 83 : Dispositif GPS RTK Trimble utilisé pour des levés topographiques.

J'utilise cette fois le GPS non pas en mode statique pour une mesure de position très précise, mais en mode dynamique en temps réel (Real Time Kinematic, RTK) pour un levé topographique. L'installation est alors composée de deux stations GPS, une statique et une mobile, communiquant entre elles par radio basse fréquence (Figure 83). La station de base (station statique) compare la position instantanée calculée à partir du signal GPS satellite à sa position moyenne initiale, puis émet les corrections à apporter au récepteur mobile en temps réel. L'unité mobile calcule alors sa position relative en intégrant les corrections à la mesure de la pseudo-distance, pour obtenir une position relative de précision

centimétrique. Lors d'un levé topographique, des mesures de positions sont réalisées en continu à un intervalle de temps ou de distance contrôlé par l'utilisateur. La précision donnée pour les positions mesurées (en absolu) est de 0.25 m en horizontal et 0.5 m en vertical.

Lors de la mission 2014, nous avons utilisé un récepteur Trimble NetR8 GNSS III en mode dynamique temps réel dont le levé topographique était réglé en temps (enregistrement d'un point toutes les 1.0 secondes). Une radio Trimble TDL 450K permettait la communication entre les deux récepteurs, équipée d'une antenne longue portée (~ 400 MHz) et alimentée par une batterie 12V. Un ordinateur de contrôle Trimble TSC3 communiquant en Bluetooth avec les récepteurs contrôlait la mise en place de l'observation et enregistrait les données. La station de base a été installée sur trépied, et la station mobile sur une cane fixée à un sac à dos (Figure 83). Les données sont alors enregistrées en UTM zone 7 et récupérées en format csv ou texte (fichier contenant les coordonnées et altitudes de chaque point).

Profils acquis (Figure 84)

Le long de la faille de Denali, des profils rectilignes d'environ 1 km ont été acquis sur deux sites différents, perpendiculairement à la faille dans le but de mesurer des décalages verticaux (Figure 84 B et C). Le long de la faille de Totschunda, un quadrillage a été effectué sur un site, dans le but de mesurer les altitudes de différentes terrasses alluviales et de cartographier précisément les talus des terrasses qui nous intéressaient (Figure 84 D). Enfin, deux profils linéaires (~ 1 km de long) ont été acquis parallèlement de part et d'autre de la faille, perpendiculaires à un drain dans le but d'estimer son décalage horizontal (Figure 84 E).

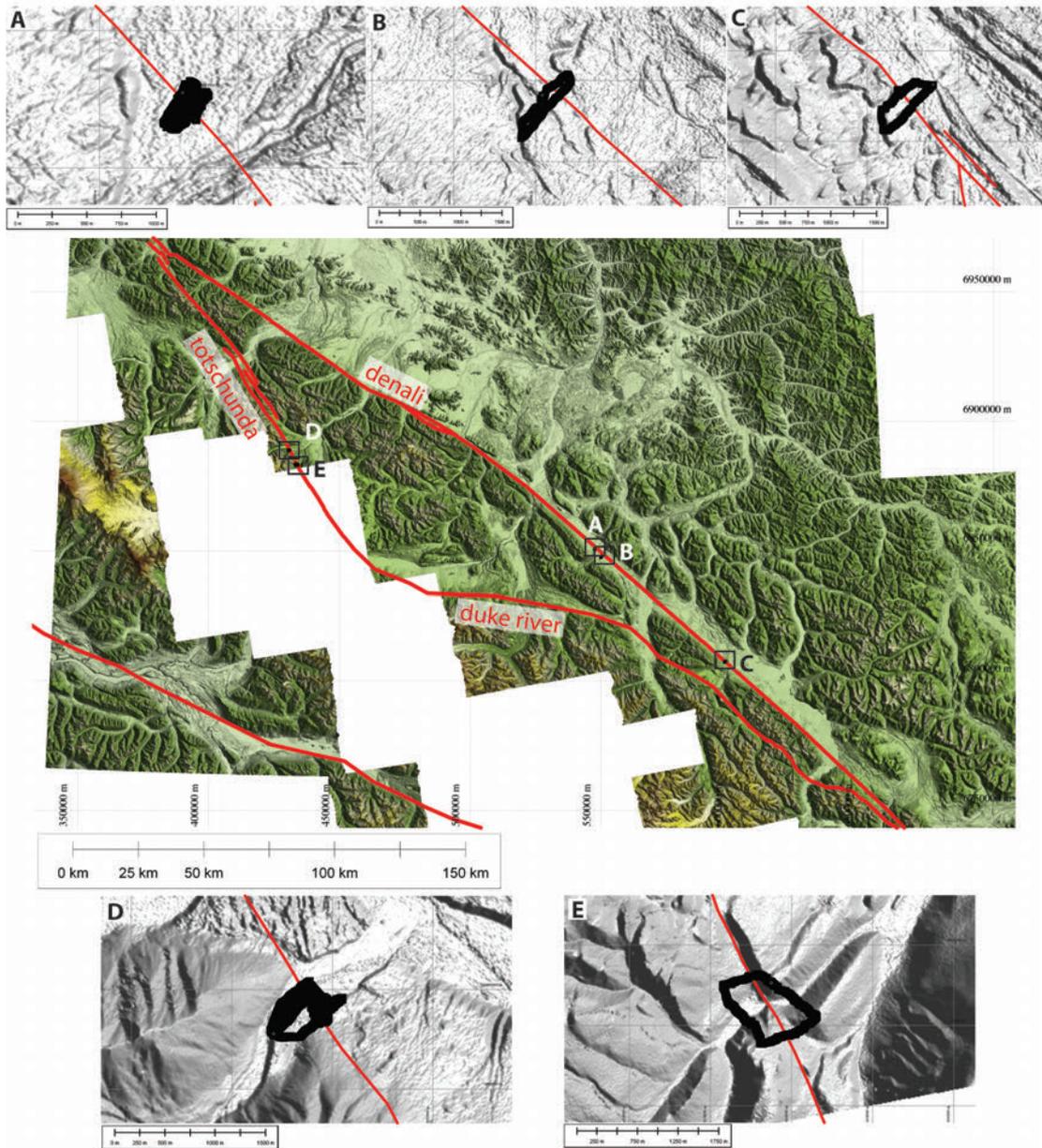


Figure 84 : Données acquises en GPS RTK localisées à grande échelle, et zoom montrant les profils réalisés (en noir).

Validation des MNT Pléiades

Les données Pléiades sont comparées aux profils acquis en GPS cinématique dans le but de tester leur validité. Des profils similaires sont extraits des MNT Pléiades, et je compare l'altitude des deux jeux de données (Figure 85). On observe que les profils sont similaires, avec les mêmes pentes : la tendance de la courbe est semblable, cependant on peut noter une dégradation de la résolution du PleDEM sur les fortes pentes due au format raster. On remarque également que les courbes sont décalées verticalement de 1.6 m en moyenne : on explique ce décalage par un géoréférencement légèrement différent entre les deux jeux de données. Cette différence n'a aucune incidence sur nos estimations de décalages, puisque les jeux de données sont similaires en relatif. Le GPS RTK valide donc les données Pléiades et en

l'absence de données de GPS cinématique, on pourra s'appuyer pour le reste de l'étude de manière robuste sur les MNT extraits de l'imagerie Pléiades.

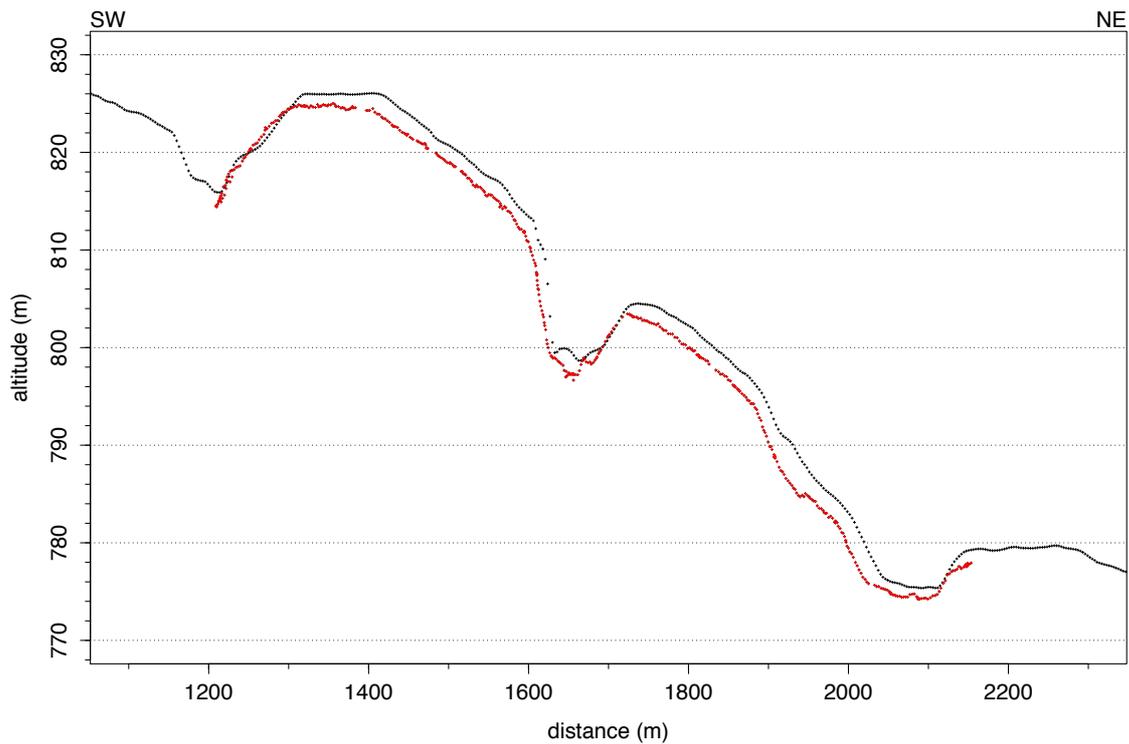


Figure 85 : Comparaison de profils d'élévation pour les données Pléiades (courbe noire) et GPS RTK (points rouges).

MNT acquis

Au site de Swamp Site (Figure 84A), un quadrillage beaucoup plus serré (carrés de ~ 10 m) a été acquis au GPS cinématique pendant la mission. J'interpole les données pour en extraire un MNT à l'aide du logiciel Surfer 11. Une interpolation de type Kriging est utilisée : elle est basée sur une régression linéaire entre points voisins, modulées par le poids des données basé sur leur répartition spatiale. La grille ainsi extraite des ~12 000 points de données a une maille de 3.6 m de côté. L'interpolation induit une incertitude de ~ 0.7 m en horizontal et 0.02 m en vertical. Si on ajoute l'incertitude sur la position des points, on peut considérer que le MNT GPS RTK a une précision relative de ~1 m en horizontal et ~ 0.5 m en vertical.

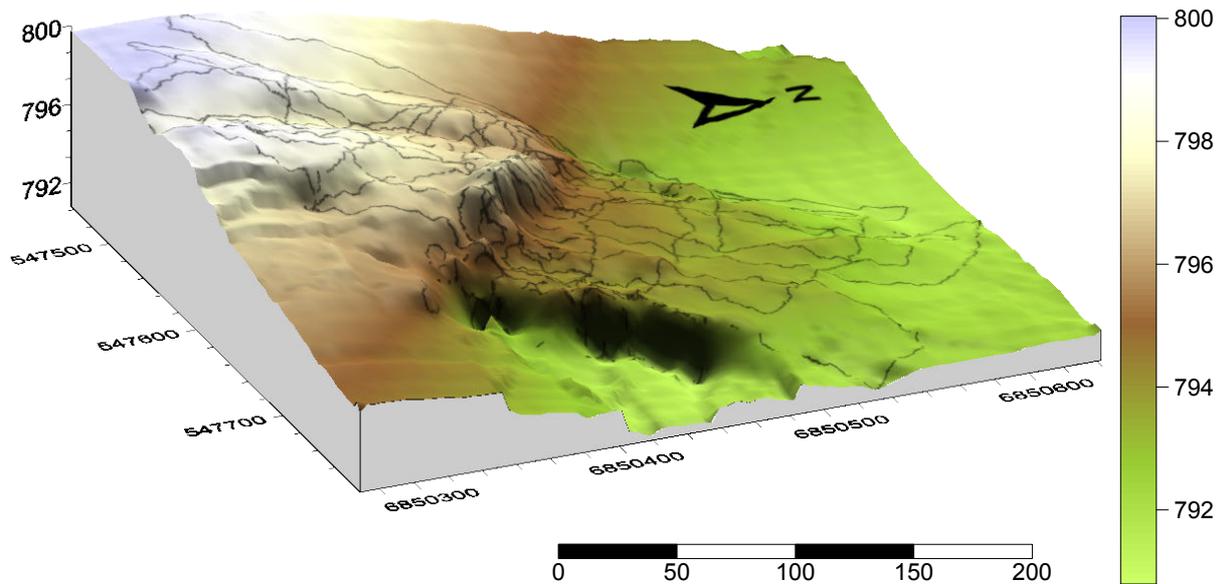


Figure 86 : MNT au site de Swamp Site extrait des données acquises au GPS RTK (points gris). L'échelle de couleur représente l'altitude.

14.2.2. PHOTOGRAMMETRIE AERIENNE

La zone étudiée sur la faille de Totschunda comprend des marqueurs d'âges différents et elle s'étend le long de Totschunda sur une longueur de 10 km : un levé topographique à l'aide d'un GPS cinématique n'était donc pas envisageable sur toute la zone. J'utilise la même technique de stéréoscopie employée pour les images Pléiades, mais en acquérant des photographies aériennes.

Une heure de vol en hélicoptère à ~ 300 m d'altitude, à vitesse constante d'environ 100 km/h, m'a permis de quadriller un rectangle de 10 x 4 km, en enregistrant plus de 1000 clichés. J'ai utilisé un appareil réflex équipé d'un petit capteur. Les paramètres employés, réglés en mode manuel sont : focale 18 mm, ouverture 3.5, iso 400, vitesse 1/2000 s, autofocus désactivé et mise au point sur l'infini. Pour obtenir un recouvrement de 60% minimum entre les photos, je déclenche manuellement (intervalle d'environ 2 secondes). En effet, à 300 m d'altitude, pour un capteur de 23.1 mm x 15.4 mm et une focale de 18 mm, l'image au sol mesure 380 x 250 m. L'hélicoptère se déplaçant à environ 100 km/h, soit environ 30 m/s, une image toutes les 2 secondes équivaut à un déplacement de 60 m, ce qui est supérieur aux 60% de recouvrement minimum requis. Enfin, quelques points ont été relevés au GPS à main pour géoréférencer le MNE.

J'ai ensuite utilisé le logiciel Agisoft Photoscan pour extraire par photogrammétrie un MNE de ces photos. Un ordinateur 24 cœurs permet de bénéficier de performances élevées, et de traiter de nombreuses données (ici plus de 1000 photos ont été traitées simultanément). Le logiciel fonctionne en flux de travail, avec les étapes suivantes :

- alignement des photos par points de corrélation (Figure 87),
- ajout de marqueurs contenant les coordonnées GPS précises,

- optimisation de l'alignement, ce qui permet de supprimer une distorsion sphérique,
- construction d'un nuage de points dense,
- construction d'un maillage triangulaire à partir du nuage de points,
- ajout de la texture, correspondant à la projection des photos sur le maillage.

La technique n'ayant pas été utilisée auparavant par mes collaborateurs pour acquérir un MNT à si grande échelle, des problèmes techniques sont résolus au cours du traitement, ce qui permettra d'améliorer la mise en œuvre de l'acquisition. Malgré une position relativement constante à l'intérieur de l'hélicoptère, des parties de l'appareil (patin, fenêtre) apparaissent sur certaines photos : Photoscan propose une fonction de masquage pour ignorer certaines parties des photos (Figure 88). Le ciel bleu est également difficile à traiter pour le logiciel (qui a besoin de texture pour corrélérer les pixels), et les photos contenant du ciel ont été supprimées ou le ciel masqué. Mais le problème majeur est venu du reflet dans la vitre de l'hélicoptère, et il pourrait être judicieux de retirer la porte lors d'une telle acquisition. Des reflets rouges (vêtement) apparaissent sur une partie des photos (Figure 88). Je désature tout d'abord la couleur rouge à l'aide du logiciel Photoshop Lightroom, et certaines photos contenant des reflets marron ou gris/bleu sont supprimées, ces couleurs ne pouvant être désaturées puisqu'elles contiennent de l'information au niveau du sol. Enfin, certains points aberrants apparaissent sur le nuage de points de corrélation et sont supprimés manuellement avant la construction du nuage de points dense.

J'obtiens alors un MNE de $\sim 10 \times 4$ km, d'une résolution de ~ 2 m et d'une précision relative centimétrique permettant de mesurer des décalages robustes sur une grande surface (Figure 87). Notons l'intérêt de cette technique en terme de coût et de mise en place : l'hélicoptère étant déjà avec nous, l'acquisition des données a coûté 1 h de vol supplémentaire, soit \$750 pour un MNT de 40 m². Enfin, le seul matériel nécessaire est un appareil photo de résolution suffisante (réflex), un GPS à main et le logiciel Photoscan.

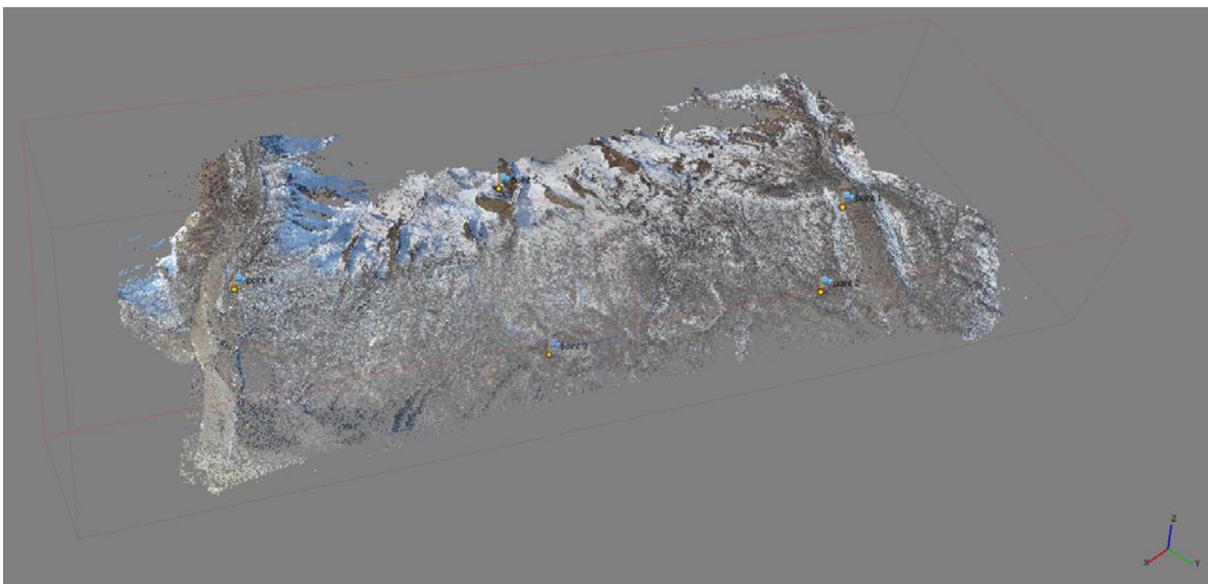


Figure 87 : Nuage de points de corrélation calculé par Photoscan par photogrammétrie.



Figure 88 : Exemple d'une photo problématique lors du traitement des images : des reflets (rouge et gris/bleu) perturbent la corrélation, et la fenêtre et le patin en bas sont à masquer.

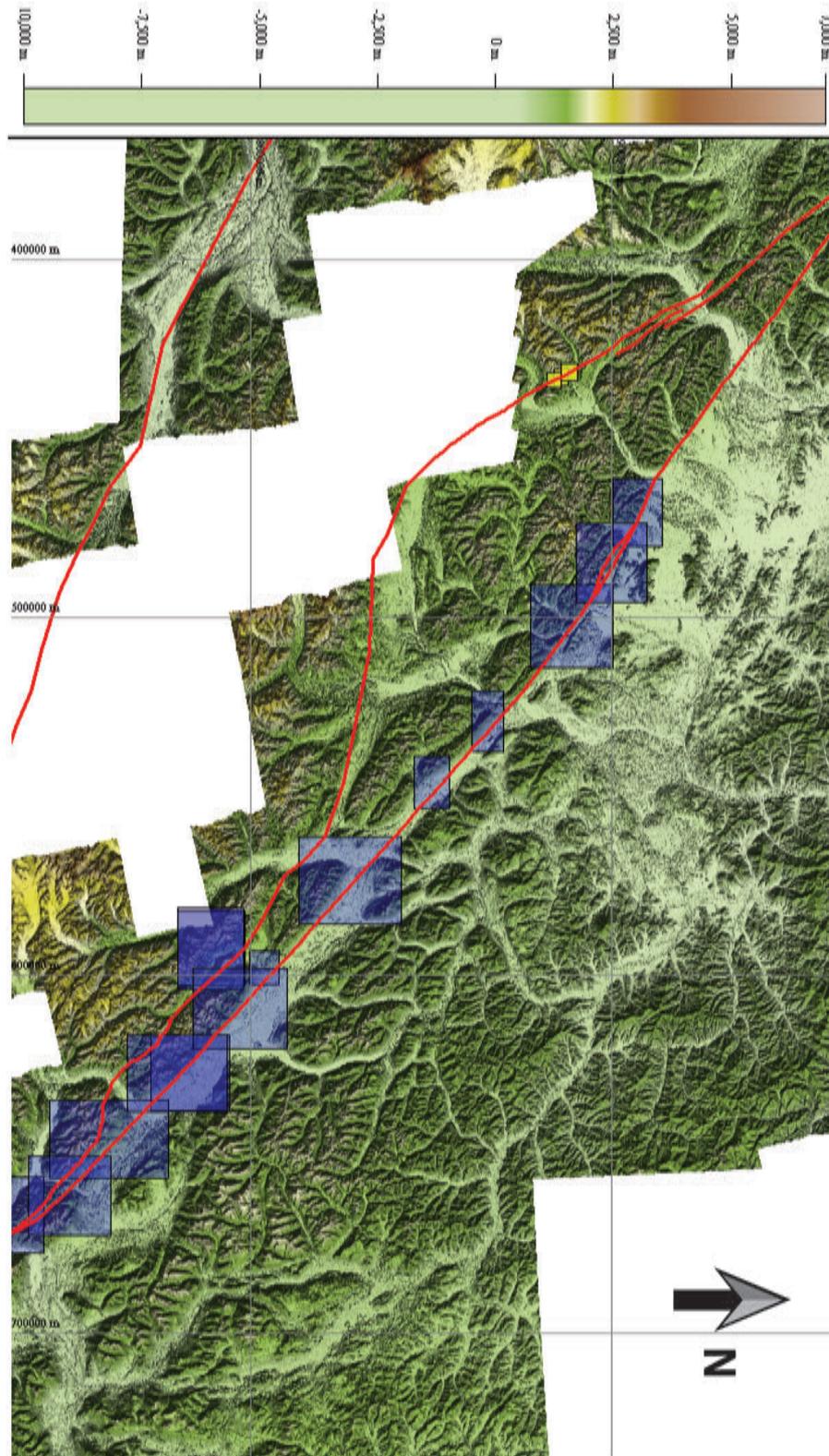


Figure 89 : Carte résumant les jeux de données MNT sur la zone d'étude. Le MNT en fond de carte (avec échelle de couleur représentant l'altitude) correspond au WorldDEM 12 m. Les carrés bleus représentent l'emprise des MNT Pléiades, les jaunes l'emprise des MNT PhotoDEM.

15. CARTOGRAPHIE ET ESTIMATION DE DECALAGES

Dans cette seconde partie, je présente la cartographie des failles et des différents objets qu'elles décalent, et l'estimation des décalages que j'en déduis. Des sites « clés » identifiés lors la cartographie sont présentés plus en détail puisqu'ils ont fait l'objet d'études plus poussées lors de la mission de terrain (points 2, 3 et 4 de la démarche présentée dans la section 13.3).

La démarche suivie consiste à identifier des marqueurs géomorphologiques affectés par les failles. Pour cela, j'utilise différents marqueurs Quaternaire (Huggett, 2011) :

- terrasse alluviale : zone plane ou sub-plane constituée d'alluvions, reliquat du fond d'une vallée fluviale qui est abandonnée sur les bords de la vallée après incision de la rivière. Cette incision et l'abandon de la terrasse sont consécutives à une baisse du niveau de base de la rivière (modification de la charge sédimentaire, surrection d'origine tectonique, etc.).
- cône alluvial : dépôts sédimentaires en forme de cône qui se déposent à l'embouchure d'une rivière (à la transition entre reliefs et plaine).
- surface/vallée glaciaire : surface de faible pendage abandonnée suite au retrait d'un glacier, composée de sédiments d'origine glaciaire.

Quelques objets associés à l'érosion ou au dépôt glaciaire desservent également l'interprétation géomorphologique :

- eskers : structures allongées, de forme linéaire ou tortueuse, longues ou sous forme de série de monticules, composées de sable et graviers d'origine fluvio-glaciaire. Ils sont créés par les circulations d'eau fondue sous le glacier qui créent des dépressions, par la suite remplies de sédiments.
- drumlins : collines allongées, de 2 – 50 m de haut et 10 – 20 000 m de long en forme d'ovale, œuf ou cigare. Ils sont composés de sédiments et sont souvent rencontrés sous forme de champs de drumlins. Ils ont une origine sous-glaciaire débattue.
- terrasse de kame : terrasse glaciaire qui se développent parallèlement à la direction du flux glaciaire à partir de rivières s'écoulant le long d'un glacier stable ou en récession. Elles sont planes et constituées de sédiments glaciaires.
- moraines : amas de débris rocheux transportés par un glacier. Elles peuvent être latérales (sur les côtés de la vallée), médianes (au milieu du glacier) ou frontales (au pied du glacier).

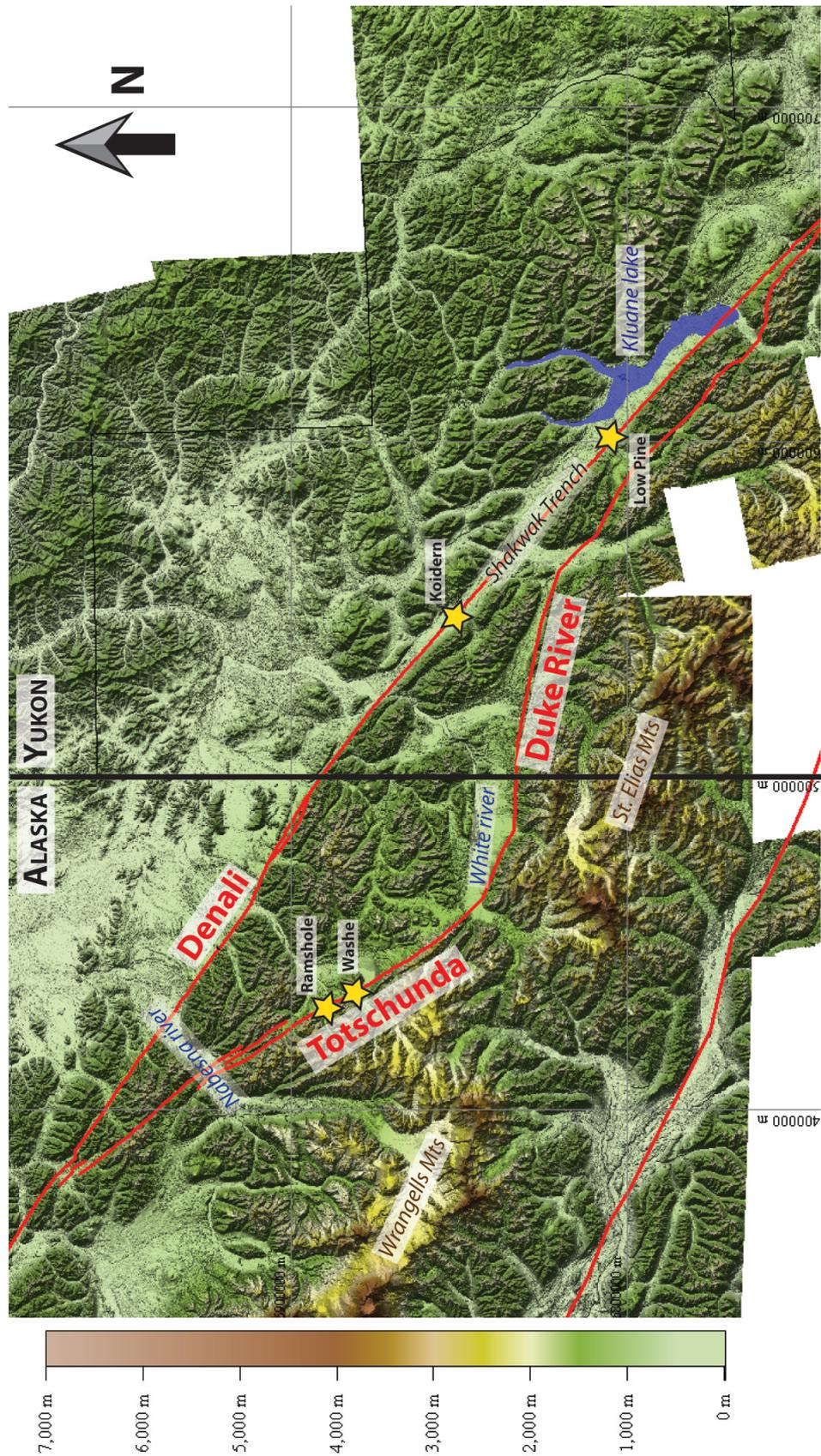


Figure 90 : Contexte tectonique du chapitre 4. Quelques grandes vallées sont indiquées (Nabeena et White River) et les étoiles représentent 4 sites majeurs décrits en détail par la suite.

15.1. FAILLE DE DENALI

La faille de Denali est facilement reconnaissable dans le paysage de notre zone d'étude, depuis la jonction avec Totschunda jusqu'au lac de Kluane (~ 330 km) (Figure 90). Elle est marquée par un escarpement relativement linéaire situé au pied (NE) des reliefs des Wrangell – St Elias. Elle traverse donc de nombreuses de rivières au niveau de leur exutoire, et suit également une grande vallée glaciaire (la Shakwak Trench) dans sa partie Sud sur une longueur de ~130 km jusqu'au lac de Kluane. Sur cette section, elle est sub-parallèle aux structures glaciaires (eskers, drumlins) et sa trace est parfois difficile à cartographier.

Pour plus de clarté dans la suite de ce chapitre, nous définissons deux segments :

- **Denali_Est** : segment s'étendant de la jonction avec la faille de Totschunda à la frontière Alaska-Canada,
- **Denali_Sud** : segment s'étendant de la frontière Alaska-Canada au lac de Kluane.

15.1.1. MARQUEURS DE DECALAGES DEXTRES

Après une rapide cartographie de reconnaissance pour les décalages dextres sur la faille de Denali de ma part, ce travail a fait l'objet d'un stage de Master 2 réalisé par Laurent Bourillon, que j'ai co-encadré avec Matthieu Ferry et Stéphane Mazzotti. Laurent s'est appliqué à cartographier Denali_Est, de la jonction avec la faille de Totschunda jusqu'à la frontière, et les figures et estimations de décalages dextres que j'estime valides sont présentées ci-après.

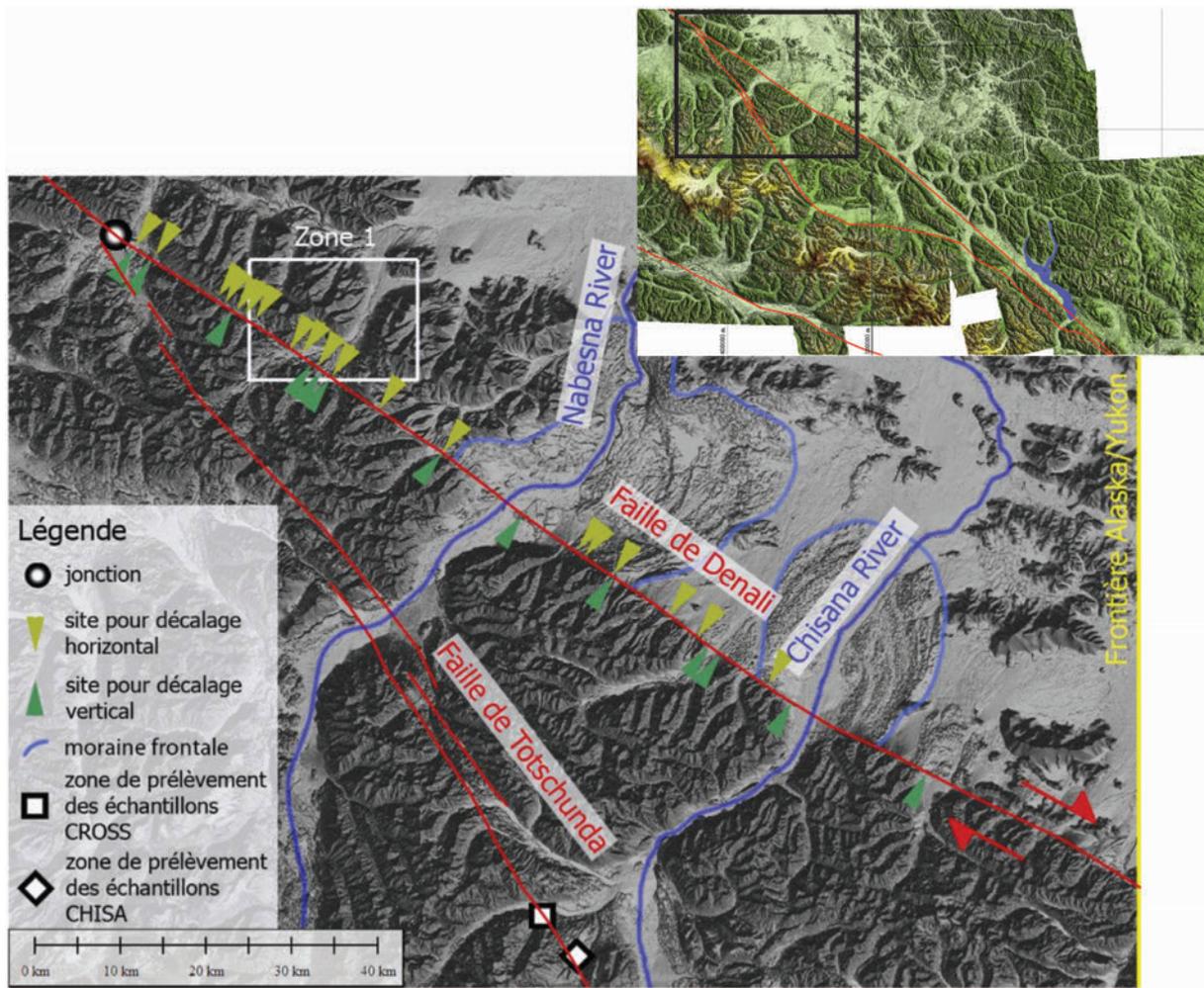


Figure 91 : Différents sites d'estimation des décalages dextres et verticaux, représentés sur une carte de pentes du segment Denali_Est (MNT WorIDEM) (Laurent Bourillon).

La faille de Denali_Est est perpendiculaire aux réseaux de drainage, et traverse successivement : des reliefs (jusqu'à ~ 50 km depuis la jonction) ; une plaine où elle passe au pied des reliefs et traverse les moraines des rivières Nabesna et Chisana (de ~ 50 km à ~ 100 km) ; et enfin une vallée glaciaire parallèle à la faille. Le long de cette section, Laurent a identifié 31 marqueurs géomorphologiques décalés horizontalement par la faille de Denali_Est (Figure 91) : ces marqueurs sont de nature variée, comme des vallées glaciaires, des terrasses alluviales ou encore des moraines.

15.1.1.a. Vallée de la rivière Tetlin

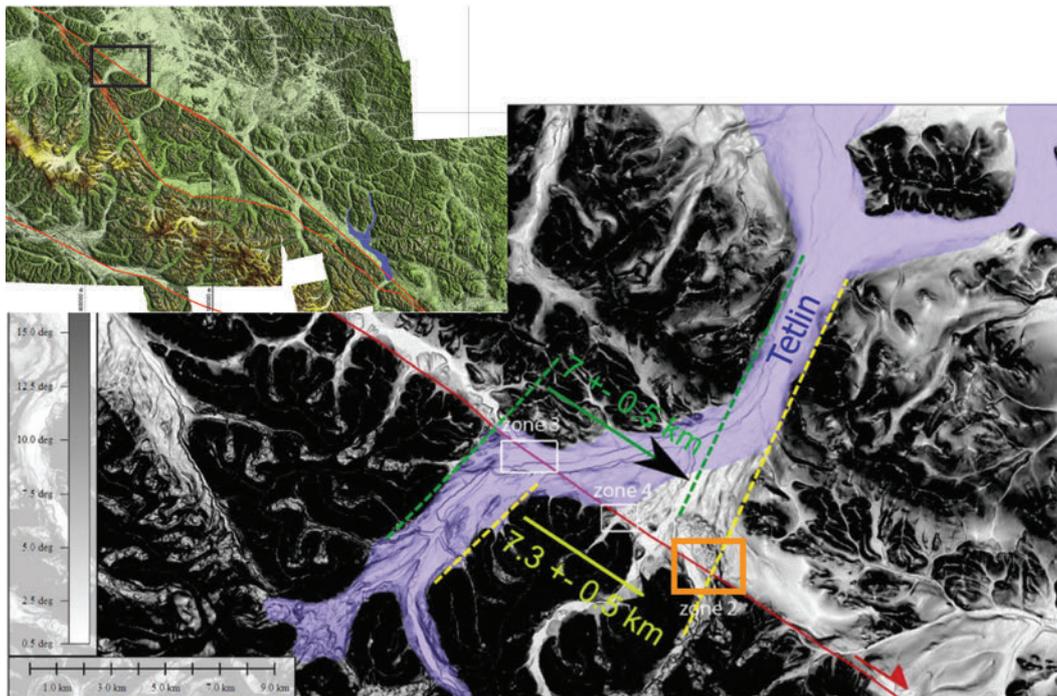


Figure 92 : Décalage horizontal estimé de la vallée glaciaire de la rivière Tetlin, représenté sur une carte de pentes du MNT IfDEM (Laurent Bourillon).

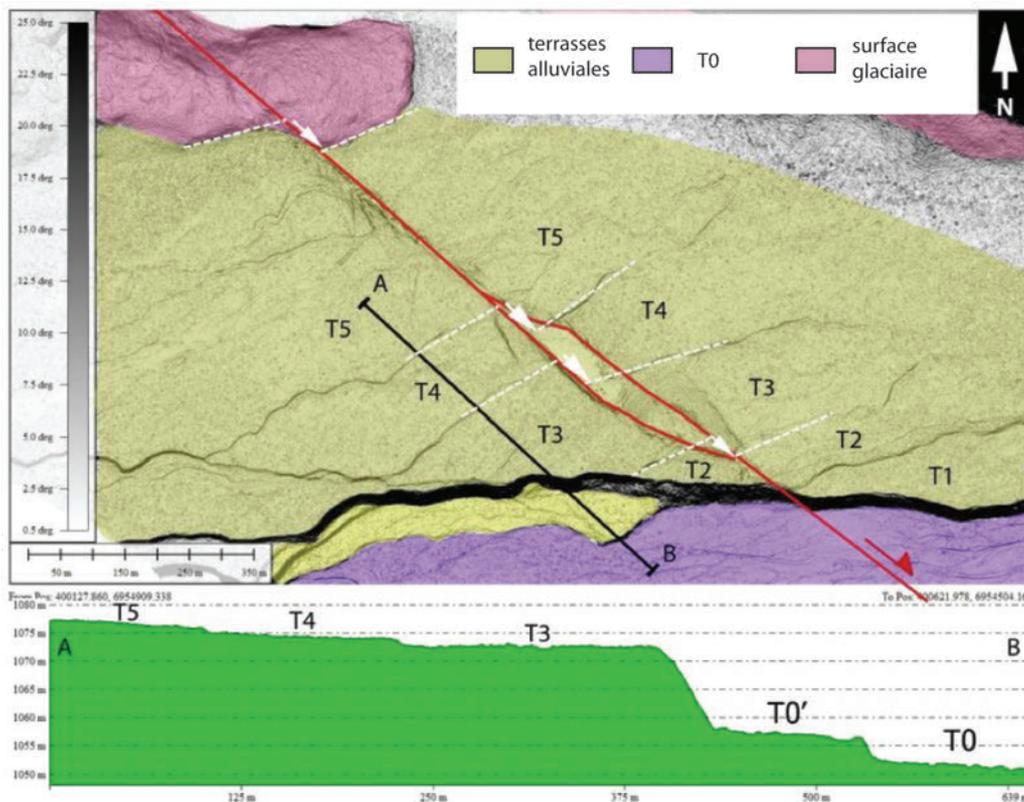


Figure 93 : Terrasses alluviales d'un drain au Sud de la rivière Tetlin, décalées horizontalement (voir localisation sur la Figure 92 , rectangle orange). La figure du bas présente une coupe topographique de ces terrasses selon le profil AB extrait du MNT IfDEM (Laurent Bourillon) (carte de pentes MNT IfDEM).

La vallée glaciaire de la rivière Tetlin, à 27 km au Sud de la jonction, est clairement défléchie au passage de la faille de Denali_Est. Elle témoigne d'un décalage dextre, estimé à 7.2 ± 0.6 km : Laurent estime le décalage du talus entre les structures fluvio-glaciaires et les reliefs, en rive gauche et droite (Figure 92). À plus petite échelle, la rive gauche d'une rivière au Sud est marquée par un ensemble de 5 terrasses fluviales imbriquées. De part et d'autre de la faille, Laurent note un décalage dextre des terrasses de 60 ± 5 m, en moyennant le décalage des différents talus entre les terrasses (Figure 93).

15.1.1.b. Moraine mesurée par Matmon et al. (2006)

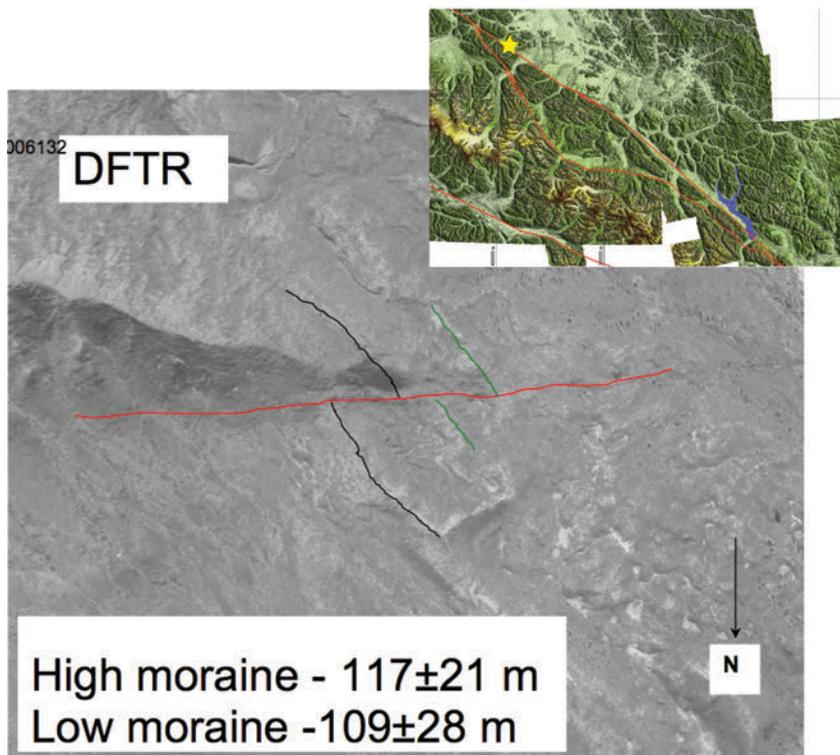


Figure 94 : Estimation de décalage horizontal de deux moraines coupées par la faille de Denali proche de la jonction. La crête des moraines est prolongée sur la trace de la faille : l'intersection, appelée « piercing point », permet d'estimer le décalage (Matmon et al., 2006).

Au niveau d'une vallée glaciaire, Matmon et al. (2006) mesurent le décalage de deux moraines à partir du déplacement de leurs crêtes. Les crêtes sont parfois érodées et les estimations peu précises à cause de l'extrapolation sur les orientations des crêtes. Ils utilisent des points GPS et photos aériennes et déterminent un décalage de 117 ± 21 m pour la moraine haute et 109 ± 28 m pour la moraine basse (Figure 94).

15.1.1.c. Synthèse des décalages dextres de la faille de Denali_Est

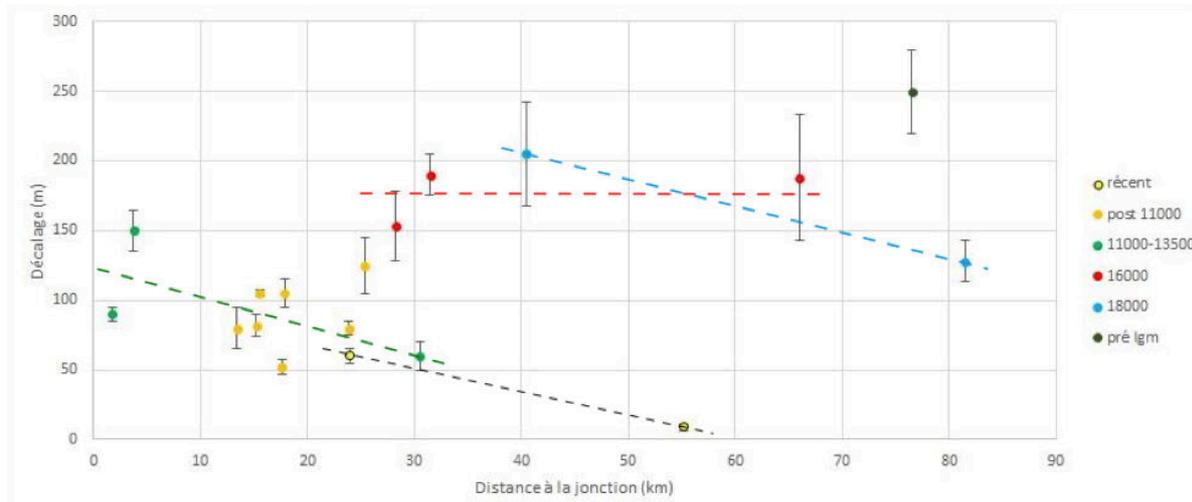


Figure 95 : Synthèse des décalages horizontaux mesurés en fonction de leur distance à la jonction Denali-Totschunda. Le code de couleur correspond aux estimations d'âges d'après Kaufman et al. (2011) (Laurent Bourillon).

Laurent compile les différents décalages Holocène mesurés le long de la faille depuis la jonction sur la Figure 95. On observe un décalage minimum de 50 m et maximum de 250 m. L'absence de données pour certaines zones s'explique par l'absence de marqueurs de la déformation : la faille passe dans des reliefs ou traverse une zone marquée par une remobilisation forte en surface par des processus fluviaux. Laurent utilise les datations de Kaufman et al. (2011), qui apportent des informations sur le retrait des glaciers et l'âge des moraines déposées associées. Cela lui permet alors d'estimer un âge pour les différents marqueurs utilisés.

Au premier ordre, j'estime qu'une tendance ressort de ces données, avec un groupe de marqueurs récents (11 000 – 13 500 ans) décalés de ~ 100 m et un groupe de marqueurs plus anciens (16 000 – 18 000 ans) décalés de ~ 170 m. La correspondance entre les marqueurs et leurs âges potentiels réalisée par Laurent n'est pas d'une grande précision, mais les groupes se distinguent essentiellement comme étant des moraines (marqueurs plus vieux 16 000 – 18 000 ans) ou des structures alluviales post-débâcle LGM (11 000 – 13 500 ans) et on peut donc utiliser ces observations comme une information de premier ordre robuste. Ces décalages témoignent d'une déformation cumulée enregistrée lors des dépôts successifs des différentes structures.

15.1.1.d. Vallée de Stuiver Creek : dernier marqueur du décalage dextre

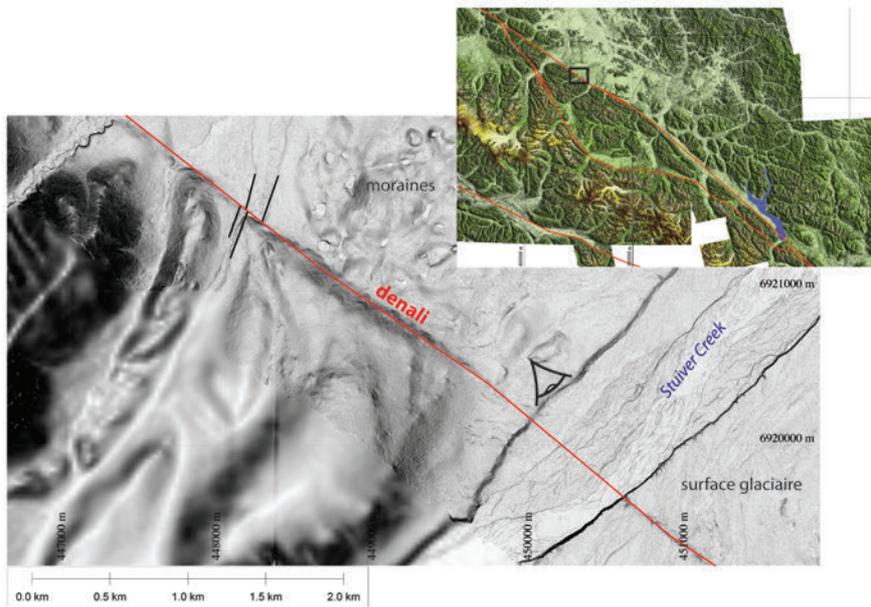


Figure 96 : Observation de décalage dextre la plus méridionale de la faille de Denali. La mesure se fait grâce au prolongement des talus entre la vallée fluvio-glaciaire et la surface glaciaire (traits noirs). La vallée de la Stuiver Creek ne présente aucun décalage horizontal (MNT IfDEM).

Le marqueur d'un décalage dextre le plus au Sud se situe au Nord de Stuiver Creek. Un petit drain (vallée d'environ 50 m de large) traverse la faille de Denali à un angle d'environ 80°, et est décalé de 80.1 ± 35.6 m (Figure 96). Ce drain se situe à 80 km de la jonction avec la faille de Totschunda. A ~ 2 km au Sud-Est, la faille traverse la vallée de la Stuiver Creek. Cette vallée est beaucoup plus large (~ 1 km) et des terrasses fluviatiles sont abandonnées. Or, une reconnaissance rapide sur le terrain, notamment sur le talus en rive droite de la rivière, met en évidence l'absence de décalage horizontal alors que la faille est nettement marquée par un décalage vertical de ~ 3 m (Figure 97). En continuant au Sud de la faille, même si celle-ci coupe des marqueurs (non parallèles) glaciaires ou fluviatiles, aucun décalage dextre n'est observé.

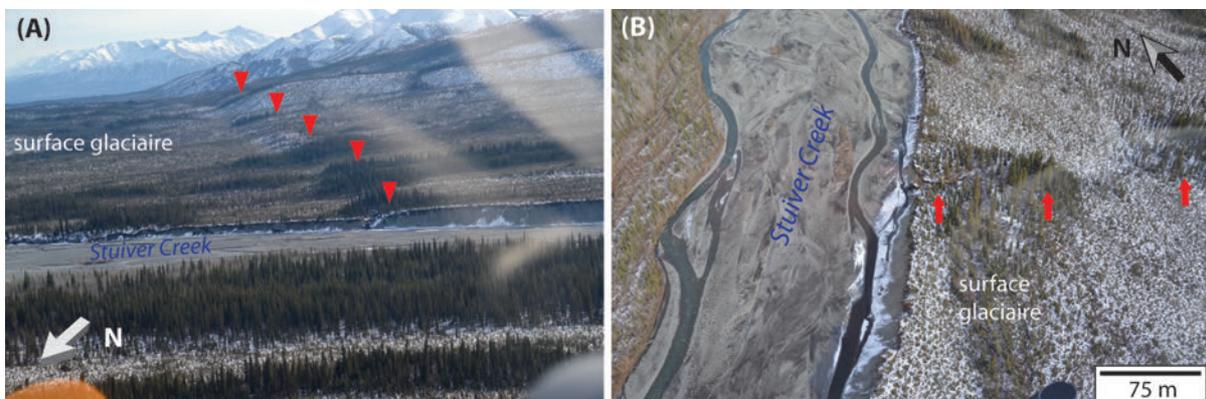


Figure 97 : A : Photographie aérienne de la faille de Denali en rive droite de la Stuiver Creek (voir Figure 96 pour la direction indiquée par l'œil). L'escarpement de faille est indiqué par les triangles rouges. B : Photographie aérienne quasi verticale du talus entre la rive droite de la Stuiver Creek et la surface glaciaire. La faille est marquée par les flèches rouges : aucun décalage n'est visible au niveau du talus.

L'absence d'observation de décalage dextre dans la partie Sud de la faille de Denali est surprenante pour une faille décrochante. De plus, l'arrêt de la déformation latérale semble se faire de façon abrupte (~ 5 km entre le dernier marqueur décalé et Stuiver Creek), sans gradient visible. Pourquoi n'observe-t-on plus de décrochement au Sud de Denali ? On peut penser que dans une région au climat froid et aux réseaux de drainage importants, l'érosion depuis le dernier maximum glaciaire est importante et rapide notamment au moment de la fonte des glaces à la fin de l'hiver et des débâcles liées aux petits âges glaciaires. La capacité érosive des rivières à ce moment serait alors suffisante pour effacer les enregistrements tectoniques potentiels. Des structures morphologiques isolées de drains actifs seraient alors de bons marqueurs pour l'enregistrement de la déformation horizontale. Sur Denali_Sud, on ne retrouve plus de systèmes de moraines frontales comme sur Denali_Est, et les objets tels que les stries glaciaires/drumlins etc lui sont sub-parallèles (Figure 98) : la géométrie des structures glaciaires ne permet donc pas de vérifier cette hypothèse.

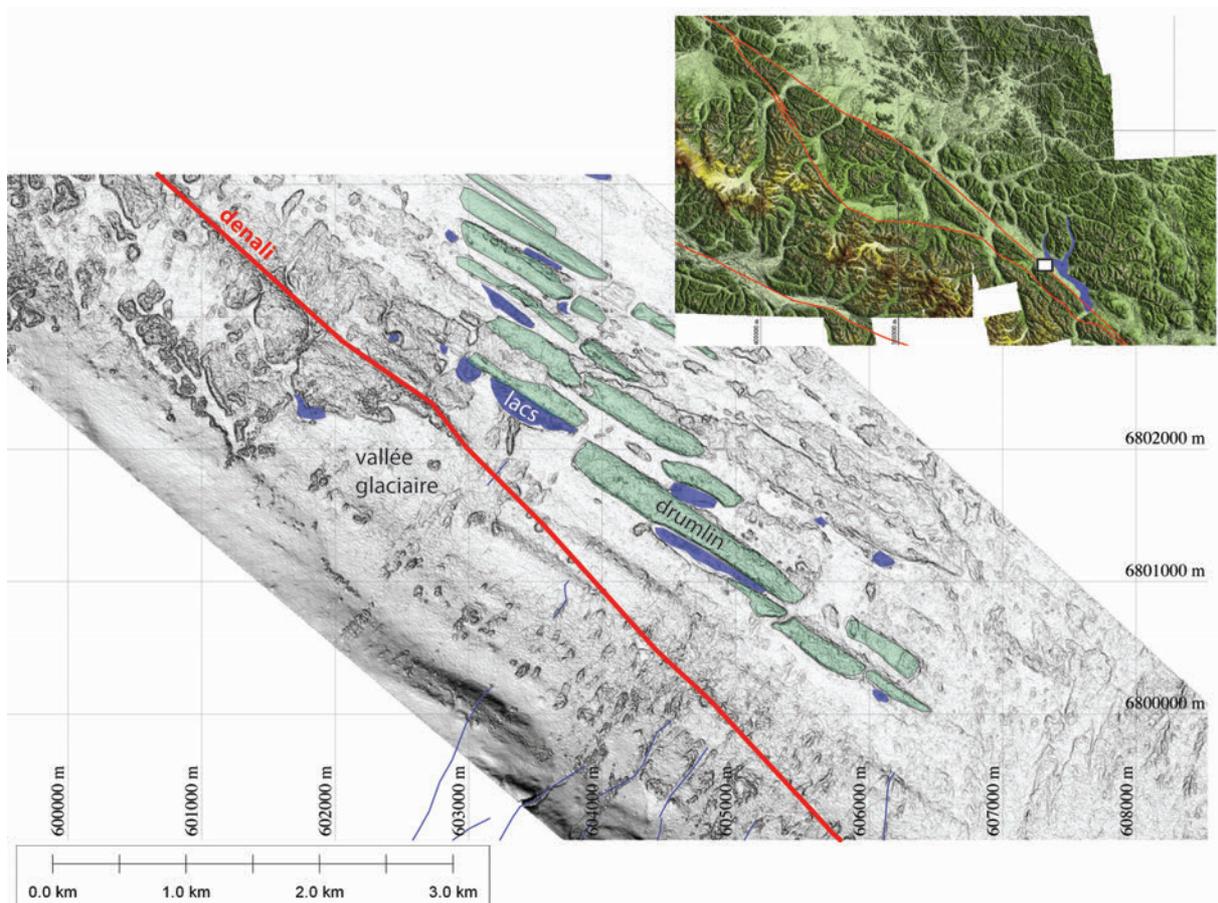


Figure 98 : Exemple de structures glaciaires (drumlins) subparallèles à la faille de Denali_Sud, cartographiées sur une carte de pentes (PleDEM).

Enfin, le meilleur MNT dont nous disposons est le PleDEM, d'une résolution de 2 m. Or, l'œil humain est capable de reconnaître des formes à partir de 4 pixels : nous avons une capacité d'observation sur des objets d'au minimum 8 m. On estime donc que le décalage dextre dans la partie Sud de Denali est inférieur à 8 m.

15.1.2. MARQUEURS DE DECALAGES VERTICAUX

Au cours de mon travail de cartographie, j'observe de nombreux marqueurs significatifs de soulèvement sur la faille de Denali. Je présente ici une compilation réalisée selon une méthodologie détaillée ci-après, qui permet d'étudier les variations latérales, puis quelques exemples significatifs de décalages verticaux dont les sites de Koidern Creek et Low Pine.

15.1.2.a. Synthèse des décalages verticaux le long de la faille de Denali

Des profils perpendiculaires à travers les surfaces post-LGM permettent d'étudier les décalages verticaux sur une section de ~ 300 km de long de la faille, depuis la jonction avec Totschunda jusqu'au lac de Kluane (Figure 100). Ces profils topographiques sont extraits des données du MNT PleDEM : un fichier contenant les coordonnées de chaque point ainsi que leur altitude le long d'un profil linéaire est extrait à l'aide du logiciel de SIG Global Mapper. La position des profils le long de la faille est choisie selon les critères suivants :

- surfaces post-LGM : les profils sont extraits sur des surfaces recouvertes de glace au LGM (d'après les données de Kaufman et al. (2011)). Elles sont donc en théorie contemporaines à la débâcle post-LGM,
- l'objet géomorphologique doit être le même de part et d'autre de la faille,
- la surface ne semble pas affectée par un drain actif dans le voisinage du profil,
- aucune morphologie glaciaire, de type terrasse de kame par exemple, ne se superpose à la surface glaciaire.

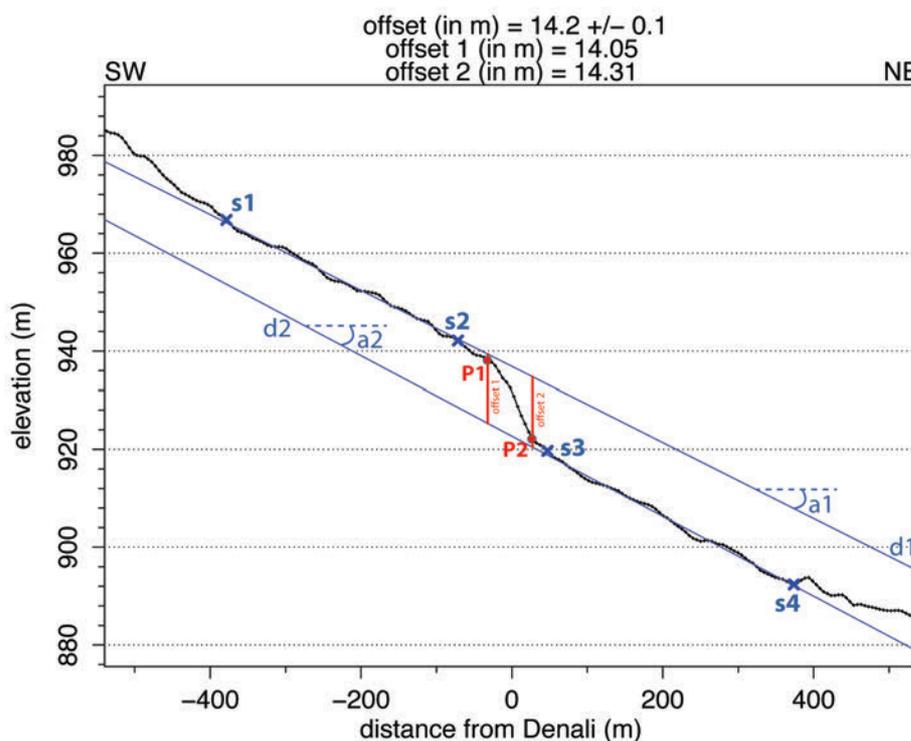


Figure 99 : Profil topographique perpendiculaire à la faille de Denali extrait des données Pléiades (points noirs). Les croix bleues représentent les extrémités des surfaces définies par l'utilisateur. Les droites bleues représentent le modèle linéaire des surfaces (pentes associées a1 et a2). Les segments rouges représentent les estimations de décalages verticaux aux points d'inflexion P1 et P2

J'extraie 15 profils topographiques perpendiculaires à Denali (depuis la jonction jusqu'au lac de Kluane) (voir Annexe 3). Pour calculer la hauteur de l'escarpement de faille et représenter graphiquement les données, je mets en place un script à l'aide du logiciel de statistiques R (Figure 99). On calcule tout d'abord la pente de la surface de part et d'autre de la faille (a_1 et a_2). Pour cela, l'utilisateur définit les deux extrémités de chaque surface en cliquant sur (ou dans le voisinage) des points (s_1, s_2, s_3, s_4) ; R identifie ensuite le point le plus proche. Les points compris entre s_1/s_2 et s_3/s_4 sont extraits, et un modèle linéaire ajuste les données. On détermine alors les pentes a_1 et a_2 de chaque droite (d_1 et d_2). Puis l'utilisateur définit la rupture de pente en haut et en bas de l'escarpement en cliquant sur le graphique à nouveau (points P_1 et P_2). On calcule alors l'intersection entre les droites $y = P_1$ et $y = P_2$ et les droites d_1 et d_2 . La différence entre les intersections respectives permet de déterminer les décalages $offset_1$ et $offset_2$. Le décalage estimé est la moyenne, et l'incertitude est l'écart aux valeurs extrêmes. Notons qu'une part d'incertitude n'est pas quantifiée : l'incertitude liée aux choix de l'utilisateur (extrémités des surfaces, escarpement), il est donc fondamental d'observer la morphologie de chaque profil pour en faire la meilleure interprétation possible.

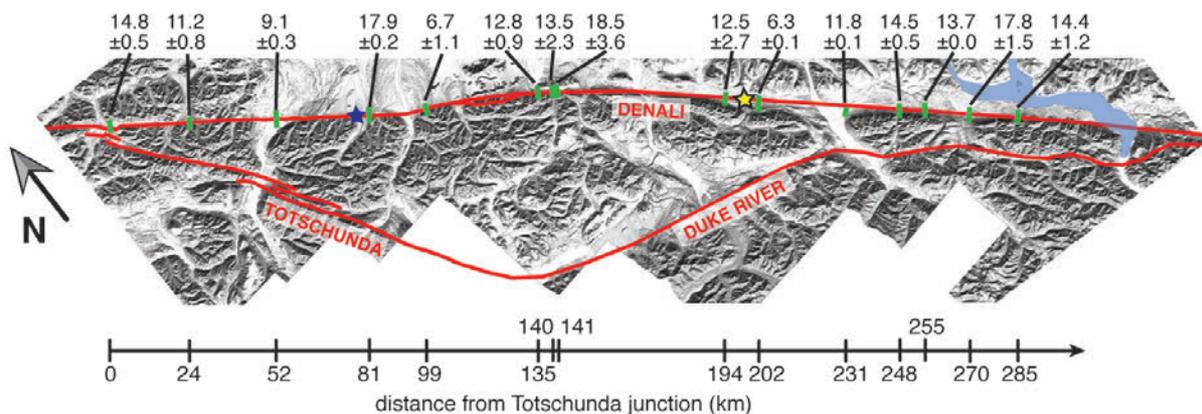


Figure 100 : Carte de pente du système de failles Denali – Totschunda – Duke River présentant les profils perpendiculaires extraits des données Pléiades, et les valeurs de décalages verticaux estimés. L'étoile bleue représente la dernière observation de décalage horizontal la plus méridionale (Figure 96 et Figure 97). L'étoile jaune représente la localisation du site Koidern Creek détaillé par la suite.

Sur cette section de 300 km de long de la faille de Denali, on observe des décalages verticaux systématiques affectant la surface post-LGM. Ces profils mettent en évidence un décalage vertical cumulé depuis le LGM variant entre 6.3 ± 0.1 et 18.5 ± 3.6 m, avec la plupart des valeurs entre 12 et 15 m. Les valeurs minimales extrêmes peuvent être expliquées par une érosion importante, alors que les valeurs maximales extrêmes par la superposition avec des objets glaciaires parallèles à la faille (terrasse de kame par exemple). Le décalage vertical moyen sur cette section de la faille est de 13.0 ± 3.7 . L'incertitude $\sigma_{synthèse}$ associée à cette mesure est calculée de la façon suivante :

$$\sigma_{\text{synthèse}} = \sqrt{\left[\frac{1}{N} \sum_N (U^2 + \sigma_U^2) \right] - \bar{U}^2} \quad (4)$$

avec U chaque mesure de décalage et N le nombre de mesures.

On observe également une absence de variation latérale significative. Alors que le décalage horizontal semble diminuer brusquement (au niveau de l'étoile bleue), les décalages verticaux post-LGM le long de la faille sont homogènes latéralement.

15.1.2.a. Observations locales

Quelques sites caractéristiques de la déformation sont ici détaillés, notamment ceux étudiés sur le terrain.

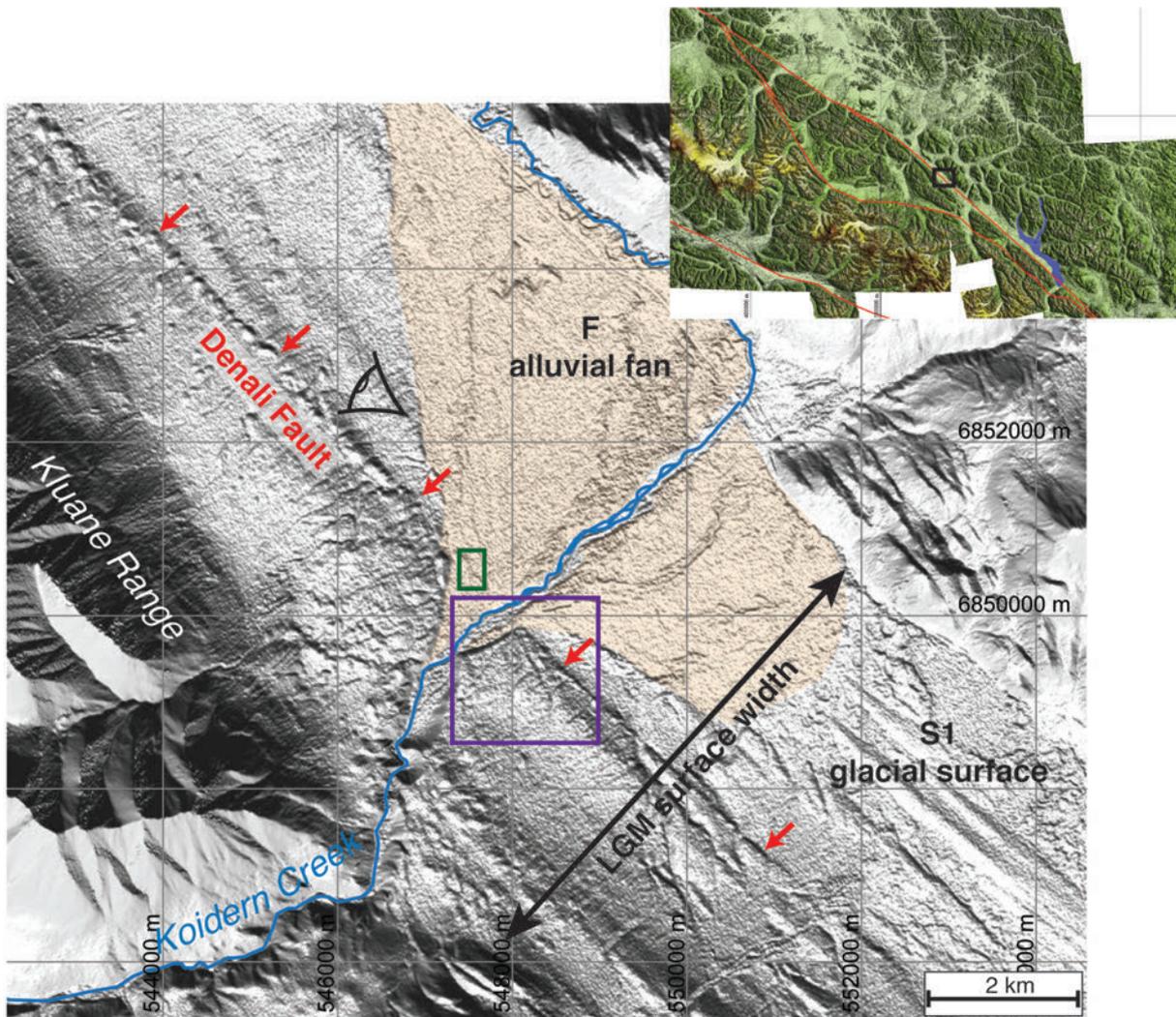


Figure 101 : Carte de pente du site Koidern Creek (WorldDEM). La rivière dépose un cône alluvial F sur la surface glaciaire S1. L'œil montre la direction de la photographie de la Figure 102. Le rectangle violet les limites de la Figure 103 et le vert de la Figure 105.

Site « Koidern Creek »

A la sortie de la chaîne de Kluane, la rivière Koidern Creek traverse perpendiculairement la surface glaciaire Shakwak S1 marquée ici par des eskers et terrasses de kame (Figure 101). Elle y dépose un cône alluvial F de ~ 6 km de large et ~ 4 km de long, de forme relativement symétrique. La faille de Denali est ici marquée par un alignement de monticules, parallèles à la vallée glaciaire, et est située à ~ 2.7 km des reliefs de Kluane au SO (Figure 102).

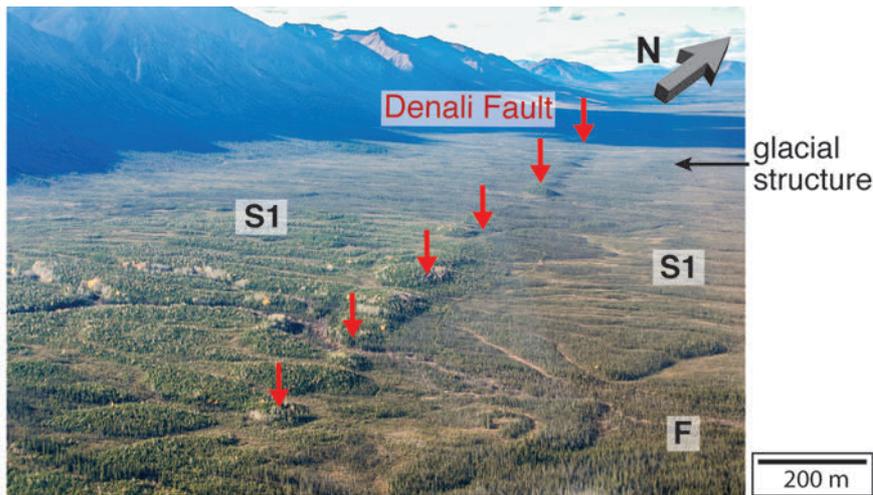


Figure 102 : Photographie aérienne de la faille de Denali dans la vallée Shakwak Trench, en rive gauche de la rivière Koidern Creek (voir Figure 101 pour la direction). La faille est soulignée par un escarpement vertical et des monticules alignés.

L'apex du cône alluvial est situé à ~ 600 m de la trace de la faille, soit à environ 2 km de l'exutoire du bassin de la Koidern Creek. En théorie, un cône alluvial se dépose au niveau d'un changement abrupt de pente ou là où la vallée s'élargit : typiquement l'exutoire du bassin versant. La présence de ce large cône au milieu de la plaine met en évidence que la surface LGM était déjà incisée et affectée par un escarpement vertical au moment du dépôt du cône. L'escarpement vertical formé par la faille de Denali contrôle donc le dépôt du cône F.

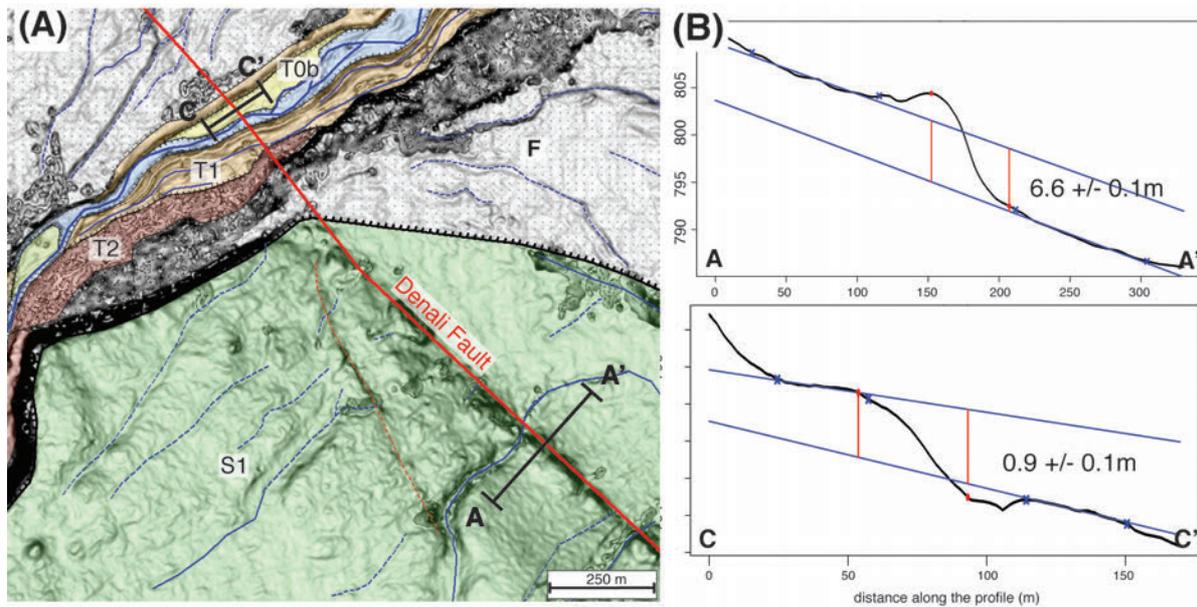


Figure 103 : A : Carte de pente de la rive droite de la rivière Koidern Creek (PleDEM). Les terrasses alluviales sont dessinées en dégradé de jaune/rouge, le cône alluvial F en points gris et la surface glaciaire S1 en vert. B : Profils topographiques perpendiculaires à la faille dans la surface glaciaire (CC') et la terrasse T0b (AA') extraits des données PleDEM.



Figure 104 : Photographie des terrasses T0 et T1 de la rive gauche de Koidern Creek, près de la faille de Denali (photo Jean-François Ritz).

Le long du lit actuel de la rivière (T₀), on observe des terrasses alluviales composées de galets roulés (Figure 104). Trois terrasses alluviales abandonnées sont cartographiées à l'aide du PleDEM (T_{0b}, T₁ et T₂), imbriquées dans le cône alluvial F (Figure 103A). Elles sont séparées par des talus de 2-3 m de haut (Figure 104), et certaines recouvertes de végétation (T₂) et affectées par des routes de terre (T₁). Un profil à travers la terrasse la mieux préservée T_{0b}, extrait du MNT PleDEM, met en évidence un décalage vertical de 0.9 ± 0.1 m (Figure 103B, profil CC'). Le décalage est estimé avec la même méthode que pour les profils à grande échelle (voir 15.1.2.a).

Un MNT acquis au GPS RTK sur travers le cône alluvial nous permet de mesurer un escarpement de 2.3 ± 0.1 m (Figure 105). Enfin, un profil extrait des données Pléiades à travers la surface glaciaire donne un décalage vertical de 6.6 ± 0.1 m (Figure 103B, profil AA'). Ces structures, imbriquées les unes dans les autres, ne sont pas contemporaines et la diminution de la taille de l'escarpement dans les structures plus jeunes témoigne d'une déformation cumulée au niveau de Denali-Sud depuis le LGM.

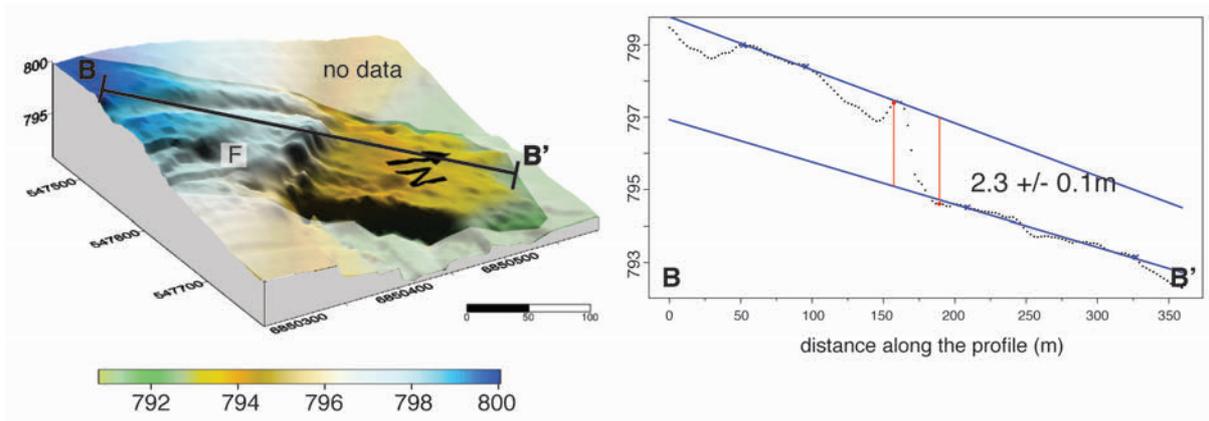


Figure 105 : MNT 3D d'après les données de GPS RTK dans le cône alluvial F de la rivière Koidern Creek (voir Figure 101 pour la localisation). A droite : profil topographique extrait des données RTKDEM.

Site « Fourmile Creek »

À la frontière entre l'Alaska et le Canada, la faille de Denali est parallèle à une grande vallée glaciaire, dans laquelle des drains sub-perpendiculaires émergents des reliefs se jettent (Fourmile Creek et Baultoff Creek) (Figure 106). Ces deux drains, à leur exutoire, incisent des vallées glaciaires en U (potentiellement LGM), elles-mêmes incisant une surface glaciaire plus ancienne (en vert sur la Figure 106). La faille de Denali est clairement marquée par un escarpement vertical sur la surface glaciaire (jusqu'à ~ 30 m dans la partie SE). On observe que les vallées glaciaires de ces deux drains s'élargissent au SO de la faille (partie surélevée), et sont plus étroites au NE de la faille. De plus, dans les zones plus larges, de nombreux dépôts de pentes sont conservés entre la surface glaciaire et les terrasses alluviales (figurés points noirs sur fond blanc sur la Figure 106). Ces dépôts de pente sont les témoins de périodes de déstabilisation des pentes, qui trouvent certainement leur origine dans les processus tectoniques. L'élargissement des vallées résulte quand à lui de la rupture de pente au niveau de l'escarpement de la faille de Denali, qui augmente l'érosion dans la partie amont de la vallée.

La forme en « poire » de ces vallées ainsi que les dépôts de pente associés mettent donc en évidence une activité récente de la faille à la frontière Alaska/Canada, et une déformation verticale cumulée importante.

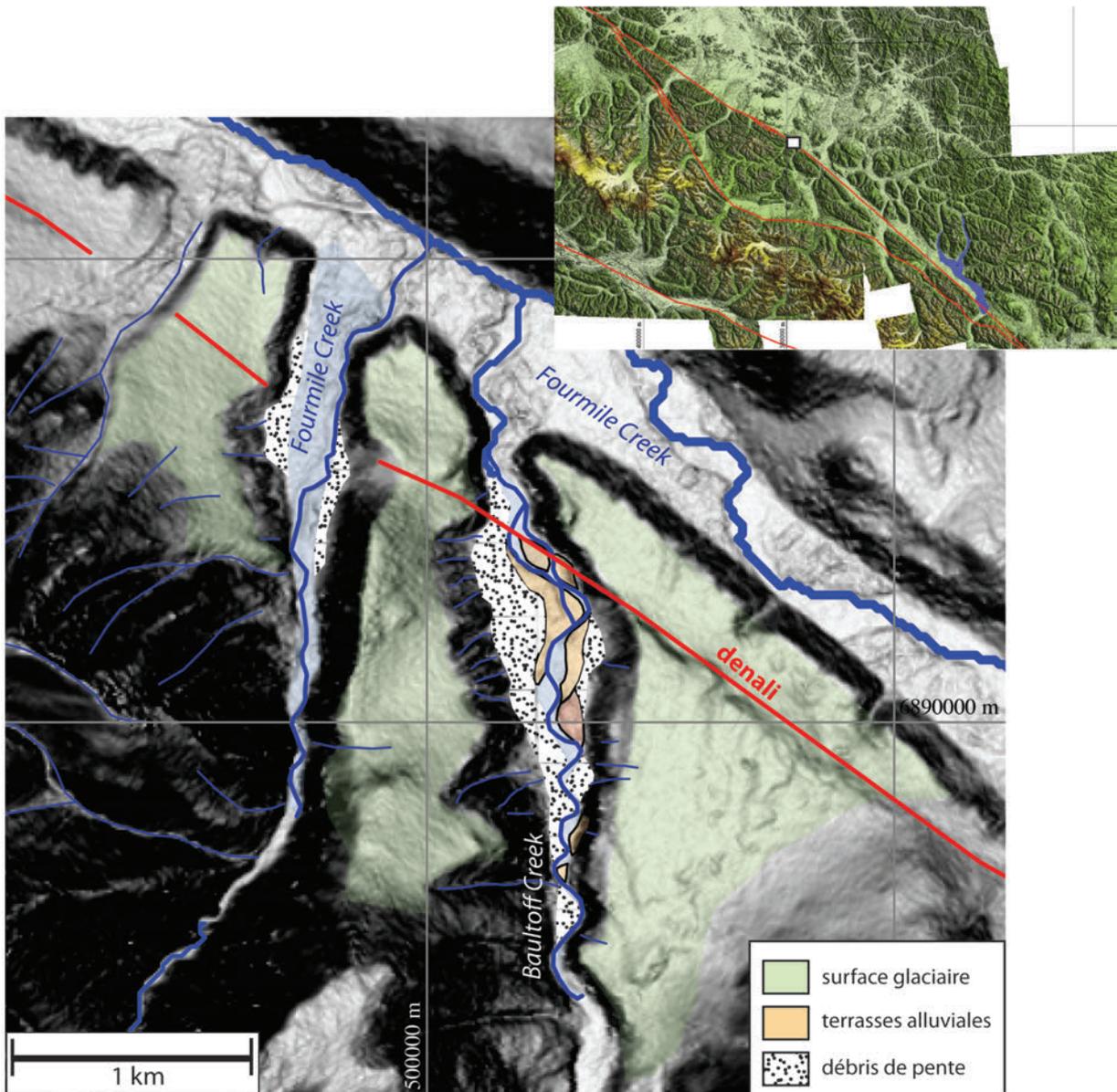


Figure 106 : Carte de pente du site de Fourmile Creek (IfDEM). Les vallées sub-perpendiculaires à la faille s'élargissent au SO de celle-ci et les pentes ont été fortement déstabilisées.

Site « Low pine »

Au Nord du lac de Kluane, un profil au GPS RTK nous permet de confirmer les estimations de décalage vertical effectuées sur d'autres parties de la faille. Dans la surface glaciaire post-LGM, on mesure un décalage de 13.9 ± 0.5 m (Figure 107).

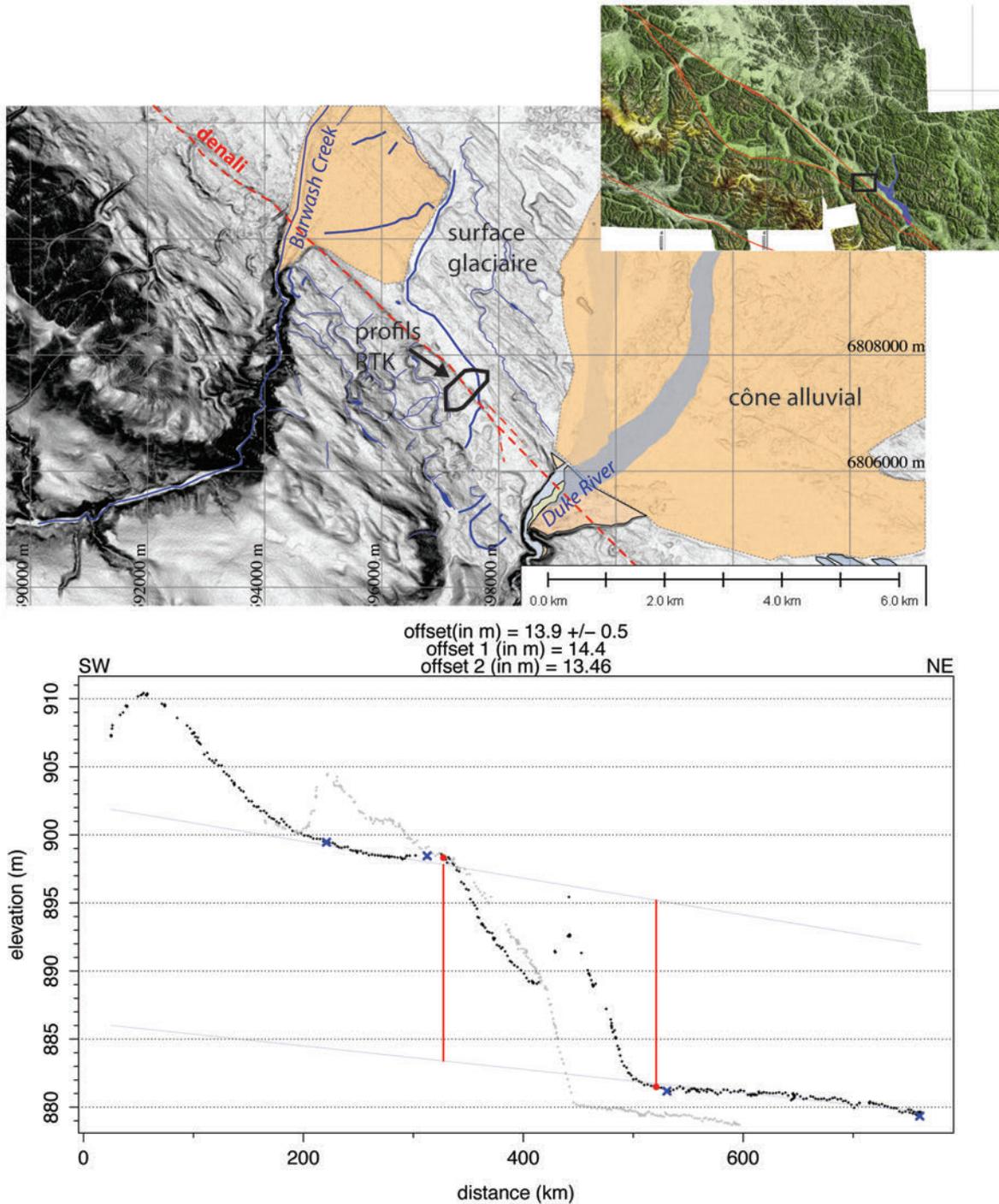


Figure 107 : En haut : Carte de pente du site Low Pine montrant la position des profils acquis au GPS RTK dans la surface glaciaire (PleDEM). En bas : Profils perpendiculaires acquis (points noirs et points gris) et estimation du décalage vertical de la surface glaciaire.

Expression de Denali_Sud en surface : alignement de monticules

Tout au long de Denali_Sud, là où elle traverse des plaines et vallées glaciaires, on observe des monticules alignés qui marquent l'escarpement de faille, de ~ 50 m de long, ~ 20 m de large et ~ 10 m de haut (Figure 108 et Figure 102). Ces structures ont été décrites par Seitz et al. (2008), qu'ils expliquent par un « push-up » des sédiments glaciaires, consécutif au retrait des glaciers. Ils estiment alors une vitesse décrochante pour la partie Sud de Denali à

partir d'une seule observation de décalage dextre apparent de deux monticules (Figure 72). Or, du lac de Kluane jusqu'à la frontière (~ 180 km,) je n'observe aucun autre mont semblant être décalé horizontalement (Figure 108).

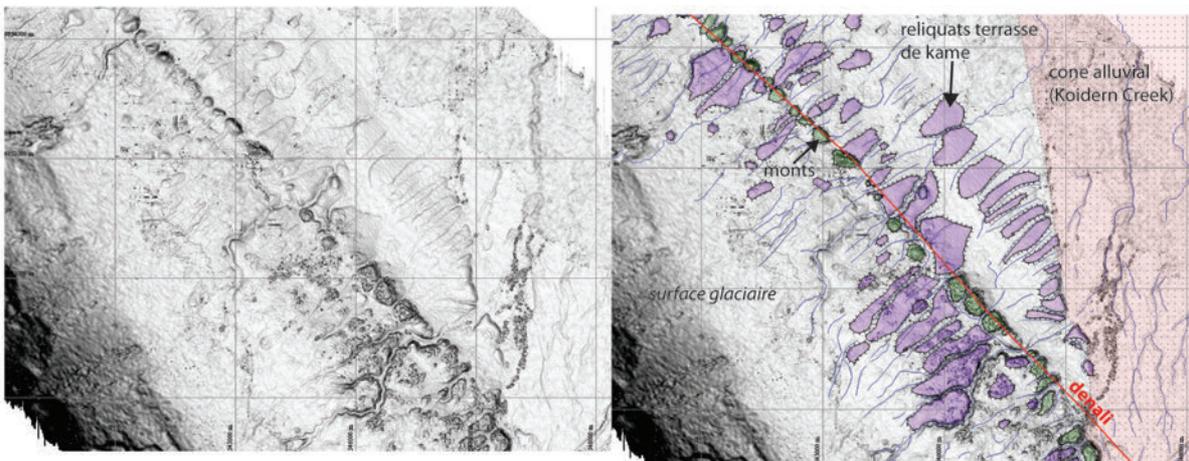


Figure 108 : Carte de pente en rive gauche de la rivière Koidern Creek (IfDEM) (Figure 101). Les monticules alignés le long de Denali ne sont pas décalés horizontalement, et les nombreux drains incisent le talus de faille et des terrasses de kame.

Nous proposons alors une interprétation différente de la formation de ces monticules alignés : la faille de Denali forme un escarpement en surface, voir un bourrelet grâce au jeu d'une faille conjuguée. En concomitance avec le mouvement vertical sur l'escarpement, ce « bourrelet » est incisé par les nombreux drains traversant perpendiculairement les grandes vallées glaciaires parallèles à la faille (Figure 109). Des observations d'incisions similaires sur des surfaces glaciaires type terrasse de kame, dont le talus est du même ordre de grandeur que l'escarpement de Denali, confirment notre hypothèse. Ces monticules observés à si grande échelle sont donc assimilables à des structures en fleurs, dont l'érosion en a modifié l'aspect. Denali-Est se situe au pied de reliefs escarpés ou à l'intérieur de vallée glaciaires confinées : on n'observe pas de réseau dense de petits drains secondaires qui pourrait disséquer l'escarpement comme au Sud, ce qui explique l'absence de monticules le long de ce segment.

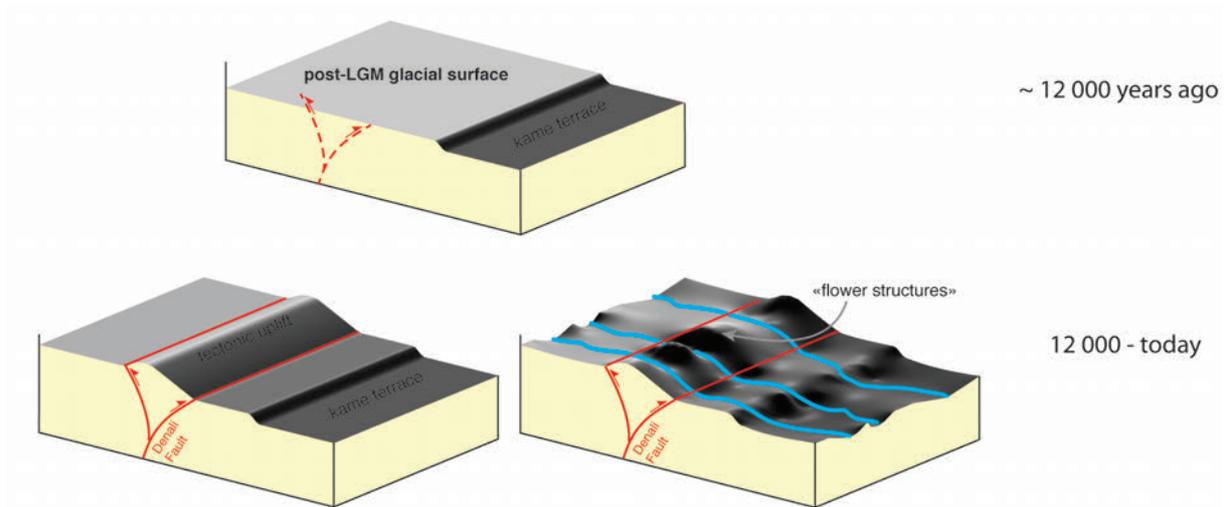


Figure 109 : Blocs diagramme reconstituant la formation des monticules alignés le long de la faille de Denali. Ils sont issus de la combinaison de soulèvement tectonique associé à une structure en pop-up superficielle et de l'érosion de la surface LGM par incision fluviale.

Cette interprétation a une conséquence fondamentale sur le mode de déformation de la faille de Denali. Alors que Seitz et al. (2008) se basent uniquement sur une observation ponctuelle pour en déduire un taux de glissement latéral, nous mettons ici en évidence que la faille a un mouvement principalement vertical, avec potentiellement une petite composante décrochante, trop petite pour être observée sur des marqueurs géomorphologiques post-LGM.

15.1.2.b. Synthèse des observations sur la faille de Denali

La cartographie de détail de la géomorphologie tout au long de la faille de Denali a permis de caractériser précisément pour la première fois le style de déformation de la faille :

- un mouvement décrochant dextre est observé depuis la jonction avec la faille de Totschunda jusqu'à 80 km au Sud, relativement homogène sur cette partie de la faille (100 – 200 m) pour les structures post-LGM. Puis un changement abrupt est observé : la dernière structure est décalée de 80.1 ± 35.6 m, et aucune indication de décalage dextre n'est retrouvée au Sud.
- un mouvement vertical est mis en évidence tout au long de la faille par un escarpement marqué dans les structures glaciaires post-LGM et dans les terrasses alluviales plus récentes. D'après une synthèse dans les surfaces glaciaires contemporaines, ce décalage est homogène tout au long de la faille (13.0 ± 3.7 en moyenne).
- Les processus érosifs fluviaux modèlent très fortement le paysage, disséquant l'escarpement vertical dans les plaines, et atténuant localement la trace en surface de la faille.

Malgré une diminution rapide et très localisée du décrochement dextre, sans décroissance latérale visible, on n'observe aucune variation latérale du mouvement vertical le long de cette section de 300 km de la faille de Denali.

15.2. FAILLE DE TOTSCHUNDA

Contrairement à certains segments de la faille de Denali, la faille de Totschunda ne traverse pas de grandes vallées glaciaires parallèles, mais recoupe perpendiculairement le réseau glaciaire et hydrographique, notamment les grandes vallées des rivières Chisana et Nabesna (Figure 90). Sa trace est cependant bien marquée dans le paysage sous la forme d'une fosse très linéaire sur une longueur de ~ 140 km, de la jonction avec la faille de Denali jusqu'à la vallée de la rivière White où elle rejoint la faille de Duke River. Pour rappel, des précédentes études ont mis en évidence son activité et un glissement dextre de 4 – 10 mm/a (voir partie 5.1). Matmon et al. (2006) estiment une vitesse de 6.0 ± 1.2 mm/a à partir d'une moraine décalée dans la partie Nord de la faille. Ils ont étudié la faille jusqu'à 80 km au Sud de la jonction avec Denali : je m'intéresse donc au segment Sud qui n'a fait l'objet d'aucune étude géomorphologique auparavant.

Des décalages latéraux cumulés significatifs sont observés tout au long de la faille contrairement à la faille de Denali. De 80 à 100 km de la jonction, la faille traverse quelques petites vallées très encaissées et des reliefs, et peu de marqueurs significatifs sont remarqués. De 130 km de la jonction jusqu'à sa terminaison, la faille traverse de nouveau des reliefs et sa trace est plus difficile à observer, notamment à cause du manque d'imagerie de bonne résolution dans cette zone. Nous nous sommes intéressés à une zone présentant de nombreux marqueurs glaciaires et fluviaux sur une zone de ~ 95 à 115 km de la jonction, là où la faille traverse les vallées des rivières Cross, Ramshole et Chisana (Figure 110).

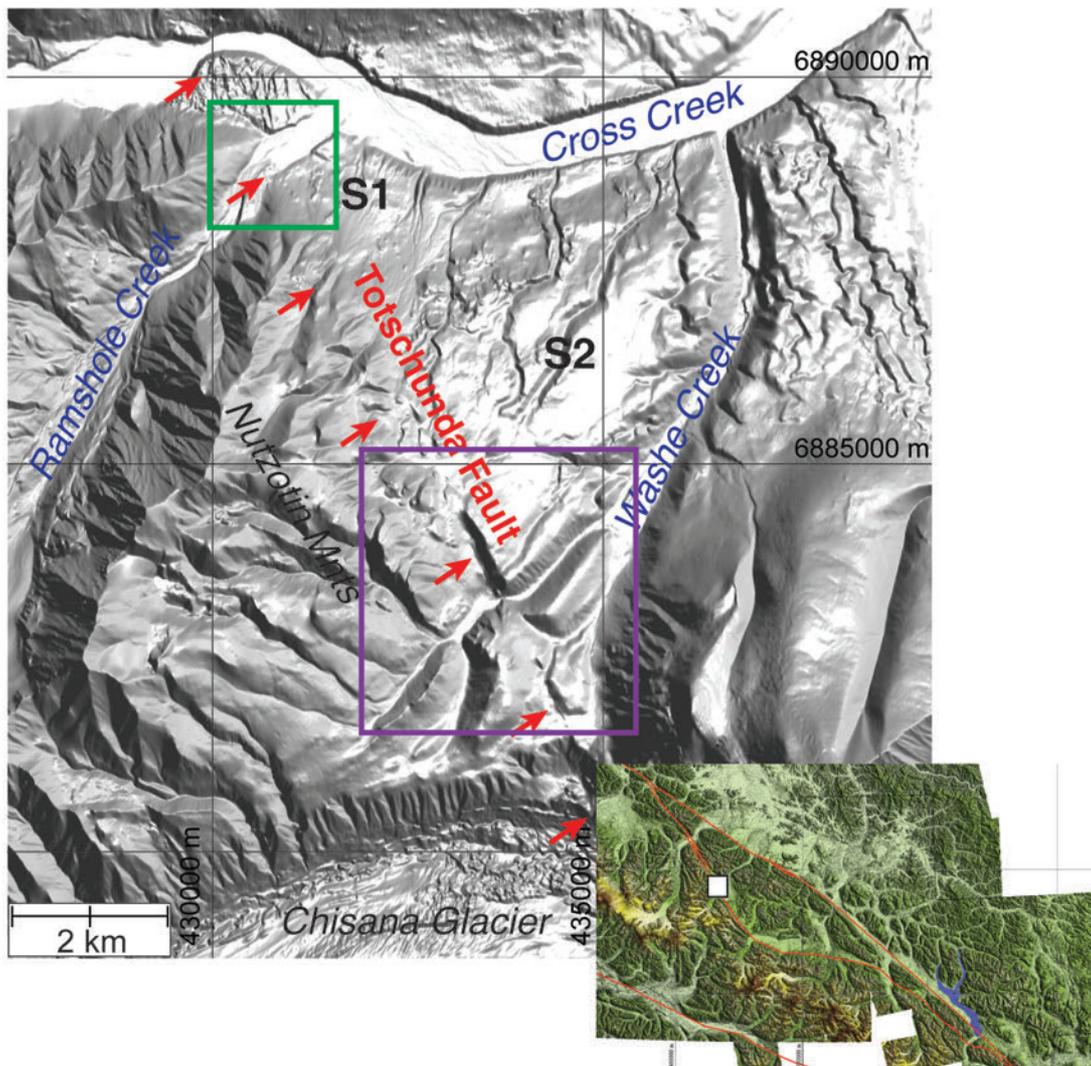


Figure 110 : Zone d'étude au centre de la faille de Totschunda entre la vallée Cross Creek et le glacier Chisana représentée sur une carte de pentes (WorldDEM). Le carré violet indique l'emprise de la Figure 111, le carré vert celle de la Figure 112.

La zone d'étude est délimitée au Nord par la vallée de la rivière Ramshole et au Sud par le glacier de Chisana (Figure 110). Leurs bassins versants sont situés dans les montagnes de Nutzotin au SO, et l'exutoire de la rivière de Ramshole au niveau de la faille de Totschunda. Entre ces deux vallées, on observe une surface plane (pendage moyen de $\sim 2^\circ$ vers le NE), incisée par de nombreux drainages et modelée par une morphologie peu abrupte : c'est une surface glaciaire, traversée par la faille de Totschunda qui la borde au SO. On peut observer deux morphologies différentes sur cette surface : alors qu'elle présente de grandes vallées incisées jusqu'à 10 m de profondeur au SE, la partie NO est plus lisse et semble avoir été érodée. On distingue donc deux surfaces glaciaires : S₂ au SE et S₁ au NO.

15.2.1. SITE « WASHE CREEK »

La partie Sud de la surface S₂ est incisée par une vallée (de 100 – 150 m de large) en forme de U dans laquelle un ruisseau s'écoule aujourd'hui : Washe Creek (Figure 111). Lors de la mission de terrain, nous avons observé dans cette vallée une moraine latérale abandonnée qui

démontre bien l'origine glaciaire de cette vallée appelée S_1 (puisque'elle incise S_2). Cette vallée était alimentée par les glaciers descendant des reliefs Nutzotin et est clairement décalée en dextre par la faille de Totschunda. Ici, la trace de la faille est marquée par une dépression abrupte de ~ 45 m de profondeur. Les crêtes et talus sont constamment érodés par les glaciations successives, j'estime donc le décalage de la vallée de Washe Creek non pas à l'aide des talus uniquement mais grâce à une reconstruction régionale d'après le MNT très haute résolution PhoDEM. Plusieurs estimations donnent un décalage moyen de 406.0 ± 30.3 m.

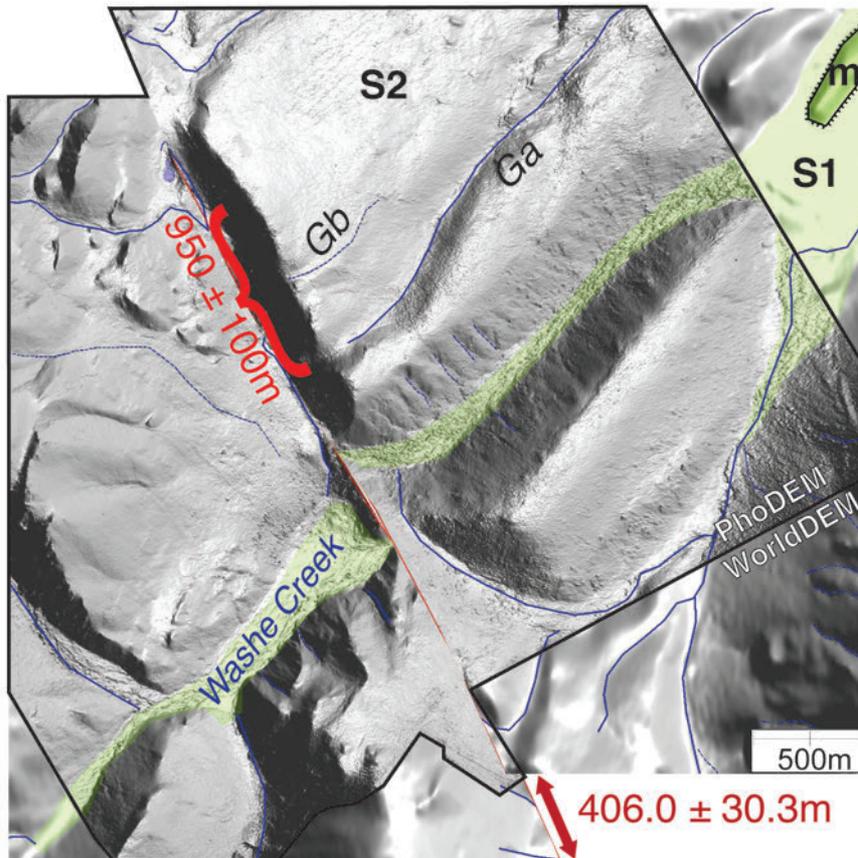


Figure 111 : Zoom sur la vallée glaciaire abandonnée S_1 de Washe Creek. Un décalage de 406.0 ± 30.3 m est estimé à l'aide du MNT haute résolution PhoDEM. La vallée de Ga, déconnectée de tout bassin versant, permet d'estimer un décalage minimum pour la surface glaciaire S_2 .

Au NO de cette vallée, deux petites vallées Ga et Gb, connectées à aucun bassin versant, sont de nouveaux marqueurs de mouvement horizontal le long de Totschunda. Le premier bassin versant de taille suffisante nous permettant de retracer l'origine de Ga est situé à 950 ± 100 m. Ces vallées abandonnées incisent la surface S_2 , et 950 ± 100 m est donc une contrainte sur le décalage minimum de cette surface.

15.2.2. SITE « RAMSHOLE CREEK »

Nous nous intéressons enfin à la vallée de Ramshole Creek au Nord de la zone d'étude (Figure 112 et Figure 113). Cette rivière incise la surface glaciaire la plus récente S_1 . Notons que la surface glaciaire présente des morphologies différentes, avec une partie inférieure dans laquelle des drainages circulent, érodant et déposant des sédiments sur cette surface (S_{1b}) ; alors que des surfaces plus hautes (de 5 à 25 m) semblent avoir été préservées des processus

érosifs fluviaux (S_{1a}). La vallée de Ramshole Creek est large de ~ 200 m en amont, et de ~ 350 m avant de se jeter dans la rivière Cross (Figure 110).

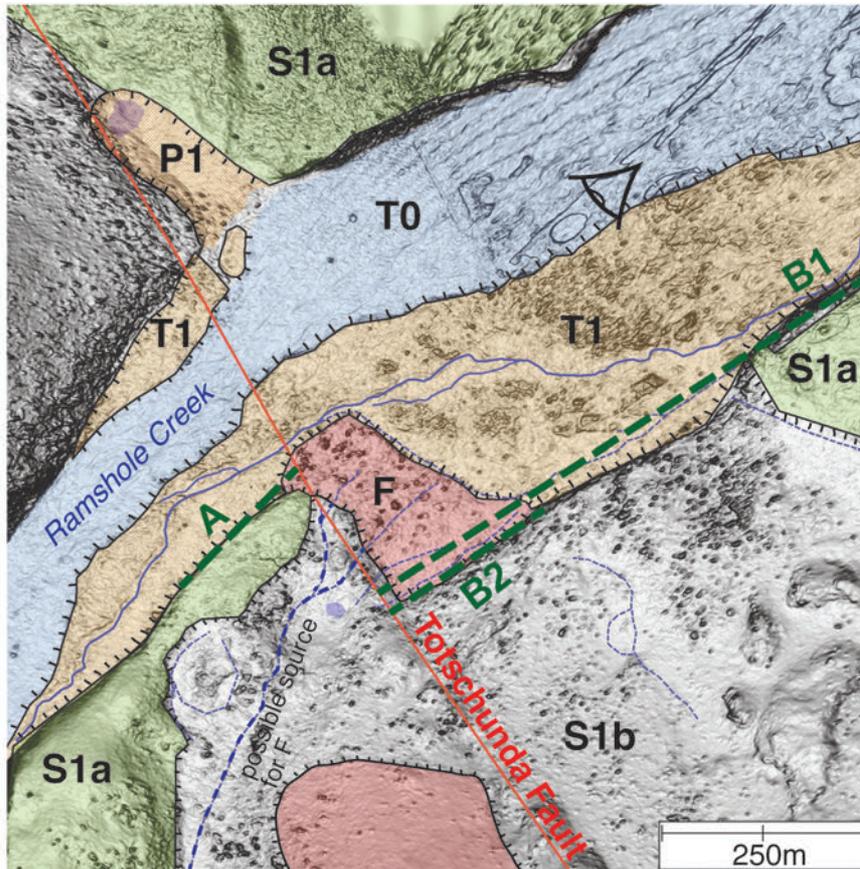


Figure 112 : Zoom sur la vallée de Ramshole Creek et cartographie des différentes structures glaciaires et fluviales. Les droites en pointillés verts sont les projections des talus (A, B1 et B2) sur la faille de Totschunda, permettant de définir des « piercing points » et d'estimer le décalage horizontal. L'œil représente la direction de la vue aérienne de la Figure 113.

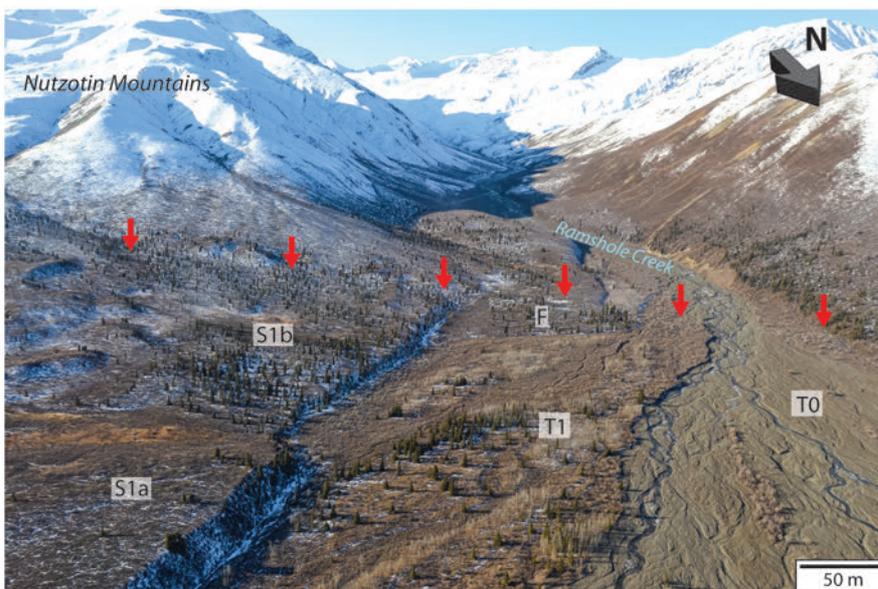


Figure 113 : Photographie aérienne de la vallée Ramshole Creek vers le SO. Les flèches rouges indiquent la localisation de la faille de Totschunda.

Dans le lit actif T_0 on observe de nombreux galets roulés décimétriques (Figure 114). Une terrasse T_1 , recouverte de végétation (arbustes) est abandonnée à ~ 1.5 m au-dessus du lit actif. Le talus entre la terrasse alluviale T_1 et la surface glaciaire S_1 est haut de ~ 8 m.



Figure 114 : Photographies de terrain illustrant les terrasses alluviales T_0 et T_1 au niveau de Ramshole Creek. Les galets décimétriques sont roulés, mettant en évidence l'origine fluviale de ces terrasses.

Au passage de la faille de Totschunda, on observe en rive gauche une surface plus basse et plane entre les reliefs à l'Ouest et la surface glaciaire S_{1a} . Cette surface P_1 est un marqueur géomorphologique associé à la faille : nous proposons qu'au passage de la faille, une dépression soit formée (par exemple à cause d'une friabilité plus importante des roches dans la zone de faille). Aux abords de la rivière de Ramshole, cette dépression est remplie par de l'eau. L'abandon de P_1 est certainement contemporain à l'abandon de T_1 puisque les deux surfaces sont à la même altitude. En rive droite, le talus entre les surfaces T_1 et S_1 est décalé horizontalement de façon dextre au passage de la faille. Au même endroit, la surface T_1 est recouverte par un cône alluvial noté F, alimenté par différents drains s'écoulant sur la surface S_{1b} . Les blocs diagrammes de la Figure 115 illustrent notre interprétation de l'histoire de la vallée de Ramshole Creek depuis la débâcle post-LGM.

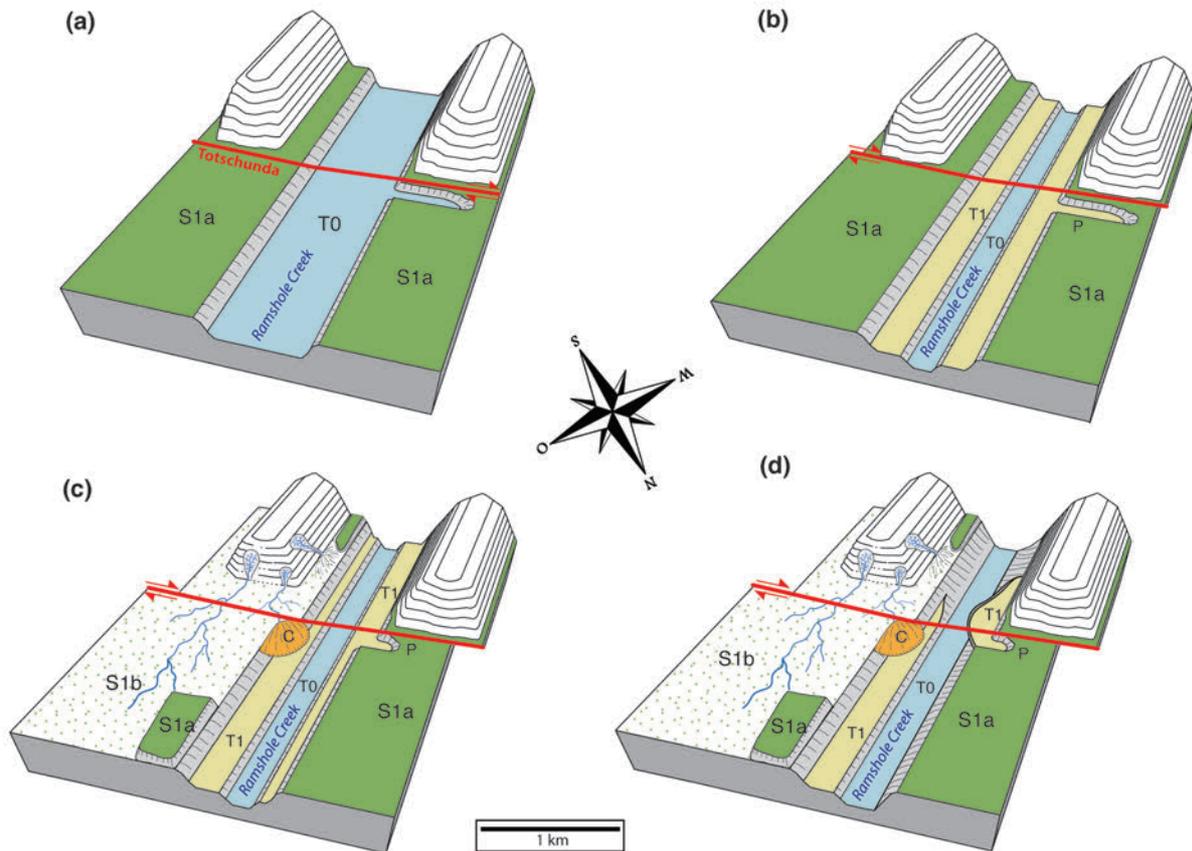


Figure 115 : Blocs diagramme 3D reconstituant l'histoire de la vallée de la Ramshole Creek. (a) représente la situation juste après la débâcle glaciaire, et (d) la situation actuelle.

J'estime le décalage horizontal en prolongeant le talus S_1/T_1 sur la faille pour définir des « piercing points » (Figure 112) :

- Mesure A-B2 : le talus S_{1b}/T_1 donne un décalage maximum de 199.9 m, si on considère qu'il n'y a pas eu d'érosion des talus
- Mesure A-B1 : le talus S_{1a}/T_1 donne un décalage minimum de 145.3 m si on considère une érosion du talus et que la surface S_{1a} représente la partie la mieux conservée du talus.

On obtient un décalage moyen de 172.6 ± 27.3 m.

À l'aide de ces différentes observations et des imbrications relatives des surfaces glaciaires et fluviatiles, je propose une reconstitution synthétique depuis le pénultième interglaciaire pour toute la zone étudiée (Figure 116). Ces reconstitutions résument les observations présentées sur Totschunda dans cette partie et mon interprétation géomorphologique au Quaternaire, sur laquelle je me base par la suite pour effectuer des datations absolues dans la zone.

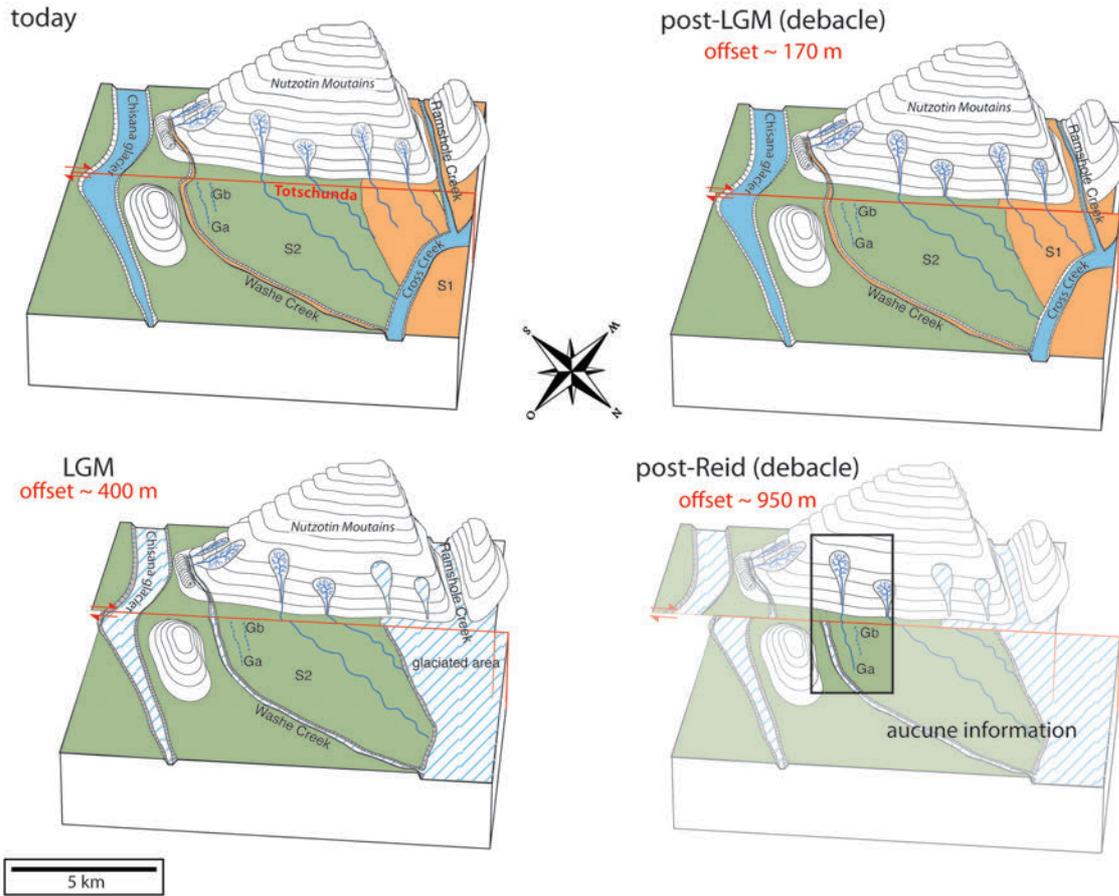


Figure 116 : Blocs diagramme 3D reconstituant l'histoire de la zone d'étude sur Totschunda, de la débacle à la suite de la glaciation Reid jusqu'à aujourd'hui et la quantité de décalage latéral. La zone encadrée sur la figure post - Reid représente la seule zone pour laquelle je reconstitue la configuration à cette époque.

15.3. FAILLE DE DUKE RIVER

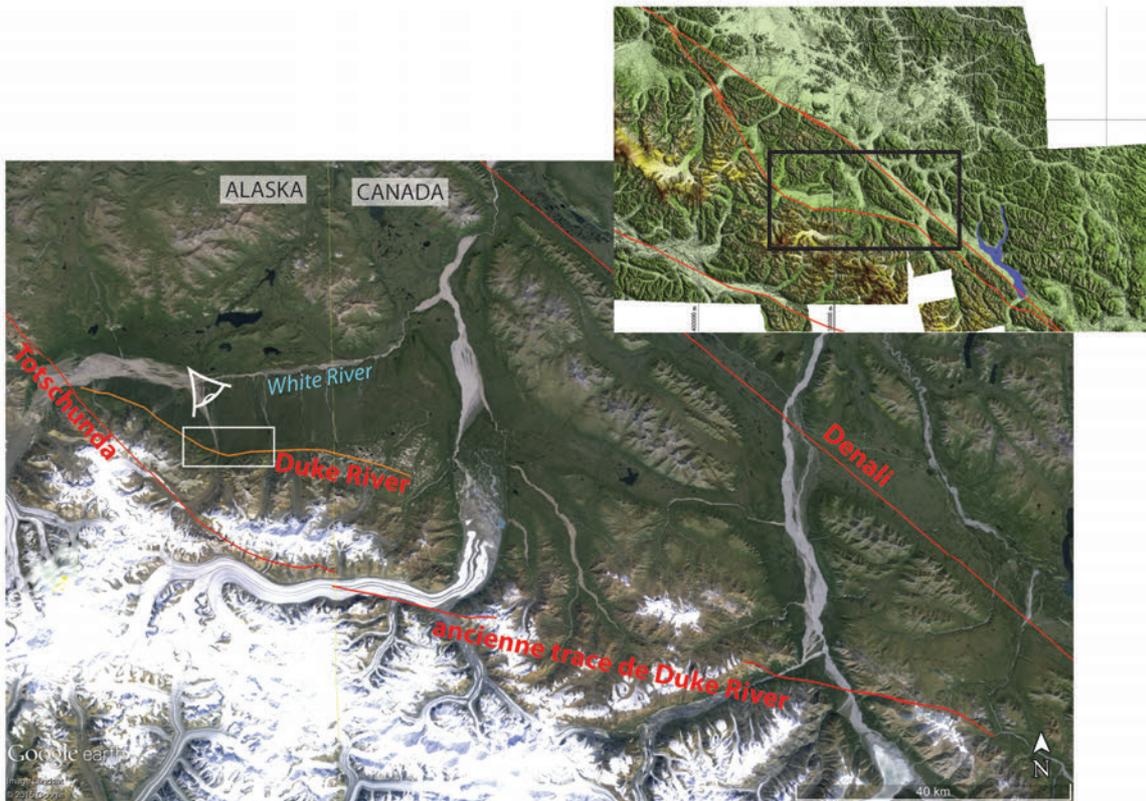


Figure 117 : Zoom sur la vallée de la rivière White, et cartographie de la trace récente de la faille de Duke River (trait orange). La trace rouge au Sud « ancienne trace de Duke River » représente la cartographie géologique de la faille de Duke River réalisée par Cobbett et al. (2010). Le carré blanc représente la localisation de la Figure 118, et l'œil la direction de l'image satellite.

Lors de la mission de terrain, nous observons au cours de plusieurs survols un escarpement net dans la grande vallée glaciaire de la rivière White, affectant la surface fluvio-glaciaire. Des observations préliminaires nous permettent de cartographier la trace active de la faille de Duke River 18 km au Nord des précédentes cartographies (qui correspondent à la trace géologique) près de la jonction avec la faille de Totschunda (Figure 117). Vers l'Est, côté Canada, la trace active en surface est moins évidente et un travail cartographique plus détaillé permettrait peut-être de l'identifier.

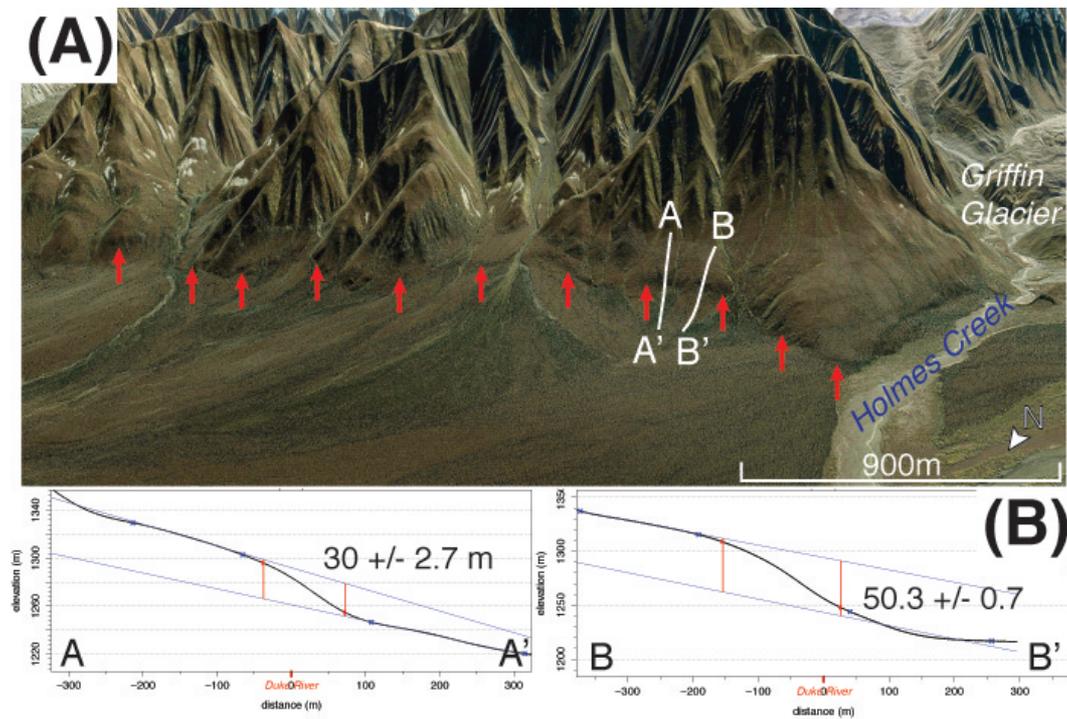


Figure 118 : A : Image satellite extraite de GoogleEarth mettant en évidence l'escarpement de la faille de Duke River affectant les surfaces glaciaires et cônes alluviaux à l'Est du glacier de Griffin. B : Coupes topographiques à travers la surface glaciaire extraites des données WorldDEM.

À l'Est de la rivière Holmes Creek, un escarpement vertical affecte la surface glaciaire et également différents cônes alluviaux (Figure 118). Cet escarpement linéaire présente une morphologie en V en traversant les vallées : la faille est inverse à pendage vers le Sud. Cet escarpement met en évidence une activité récente de la faille qui affecte des marqueurs post-LGM. A l'aide du MNT WorldDEM, j'extrait des profils topographiques et mesure le décalage vertical dans des structures qui semblent bien conservées : j'obtiens un décalage moyen de 40.2 ± 10.3 m.

16. ESTIMATION DE VITESSES DE FAILLES

16.1. DEMARCHE

Dans cette troisième partie, je présente l'estimation des vitesses de failles du système Denali – Totschunda – Duke River. Après avoir mesuré des décalages de marqueurs géomorphologiques, il me reste à les dater (points 5 et 6 de la démarche présentée section 13.3). Les objets ciblés pour la mission de terrain sont des terrasses et cônes alluviaux, et des surfaces glaciaires dont on peut dater le dépôt ou l'abandon. Le travail de géomorphologie me permet de définir une estimation de premier ordre sur les âges attendus: LGM ou plus récent. Quelles méthodes de datation employer pour dater ces objets ?

La datation à l'aide de l'isotope cosmogénique ^{10}Be est tout à fait adaptée à ces objets. Cet élément s'accumule dans les minéraux des roches de surface jusqu'à atteindre un état d'équilibre après $\sim 100\ 000$ ans d'exposition aux rayons cosmiques (Brown et al., 1991). Cet isotope permet donc de dater l'âge d'abandon d'une surface récente, qui correspond au moment où la surface commence à enregistrer les déformations tectoniques.

Dans un milieu avec une végétation dense (notamment au niveau de la faille de Denali), la datation de matière organique au radiocarbone est également bien adaptée à la datation de dépôts de surfaces. Les organismes accumulent du ^{14}C jusqu'à leur mort, où la concentration en ^{14}C commence à décroître selon une loi de décroissance radioactive. Le seuil de détection du ^{14}C est à $\sim 40\ 000$ ans. Cependant, les âges mesurés sont calibrés selon la concentration variable en ^{14}C dans l'atmosphère : ces courbes sont très précises jusqu'à $\sim 13\ 900$ ans BP (dendrochronologie) et perdent en précision par la suite. Lors de la réalisation de tranchées pour les datations au ^{10}Be , la collecte de matière organique (si possible) est donc un outil supplémentaire facile d'acquisition et peu coûteux qui permettra de valider ou préciser des datations de dépôts de surfaces post-LGM.

La datation par thermoluminescence optique (OSL) est une autre méthode classiquement utilisée en géomorphologie du Quaternaire. Elle permet de dater la période d'enfouissement des sédiments (jusqu'à $\sim 100\ 000$ ans BP) en mesurant l'énergie accumulée dans les imperfections des minéraux par le rayonnement radioactif de l'encaissant et le rayonnement cosmique (source d'énergie principale : rayonnement solaire). On mesure donc le moment où le minéral a cessé d'être exposé au rayonnement solaire en le stimulant optiquement en laboratoire. Cette méthode présente un inconvénient majeur : le chronomètre doit avoir été remis à zéro avant son enfouissement, et il doit pour cela avoir subi une exposition suffisamment longue aux rayonnements solaires. Or, dans un système soumis à des glaciations intenses, les sédiments sont plutôt transportés sur de courtes distances, et parfois sous les glaciers : il y a donc une forte incertitude sur la remise à zéro du chronomètre. Nous avons donc choisi de ne pas utiliser cette méthode de datation.

La stratégie de collecte d'échantillons sur le terrain répond aux méthodes de datations ciblées comme étant les mieux adaptées. Je détaille ci-après la théorie pour les différentes datations ainsi que les âges déterminés. Le détail des échantillons collectés est présenté en Annexe 4. Enfin, les vitesses de failles et les conclusions associées sont présentées.

16.2. DATATIONS AU ^{10}Be

16.2.1. THEORIE

Un rayonnement galactique cosmique (GCR) principalement composé de nucléons de haute énergie frappe en permanence la Terre (Gosse and Phillips, 2001). Lorsque ces particules entrent en contact avec les molécules de l'atmosphère terrestre, elles vont provoquer une cascade de réactions nucléaires formant un flux primaire d'isotopes dit cosmogéniques (Medynksi, 2013). La production des isotopes cosmogéniques dépend du flux de rayonnement cosmique et de l'intensité du champ magnétique terrestre. Le taux de production est donc dépendant de la latitude.

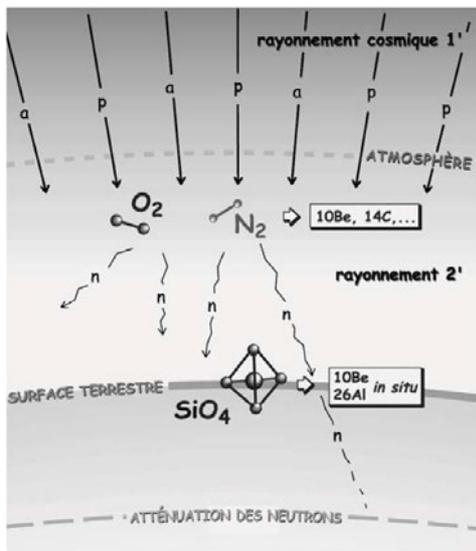


Figure 119 : Schéma explicatif de la production d'isotopes cosmogéniques dans l'atmosphère et dans les minéraux sous l'influence des rayons cosmiques (Rizza, 2010).

Les particules du flux primaire interagissent elles aussi avec les particules de l'atmosphère et plus particulièrement avec leur noyau. La principale réaction nucléaire est la spallation, qui permet d'éjecter des nucléons du noyau percuté. Ces nucléons produits constituent le flux secondaire, qui interagit à nouveau avec les particules en produisant des neutrons et des muons. Les produits de ces réactions sont des isotopes instables tels que le ^{14}C , le ^{10}Be ou le ^3He atmosphériques. Cette cascade réactionnelle entraîne une atténuation du flux de particules secondaires au cours de leur descente vers la surface terrestre. Il existe donc une forte dépendance du taux de production à l'altitude : le taux de production augmente de 1% tous les 10 m (Stone, 2000).

Ce taux de production en surface $P_0(L, z)$ est exprimé en at/g/an à l'aide du polynôme de Lal

(1991) :

$$P_0(L, z) = a(L) + b(L).z + c(L).z^2 + d(L).z^3, \quad (5)$$

où L est la latitude géomagnétique, z l'altitude en km et a, b, c, d des coefficients empiriques définis par Stone (2000) pour une latitude $> 60^\circ$.

Enfin, les particules secondaires interagissent avec les roches en produisant des isotopes cosmogéniques dans les premiers mètres sous la surface par spallation. Les principaux atomes affectés sont la silice (Si), l'oxygène (O), l'aluminium (Al), le fer (Fe) et le magnésium (Mg). Plus particulièrement, le ^{10}Be *in situ* est produit par spallation des atomes de silice et d'oxygène (O). Le quartz (SiO_2) est abondant à la surface de la terre, peu altérable et a un réseau cristallin qui minimise les pertes par diffusion. C'est donc le minéral recherché pour dater à l'aide du ^{10}Be . La capacité de pénétration du flux secondaire dans la roche diminue très rapidement avec la profondeur, et le taux de production va donc être dépendant de la profondeur et de la densité de la roche. La décroissance exponentielle du taux de production $P(x)$ avec la profondeur (Figure 120) est décrite par la loi suivante :

$$P(x) = P_0 \times e^{-\rho x/\Lambda}, \quad (6)$$

où ρ est la densité de la roche en g.cm^{-3} , x la profondeur en cm et Λ la longueur d'atténuation en g.cm^{-2} déterminée pour les différentes particules : 160 g.cm^{-2} pour les neutrons, 1500 g.cm^{-2} pour les slow muons et 5300 g.cm^{-2} pour les « fast muons » (calibrations empiriques de Braucher et al. (2003)).

Cette estimation du taux de production contient plusieurs hypothèses :

- le minéral ne contient pas d'isotopes cosmogéniques au moment du dépôt,
- le système reste fermé (pas de perte ou de gain d'isotopes cosmogéniques (sauf *in situ*) depuis le dépôt),
- le taux de production est constant au cours du temps (Brown et al., 1991).

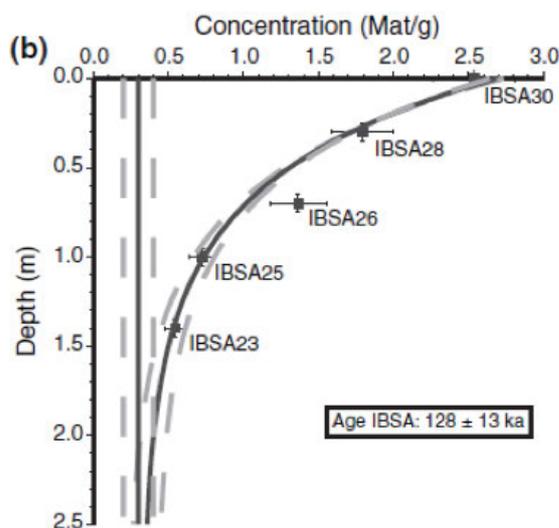


Figure 120 : Exemple de distribution en profondeur de la concentration en ^{10}Be (Vassallo et al., 2005). La concentration en ^{10}Be à 2.5 m correspondant à l'héritage en surface (0.6 Mat/g). La courbe noire représente le meilleur modèle .

On peut s'affranchir de la première hypothèse grâce à l'évolution en profondeur : si la concentration du ^{10}Be décrit une décroissance exponentielle en profondeur, la concentration initiale (appelée héritage) est négligeable puisqu'elle est théoriquement constante le long du profil (Figure 120). Pour la seconde hypothèse, le ^{10}Be *in situ* peut être contaminé par le ^{10}Be météorique (produit dans l'atmosphère) qui a un taux de production environ 1000 fois supérieur (Brown et al., 1991). Brown et al. (1991) ont montré que ce ^{10}Be atmosphérique était confiné dans l'enveloppe supérieure des grains de quartz : il peut donc être éliminé chimiquement à l'aide de nettoyages appropriés. Enfin, la variabilité au cours du temps du taux de production reste

aujourd'hui une limite à l'estimation de l'âge à l'aide du ^{10}Be .

L'équation suivante décrit la concentration $C(x, \varepsilon, t)$ en ^{10}Be en fonction de la profondeur x (g.cm^{-2}), du taux d'érosion ε ($\text{g.cm}^{-2}.\text{yr}^{-1}$) et du temps d'exposition t (an), et sa résolution permet de déterminer l'âge du marqueur :

$$C(x, \varepsilon, t) = C_{her} \cdot e^{-\lambda t} + \frac{P_0 \cdot p_n}{\varepsilon + \lambda} \cdot e^{-x/\Lambda_n} \left[1 - e^{-t\left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda\right)} \right] + \frac{P_0 \cdot p_{\mu s}}{\varepsilon + \lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}} \left[1 - e^{-t\left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda\right)} \right] + \frac{P_0 \cdot p_{\mu f}}{\varepsilon + \lambda} \cdot e^{-x/\Lambda_{\mu f}} \left[1 - e^{-t\left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda\right)} \right], \quad (7)$$

où λ est la constante de décroissance radioactive du ^{10}Be , Λ_n , $\Lambda_{\mu s}$ et $\Lambda_{\mu f}$ sont les longueurs d'atténuation effectives apparentes (g.cm^{-2}) pour les neutrons, les slow muons et fast muons, respectivement ; p_n , $p_{\mu s}$ et $p_{\mu f}$ les contributions relatives au taux de production de ^{10}Be des trois réactions ($p_n + p_{\mu s} + p_{\mu f} = 100\%$) ; P_0 le taux de production en surface d'après Stone (2000) ; et C_{her} la concentration en ^{10}Be potentiellement acquise par l'échantillon pendant l'exposition aux rayonnements cosmiques avant la mise en place dans sa position d'échantillonnage (Ritz et al., 2006). D'après Braucher et al. (2003), $p_n = 97.85$, $p_{\mu s} = 1.5$ et $p_{\mu f} = 0.65$.

On peut résoudre l'équation (7) pour deux cas de figures : un échantillon prélevé en surface ou un profil en profondeur. Pour un échantillon en surface, on détermine l'âge t (en années) à l'aide de l'équation suivante :

$$t = -\frac{1}{\lambda} \times \ln\left(1 - \frac{\lambda C(0,t)}{P_0}\right), \quad (8)$$

en supposant l'érosion nulle.

Siame et al. (2004) montrent que la mesure des concentrations de ^{10}Be le long d'un profil en profondeur permet d'estimer le temps d'exposition et le taux d'érosion de la surface datée en minimisant la fonction :

$$Chi - square = \sum_{i=1}^n \left[\frac{C_i - C(x_i, \varepsilon, t)}{\sigma_i} \right]^2, \quad (9)$$

où C_i est la concentration mesurée à la profondeur x_i , $C(x_i, \varepsilon, t)$ est la concentration théorique déterminée à l'aide de l'équation (7), σ_i l'incertitude analytique à la profondeur i et n le nombre total d'échantillon dans le profil.

16.2.2. ÉCHANTILLONNAGE

16.2.2.a. Stratégie mise en place

Lors d'une datation à l'aide du ^{10}Be , il faut être attentif à plusieurs phénomènes qui peuvent perturber la concentration en ^{10}Be de l'échantillon et biaiser l'âge de la surface. La stratégie employée consiste à limiter au maximum les effets pré- et post-dépôt. Certains de ces processus ont déjà été décrits par Matmon et al. (2006) :

- **héritage**, ie accumulation de ^{10}Be avant le dépôt de la surface : la meilleure technique pour s'affranchir de cet effet consiste à réaliser des profils en profondeur. Pour des rivières avec un petit bassin versant (quelques km^2), on peut également supposer que l'héritage est faible car les sédiments sont peu transportés.
- **cryoturbation**, qui mélange les sédiments de surface et de sub-surface : on peut supposer que des galets suffisamment gros ne peuvent avoir été exhumés par cryoturbation et on privilégie ceux-ci.
- **érosion éolienne et fluviale** : dans la zone arctique, des taux d'érosion ont été estimés lors de précédentes études (Briner et al., 2002) et on peut en corriger nos mesures ($1 - 3 \text{ mm/ka}^{-1}$).
- **écranage dû à la topographie** : au pied d'un relief, un masque topographique peut diminuer l'accumulation de ^{10}Be . On estime ce masque sur le terrain et on peut l'inclure dans le calcul de l'âge à partir de la concentration en ^{10}Be mesurée.
- **écranage dû à la couverture neigeuse annuelle** (Briner et al., 2002; Briner et al., 2001) : dans la même zone, Matmon et al. (2006) estiment que l'impact de la couverture neigeuse et de l'érosion sur le calcul des âges est inférieur à 9 %.

D'après ces limites, la stratégie d'échantillonnage élaborée consiste à réaliser un profil de ~ 2 m de profondeur dans la surface à dater, qui permet de s'affranchir au maximum de l'héritage et de l'érosion.

16.2.2.b. En pratique : échantillonnage sur la faille de Denali

Nous avons cependant fait face à plusieurs problèmes et la stratégie d'échantillonnage a du être adaptée aux conditions du terrain. Sur la faille de Denali, nous atteignons le permafrost (ou pergélisol) à environ 40 – 60 cm de profondeur, il est donc impossible de creuser plus profondément. Nous échantillonnons deux sites : le cône alluvial de Koidern Creek et la surface glaciaire près de la rivière Duke (site Low Pine) (voir localisation Figure 90).



Figure 121 : Echantillons prélevés sur le site Low Pine dans la surface glaciaire (LOWP4) et la rivière Duke (LOWP5).



Figure 122 Tranchée d'échantillonnage du site LOWP4. Sous une couche de ~ 20 cm de sol, on trouve une couche de sable de ~ 20 cm puis une couche d'argile prise dans le permafrost.

Sur le site **Low Pine**, nous choisissons une zone surélevée de la surface glaciaire, éloignée des drainages (Figure 121). Sous une couche de ~ 20 cm de sol, nous trouvons une couche de sable (grains roulés d'origine fluvio-glaciaire de quartz, feldspaths et biotite) de ~ 20 cm d'épaisseur puis une couche d'argile vert-brun contenant des traces de matière organique (Figure 122). Nous échantillonnons donc un sac de sable de ~ 2 kg à 15 cm de profondeur (LOWP4), et de même dans la rivière Duke pour déterminer l'héritage (on appelle

cet échantillon le blanc) (LOWP5). On corrige alors l'âge calculé pour la surface de l'âge calculé pour les échantillons provenant de la rivière active.



Figure 123 : Echantillons prélevés sur le site Koidern Creek. Les marqueurs blancs indiquent les échantillons de ^{10}Be , les marqueurs rouges les échantillons de ^{14}C .



Figure 124 : Exemple d'une tranchée d'échantillonnage au site DEN2. Sous une couche de sol de ~ 30 cm, on trouve une couche de sable de ~ 30 cm avant d'atteindre le permafrost.

Sur le site **Koidern Creek**, dans le cône alluvial, une morphologie en forme de barres est observée. Le site d'échantillonnage choisi est situé dans le toit de la faille, sur le haut de la barre la plus haute rencontrée, dans le but de limiter au maximum l'impact de l'érosion (celle-ci est potentiellement la mieux préservée). On retrouve sous une couche de 20 – 30 cm de sol un sable à grains roulés contenant de la matière organique, sur une épaisseur de 30 – 40 cm avant d'atteindre le permafrost (Figure 124). On échantillonne ~ 2 kg de sable dans le cône alluvial (DEN1) et dans la rivière active (KOI1). Au niveau de la surface glaciaire au SE, on se place sur le haut du talus vertical dans la faille pour l'échantillonnage (DEN2) (Figure 123).

16.2.2.c. En pratique : échantillonnage sur la faille de Totschunda

Sur la faille de Totschunda, deux sites sont échantillonnés pour dater les surfaces glaciaires et alluviales : Ramshole Creek et Washe Creek.

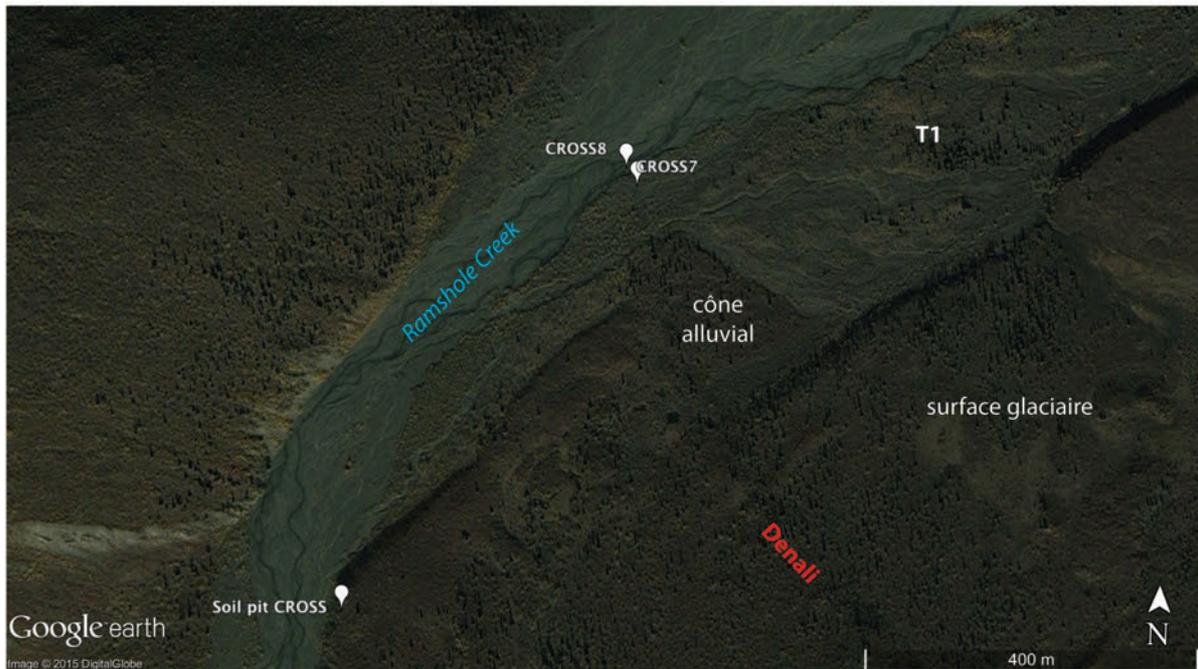


Figure 125 : Echantillons prélevés sur le site Ramshole Creek.



Figure 126 : Photographie de la tranchée réalisé sur la surface glaciaire S1 au niveau de Ramshole Creek.

Sur **Ramshole Creek**, on mesure le décalage du talus entre la terrasse T₁ et la surface glaciaire : l'âge du talus est donc compris entre l'âge de T₁ et l'âge de la surface glaciaire. Pour dater la surface glaciaire, nous réalisons un profil dans le talus entre la surface glaciaire et T₁, là où il semble préservé de l'érosion (soil pit CROSS) (Figure 125). Le profil, profond de 1.8 m, met en évidence des blocs anguleux centimétriques à décimétriques, dans une matrice de sol mélangé à du sable (Figure 126). Les 30 premiers centimètres sont constitués de sol. Les blocs anguleux confirment l'origine glaciaire de cette surface. Ces blocs sont majoritairement gris avec de fins minéraux à éclat brillant : nous les identifions comme des quartzites. Quelques morceaux de granites sont également trouvés. Nous collectons des clastes centimétriques taillés dans ces blocs (une cinquantaine par niveau quand cela est possible) à 1.9 m, 1.7 m, 1.5 m, 1 m, 0.5 et 0.3 m. Ici, les reliefs des montagnes Nutzotin sont proches : on mesure

le masque (15°) pour corriger la mesure de concentration en ¹⁰Be de cet écrantage.

Pour dater la terrasse T_1 , le talus n'est pas suffisamment haut pour réaliser un profil, et l'excavation d'un profil au milieu de la terrasse nécessite un équipement adapté. Nous réalisons alors un amalgame de surface (~ 50 échantillons) sur la terrasse alluviale sur des galets décimétriques dans lesquels nous taillons des clastes centimétriques (CROSS7) (Figure 125). L'amalgame est réalisé sur une petite partie de la terrasse et est donc assez localisé. Nous observons plusieurs lithologies :

- des quartzites, contenant des minéraux globuleux non identifiés de couleur verte,
- des granites.

Pour corriger de l'héritage, nous réalisons un amalgame similaire dans la terrasse T_0 (lit actif de Ramshole Creek) (CROSS8).



Figure 127 : Echantillons prélevés sur le site Washe Creek.



Figure 128 : Photographie du site d'échantillonnage sur la moraine S1 dans la vallée de Washe Creek (CHISA11).

Au niveau de la vallée glaciaire de **Washe Creek**, on cherche à mesurer l'âge des surfaces glaciaires S_1 et S_2 . Dans la vallée, on observe une moraine que nous supposons contemporaine à la glaciation ayant formée la vallée glaciaire. Nous collectons un amalgame de surface sur cette moraine, constitué de ~ 50 clastes taillés dans des blocs anguleux décimétriques (CHISA11) (Figure 127). Les blocs observés sont de même nature que ceux de Ramshole Creek : quartzites grises et granites (Figure 128). Pour corriger de

l'héritage, nous effectuons un blanc dans la rivière s'écoulant dans la vallée de Washe Creek (CHISA13), et également dans la glacier de Chisana (l'héritage pour la surface glaciaire étant potentiellement différent de l'accumulation observé aujourd'hui dans un système fluvial) (CHISA12).



Figure 129 : Photographie de la tranchée réalisée sur la surface glaciaire S2 au niveau de Washe Creek.

Enfin, nous estimons un décalage minimum pour la surface glaciaire S₂, nous cherchons donc à dater cette surface. Nous réalisons un échantillonnage rapide de deux amalgames de surface (CHISA10 et CHISA9) pour répondre à des contraintes météorologiques, ainsi qu'un profil dans le talus de la surface glaciaire, au niveau du fossé marquant la faille de Totschunda (soil pit CHISA) (Figure 129). Le profil est réalisé sur une partie haute du talus, loin des drainages actifs. Sous 25 cm de sol, nous trouvons un niveau riche en racines et poreux jusqu'à 1 m, puis des clastes anguleux de quartzites et granites dans une matrice sableuse très fine (la quantité de clastes diminuant avec la profondeur). Nous collectons pour chaque niveau des amalgames et des sacs de sable, à 0.25 m, 0.5 m, 0.75 m, 1 m, 1.5 m, 2 m et 2.5 m.

16.2.3. PREPARATION DES ECHANTILLONS

Pour l'analyse de la concentration en ¹⁰Be au spectromètre de masse, les échantillons doivent être soigneusement préparés. La préparation chimique des échantillons a fait l'objet d'un séjour de 1 mois au Cerege (Aix-en-Provence) au cours de l'automne 2014 en collaboration avec Regis Braucher (33 échantillons).

Une partie des échantillons est tout d'abord broyée et tamisée à une fraction de 0.25 – 1 mm au laboratoire de Géosciences Montpellier, en partie par le technicien en charge du service (Cyprien Astoury) et en partie par moi-même.

On sépare ensuite magnétiquement à l'aide du Frantz. Cet appareil est composé d'une table vibrante scindée en 2, encastrée dans un électro-aimant. L'intensité du champ magnétique est réglable, et on peut donc trier les minéraux selon leur susceptibilité magnétique. La susceptibilité magnétique de la roche étant très importante, j'adapte le protocole expérimental pour les séparations magnétiques, ajoutent le reste des échantillons non broyés et réalise une lame mince dans les échantillons pour déterminer leur composition minéralogique (voir description ci-après). Cette étape permet seulement d'extraire quelques grammes de quartz pour une grande partie des échantillons, bien en-dessous des ~ 40 g habituellement utilisés.



Figure 130 : Photographie d'illustration de l'étape de dissolution des minéraux (autres que le quartz) au HF.

Puis les échantillons sont décarbonatés à l'acide chlorhydrique (HCl) et les autres minéraux (principalement feldspaths) sont éliminés par attaques acides à l'acide hexafluorosilicique (H_2SiF_6) et fluorhydrique (HF) (Figure 130). Le ^{10}Be atmosphérique est ensuite éliminé : 10 % de la matière totale est dissoute à chaque lavage au HF, et trois lavages sont nécessaires. Un entraîneur est ajouté : le 9Be , qui permet de mesurer une quantité pondérale et de fixer le rapport $^{10}Be/{}^9Be$ mesuré au spectromètre de masse. Enfin, l'échantillon est dissout et précipité pour éliminer les éléments

traces restants. Sur résines échangeuses d'ions, les cations métalliques et anions sont éliminés (Fe, Mn, Al, B). De part la nature des échantillons, cette étape a du être répétée plus de fois que le protocole classique (avec l'aide de Régis Braucher).



Figure 131 : Spectromètre de masse ASTER (Cerege). Sur cette photo, on voit la colonne d'injection (à gauche) et l'accélérateur (au centre). La colonne d'analyse est absente de la photographie.

Le précipité final est analysé au Cerege à l'aide du spectromètre de masse par accélérateur de 5 millions de volts (ASTER) (Figure 131). Le précipité est placé dans un carrousel, est pulvérisé sous forme d'ions, passe dans l'accélérateur puis dans l'aimant d'analyse (qui permet de séparer les ions : les éléments vont prendre une trajectoire différente

selon leur masse au passage de l'aimant d'analyse) et la concentration en $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ est mesurée (comptée sous forme de coups, ie impulsions électriques).

16.2.4. NATURE DES ECHANTILLONS

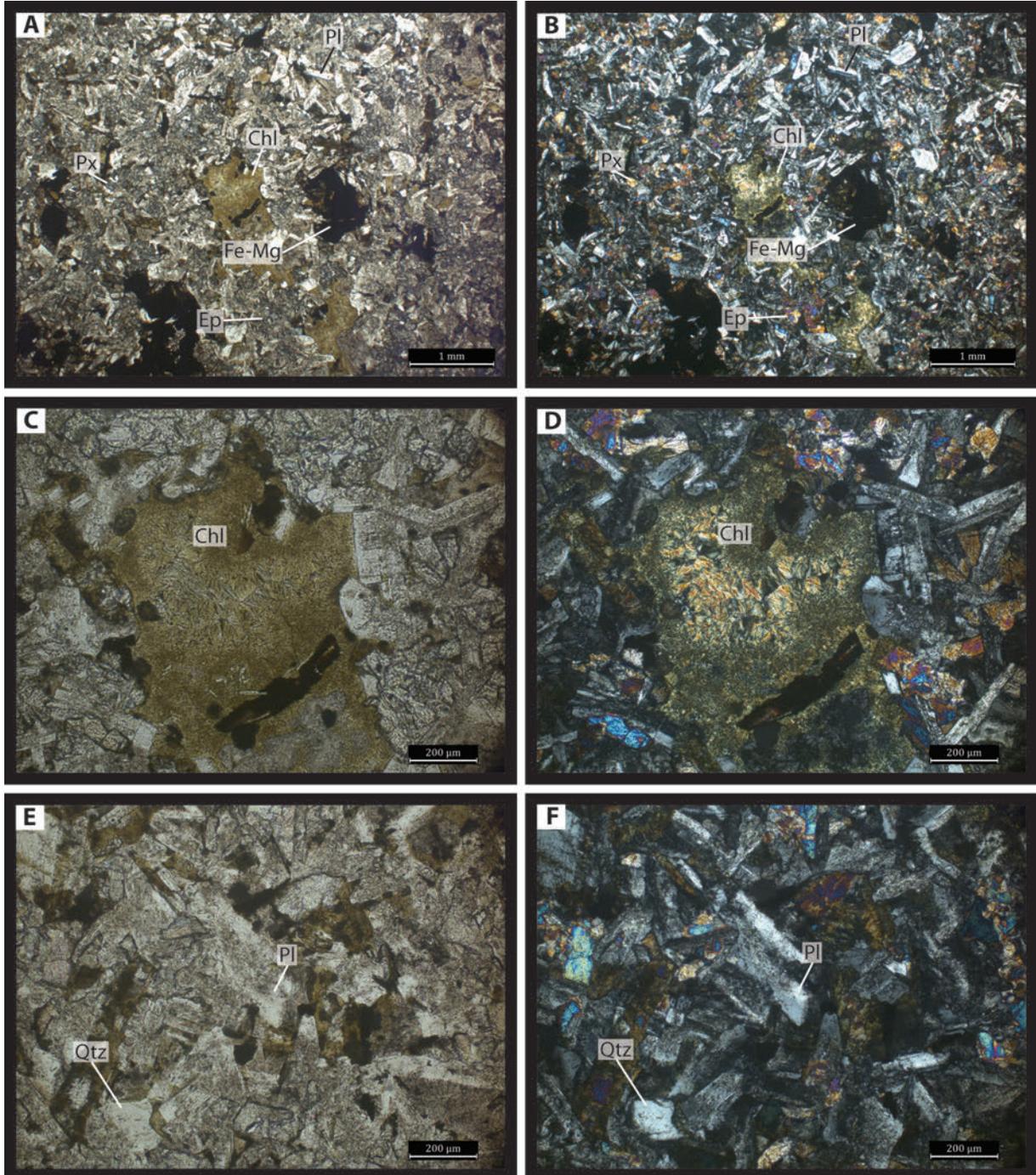


Figure 132 : Lame mince couverte de l'échantillon CHISA_A observée au microscope optique en lumière naturelle (A, C, E) et en lumière polarisée (B, D, F).

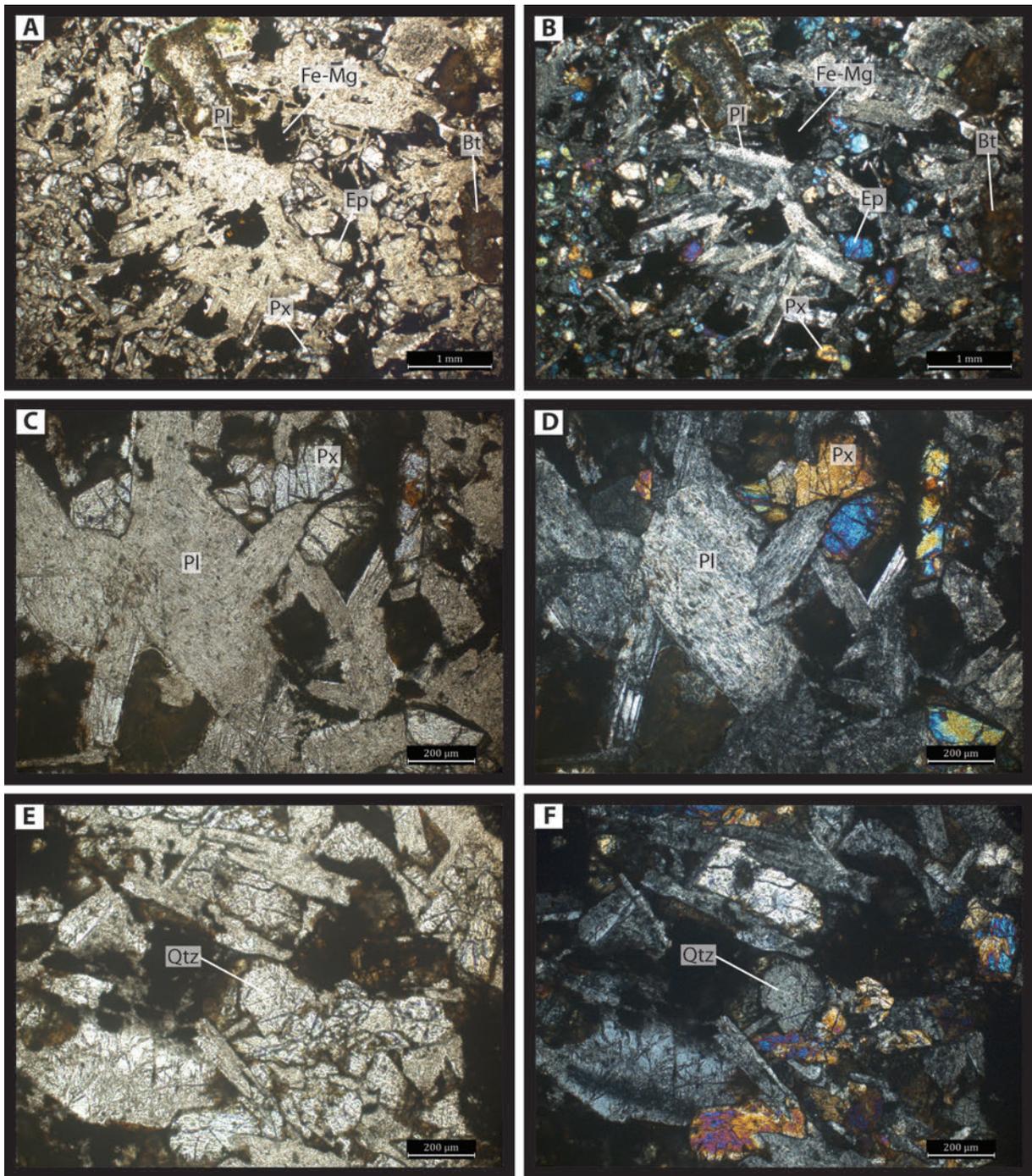


Figure 133 : Lame mince couverte de l'échantillon CHISA_B observée au microscope optique en lumière naturelle (A, C, E) et en lumière polarisée (B, D, F).

La plupart des échantillons collectés sur Totschunda étaient des roches gris foncé que nous avons identifiées sur le terrain comme des quartzites. Le fort magnétisme des roches révélé par la séparation magnétique m'a amenée à identifier de façon précise la nature des échantillons pour adapter les datations. Des lames minces couvertes ont été réalisées dans deux échantillons (CHISA_A et CHISA_B) et la composition de ceux-ci est décrite (communication personnelle Alain Chauvet, Céline Baudouin, Fleurice Parat, 2015). Les descriptions ci-après restent limitées et je ne présente pas une analyse détaillée de la pétrologie de ces roches, le but étant d'identifier des minéraux qui permettraient de dater les échantillons collectés.

Sur l'échantillon CHISA_A (Figure 132), on observe une roche à texture grenue, contenant beaucoup de plagioclases et quelques porphyroclastes de feldspaths, de l'épidote et des pyroxènes en grandes quantités et également quelques minéraux de chlorite et de quartz (AB et EF). On observe également une quantité importante de minéraux ferromagnésiens, les minéraux fortement attirés lors de la séparation magnétique au Frantz. Les minéraux sont altérés comme le montre la chlorite de la figure CD.

L'échantillon CHISA_B (Figure 133) présente une composition minéralogique similaire, mais une altération plus importante comme le montrent les plagioclases difficilement reconnaissables. On observe également des micas très altérés, et des minéraux ferromagnésiens en plus grande quantité.

Ces échantillons sont donc des roches magmatiques (probablement microdiorites) qui ont subi un épisode métamorphique de basse température (< 500 °C) d'après la présence de chlorite et d'épidote.

La faible quantité de quartz observée au microscope correspond bien aux produits des préparations chimiques, et l'échantillonnage se révèle non adapté à des datations à l'aide du ^{10}Be .

16.2.5. VALIDITE DES RESULTATS

Les résultats des analyses au spectromètre sont présentés Annexe 6. Je discute ici leur validité. Lors de la mesure au spectromètre, un « blanc » machine est mesuré (rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ sans échantillon). Ici, il est de l'ordre de 10^{-16} , par la mesure de 3 coups. De nombreux échantillons sont supérieurs au blanc machine d'un seul ordre de grandeur : l'incertitude associée à ces mesures est donc importante, à la limite de la résolution du spectromètre.

16.2.5.a. Faille de Denali : site Koidern

Au niveau du site Koidern, on mesure l'âge :

- du cône alluvial (DEN1) : $26\,972 \pm 3\,290$ ans,
- de l'héritage (KOI1) : $16\,100 \pm 2395$ ans,
- et de la surface glaciaire (DEN2) : $10\,373 \pm 1759$ ans.

Si on corrige l'âge du cône alluvial de l'héritage potentiel, on obtient alors un âge d'exposition de $\sim 10\,000$ ans. Or, ces résultats ne sont pas du tout cohérents avec notre analyse géomorphologique : le cône alluvial se dépose sur la surface glaciaire affectée par la faille, il lui est donc postérieur et non contemporain.

16.2.5.b. Faille de Denali : site Low Pine

Nous mesurons l'âge d'abandon de la surface glaciaire, et l'héritage dans la rivière Duke. On obtient respectivement un âge de $3\,540 \pm 462$ ans (LOWP4) et $3\,076 \pm 480$ ans (LOWP5). Les âges sont clairement irréalistes car bien trop jeunes et presque contemporains.

16.2.5.c. Faille de Totschunda : site Ramshole

L'âge d'abandon de T_1 est mesuré grâce à un amalgame de surface et l'âge de la surface glaciaire par un profil. Au niveau de T_1 , on obtient $36\,771 \pm 6\,843$ ans (CROSS7) et un héritage de $21\,364 \pm 10\,685$ ans (CROSS 8). Ces mesures sont trop peu robustes, notamment CROSS 8 dont la concentration est mesurée avec 4 coups (contre 3 coups pour le blanc machine).

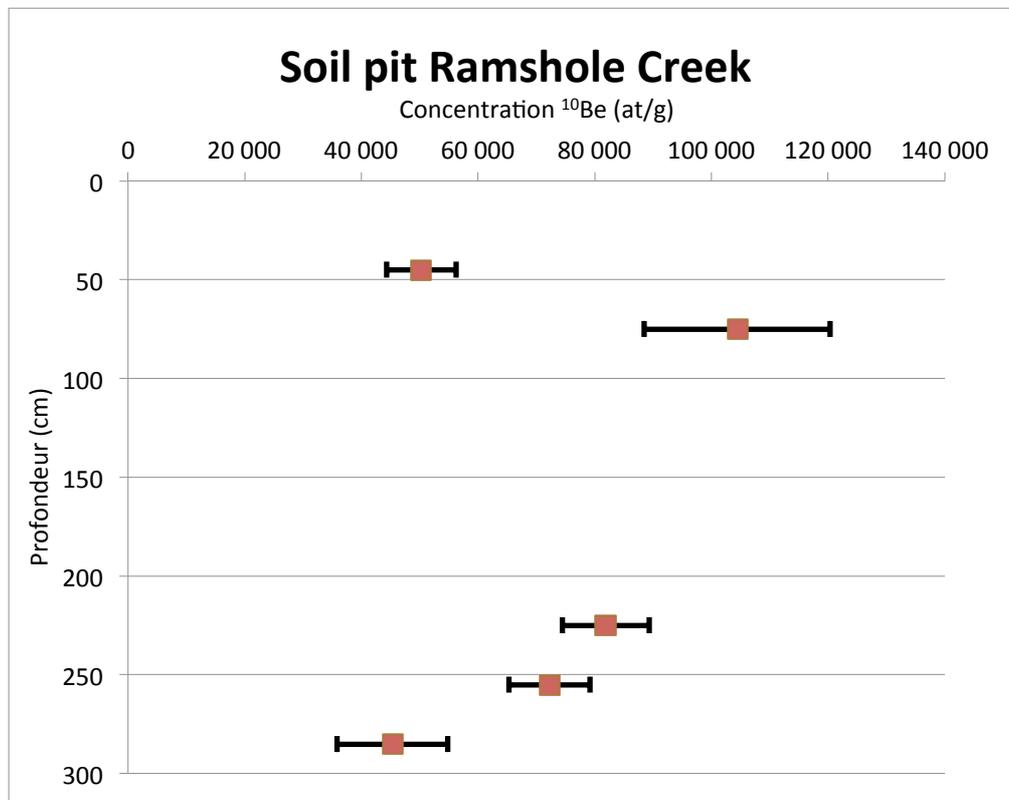


Figure 134 : Profil de concentration du ^{10}Be en fonction de la profondeur dans la surface glaciaire de Ramshole Creek.

En ce qui concerne le profil, la décroissance exponentielle attendue n'est pas retrouvée et il est impossible d'extraire un âge pour la surface glaciaire (Figure 134).

16.2.5.d. Totschunda : site Washe

Une tranchée a également été réalisée dans la surface glaciaire, et tout comme celle de Ramshole, on ne peut l'interpréter en terme d'âges (Figure 135).

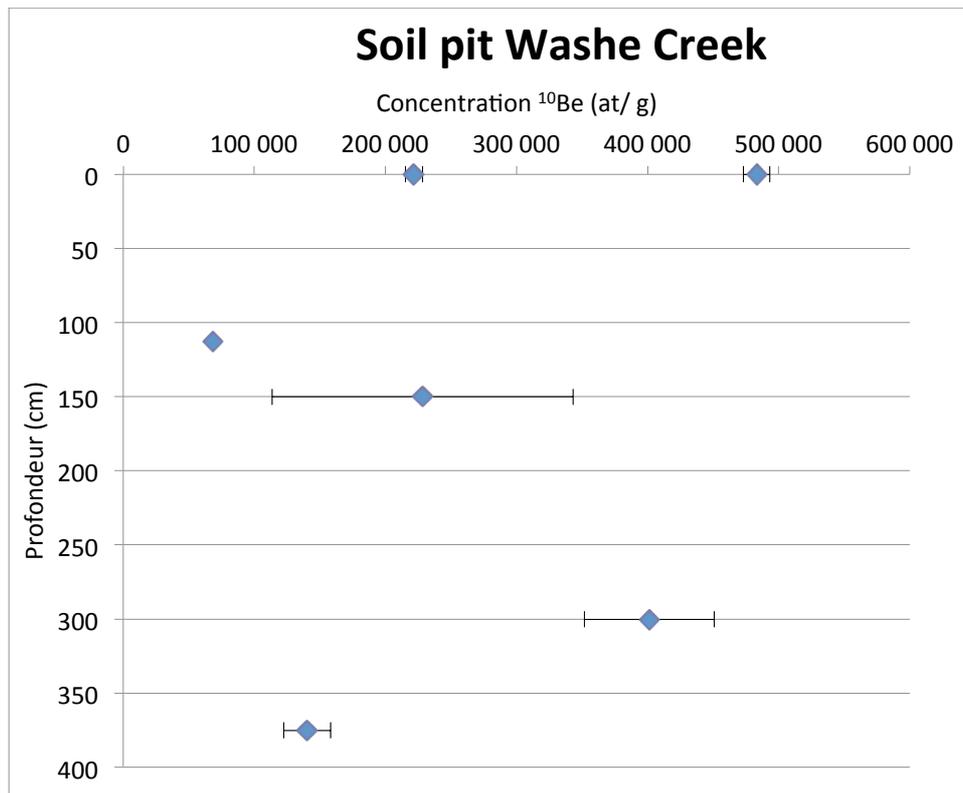


Figure 135 : Profil de concentration du ¹⁰Be en fonction de la profondeur dans la surface glaciaire de Washe Creek.

Les amalgames de surface collectés sur la même surface glaciaire sont relativement cohérents : $39\,450 \pm 3\,460$ ans (CHISA9) et $47\,250 \pm 3\,888$ ans (CHISA10). Sans mesure de l'héritage et de l'érosion ces âges sont malheureusement inexploitable, et la seule potentielle mesure d'héritage dont nous disposons dans le glacier Chisana donne un âge de $2\,827 \pm 713$ ans. Enfin, la moraine dans la vallée de Washe Creek (CHISA11) n'a pu être mesurée faute de quantité suffisante de quartz extraite de l'amalgame collecté.

Les incertitudes représentent uniquement la variabilité de la mesure au spectromètre. Elles sont donc clairement inférieures à l'incertitude réelle attendue, prenant en compte l'échantillonnage, l'héritage etc, comme le montre la grande variabilité des profils pour les deux tranchées.

Un travail de recherche bibliographique aurait été nécessaire pour corriger notamment l'érosion pour les amalgames de surface. Un calcul précis de la densité du matériau devait également être réalisé, à partir de reconstruction 3D d'un échantillon prélevé dans la tranchée (mesure du volume à partir de photogrammétrie et du poids en laboratoire). Cependant, les mesures étant peu robustes et inexploitable, le traitement des données a été stoppé prématurément.

Ces âges ¹⁰Be mesurés sont peu exploitables pour plusieurs raisons :

- sur la faille de Totschunda : les échantillons collectés sont des roches magmatiques basiques, et le quartz est en quantité insuffisante pour avoir des mesures fiables,

- sur la faille de Denali, l'âge anormalement jeune de la surface glaciaire à Low Pine montre que des sédiments récents sont datés en sub-surface : on peut penser que la surface a été recouverte de sédiments récents, ou encore que des phénomènes de cryoturbation (rappelons que le permafrost était à 60 cm de profondeur en Septembre) remobilisent fortement les sédiments en sub-surface. En ce qui concerne le site Koidern Creek, l'estimation de l'héritage par un blanc dans la rivière est peut-être trop approximative, et les phénomènes d'érosion très difficiles à estimer sans profils sont peut-être responsables de biais dans les mesures.

Sur la faille de Denali, des échantillons de matière organiques ont été collectés dans les tranchées : nous réalisons donc des datations au ^{14}C . Sur la faille de Totschunda, nous avons observé que les échantillons prélevés contiennent des pyroxènes. Nous employons alors la méthode de datation ^3He pour essayer d'obtenir des datations robustes.

16.3. DATATIONS AU ^{14}C

16.3.1. THEORIE

Le ^{14}C est l'isotope radioactif du carbone, présent dans l'atmosphère. C'est un isotope cosmogénique instable issu de l'interaction des rayons cosmiques avec les atomes d'azote. De leur vivant, les organismes l'assimilent, et les échanges de carbone avec l'atmosphère cessent à la mort de l'organisme. La quantité de ^{14}C dans l'organisme décroît alors selon les lois de désintégration radioactive. Le ratio $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ (qui est l'isotope stable) est alors comparé avec celui de l'atmosphère pour déterminer l'âge de la mort de l'organisme (appelé « âge radiocarbone » par la suite). Il est nécessaire de convertir l'âge radiocarbone en âge calendaire, le taux de ^{14}C atmosphérique n'étant pas constant dans l'atmosphère. Pour cela, des courbes de calibration (qui fournissent les quantités de ^{14}C au cours du temps) basées sur des mesures de dendrochronologie (jusqu'à 13 900 ans BP) et dans des carottes de glace permettent de calibrer l'âge de l'échantillon en années calendaires, exprimé en âge BP (Before Present, où l'âge 0 est en 1950 et les âges positifs < 1950) ou AD (Anno Domini, l'âge 0 est en l'an 0 et les âges positifs > 0).

16.3.2. ÉCHANTILLONNAGE ET DATATION

La datation au ^{14}C nous permet de dater la période de dépôt de la surface. Nous collectons des morceaux de matière organique présents dans le sable des différentes surfaces sur la faille de Denali. On retrouve en effet des mousses, des feuilles ou des morceaux de branches dans les tranchées de Koidern Creek au niveau du cône alluvial (DEN1) et de la surface glaciaire (DEN2) (Figure 136).



Figure 136 : Echantillon de matière organique collecté dans la tranchée DEN2. Des morceaux de matière organique sont retrouvés dans la matrice de sable fluvio-glaciaire. Ici, un morceau de branche emprisonné dans le permafrost.

Nous sélectionnons des échantillons dans les niveaux qui semblent isolés du sol actuel (pour éviter de collecter des racines vivantes) et isolés de tout phénomène de bioturbation. Certains échantillons sont collectés dans le permafrost. Trois échantillons différents sont datés dans chaque tranchée, et nous datons 2 tranchées dans le cône alluvial et une dans la surface glaciaire.

Les échantillons sont envoyés au laboratoire de Poznan (Pologne) qui mesure l'âge ^{14}C à l'aide d'un spectromètre de masse. Nous convertissons alors les âges radiocarbone fournis par le laboratoire en âges calendaires à l'aide du logiciel OxCAL fourni par l'université

d'Oxford. On utilise la courbe de calibration la plus récente IntCAL13 (Reimer et al., 2013). Le programme nous permet alors de convoluer la distribution des âges radiocarbone avec la courbe de calibration, déterminant l'âge calibré. La fonction de probabilité de densité utilisée ici est égale à 2σ ou moins. Le calcul est amélioré avec des échantillons du même horizon (pour lesquels une analyse probabiliste est réalisée).

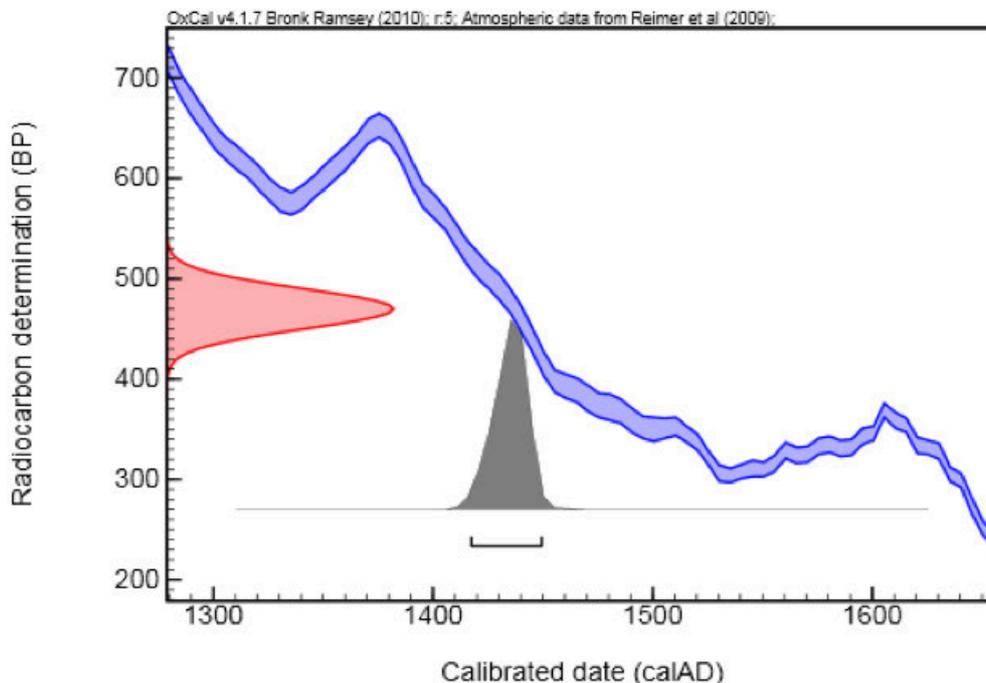


Figure 137 : Exemple d'un âge calibré à l'aide du logiciel OxCAL. La courbe bleue représente la courbe de calibration, la distribution grise l'intervalle 2σ possible en âge calibré, et la rouge en âge radiocarbone.

Tableau 7 : Echantillons de matière organique datés au ^{14}C , exprimés en âges ^{14}C et en âges calibrés.

Sample name	Lab. no.	Age ^{14}C	Date cal.	Remark
M01a	Poz-66642	Modern	Modern	112.02 ± 0.35 pMC
M04b	Poz-66643	1205 ± 30 BP	710-895 AD (94,4%)	
M05	Poz-66644	1250 ± 70 BP	650-900 AD (92%)	0.15mgC
M032	Poz-66645	250 ± 30 BP	1520-1800 AD (91,4%)	distribution complexe
M033	Poz-66647	150 ± 30 BP	1670-1910 AD (77,7%)	distribution complexe
M034	Poz-66648	520 ± 80 BP	1280-1520 AD (93%)	0.12mgC
M021	Poz-66649	1010 ± 30 BP	970-1150 AD (95,4%)	
M025	Poz-66650	1150 ± 30 BP	775-970 AD (95,4%)	
M026	Poz-66651	1140 ± 60 BP	765-1020 AD (93,7%)	0.3mgC

16.3.3. VALIDITE DES RESULTATS

Les échantillons MO1,4,5 et MO32,33,34 proviennent de deux tranchées dans le cône alluvial. Les âges sont cohérents au sein de la même tranchée avec une variabilité inférieure à 700 ans (650 – 900 ans pour la tranchée MO1,4,5 ; 1280 – 1910 pour la tranchée MO32,33,34). Cependant, ces deux tranchées sont situées dans le même marqueur géomorphologique et les âges moyens pour chaque tranchée sont différents d'environ 1 000 ans. De plus, les échantillons M021,25,26 proviennent de la surface glaciaire, et donnent un âge très récent, plus jeunes que certains échantillons issus du cône alluvial. Les âges estimés sont donc clairement irréalistes, car la mise en place du cône est postérieure au dépôt de la surface glaciaire.

Quelles hypothèses permettent d'expliquer l'incohérence des âges obtenus ? Comme pour les mesures de ^{10}Be , les surfaces pourraient avoir été recouvertes de sédiments récents par des processus d'érosion et dépôts intenses dans cette zone arctique (lors de la débâcle suite au Petit Âge Glaciaire par exemple). De même, des phénomènes de cryoturbation remobilisent peut-être très fortement les sédiments en sub-surface (les échantillons ont été collectés à 60 cm maximum de profondeur). La méthode de datation s'avère inadaptée à notre contexte.

16.4. DATATIONS A L' ^3He

16.4.1. THEORIE

L' ^3He cosmogénique est produit dans l'atmosphère par spallation des atomes en interaction avec les rayons cosmiques, exactement comme le ^{10}Be . À la différence du ^{10}Be

cependant, l' ^3He est mesuré dans les olivines, les pyroxènes et les oxydes de fer (Blard et al., 2005; Kober et al., 2005; Licciardi et al., 1999; Schäfer et al., 1999), avec des taux de production similaires entre les olivines et les pyroxènes (Ackert et al., 2003). De plus, des travaux récents indiquent que moins le minéral est altéré, meilleures sont les mesures (Poujol, 2014).

L'Hélium possède deux isotopes stables : l' ^4He et ^3He dont le rapport est constant dans l'atmosphère. Dans les minéraux, l' ^4He est issu de deux sources : magmatique et radiogénique (issu de la désintégration de U, Th et Sm des minéraux). L' ^3He a une source magmatique et cosmogénique (par spallation sur O, Si, Mg, Fe et Ca) (Medynksi, 2013). Lors de la mesure de concentration, on obtient la quantité d' ^3He totale, qu'il faut donc corriger de l' $^3\text{He}_{\text{magmatique}}$. Une technique de correction des isochrones a été développée par Blard and Pik (2008). Lors de sa mise en place, un diagramme d'isochrones entre les valeurs $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{total}}$ et $1/^4\text{He}_{\text{total}}$ est tracé. Le rapport magmatique $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{mag}}$ doit alors être connu. Or, l' $^4\text{He}_{\text{total}}$ est mesuré, sans distinction entre l' $^4\text{He}_{\text{radiogénique}}$ et $^4\text{He}_{\text{magmatique}}$. Pour corriger l' $^4\text{He}_{\text{radiogénique}}$, l'âge de la coulée magmatique doit alors être déterminé (Blard and Farley, 2008).

16.4.2. ECHANTILLONNAGE ET DATATION

La datation à l'aide de l' ^3He se réalise sur les pyroxènes et olivines. Comme le montrent les Figure 132 et Figure 133, les amalgames réalisés sur la faille de Totschunda sont constitués de roches contenant des pyroxènes, peu altérés. On analyse alors les mêmes échantillons qu'en ^{10}Be sur la faille de Totschunda (terrasse T1 et surface glaciaire à Ramshole Creek et surface glaciaire et vallée glaciaire à Washe Creek) (19 échantillons, même noms que pour le ^{10}Be).

Il est nécessaire de purifier au maximum les échantillons : ce travail a été réalisé par Laurent Bourillon dans le cadre de son stage de Master 2. La purification est effectuée à Géosciences Montpellier et les datations au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, en collaboration avec Pierre-Henri Blard. La purification de l'échantillon se compose de deux étapes : après broyage et tamisage de l'amalgame (fraction 0.1 – 0.5 mm), une séparation magnétique est réalisée au Frantz pour extraire les minéraux ferromagnésiens. Puis les olivines et pyroxènes sont isolés du reste des minéraux à l'aide de liqueurs denses (densité 2.9). Une quantité de 50 – 100 g est nécessaire.

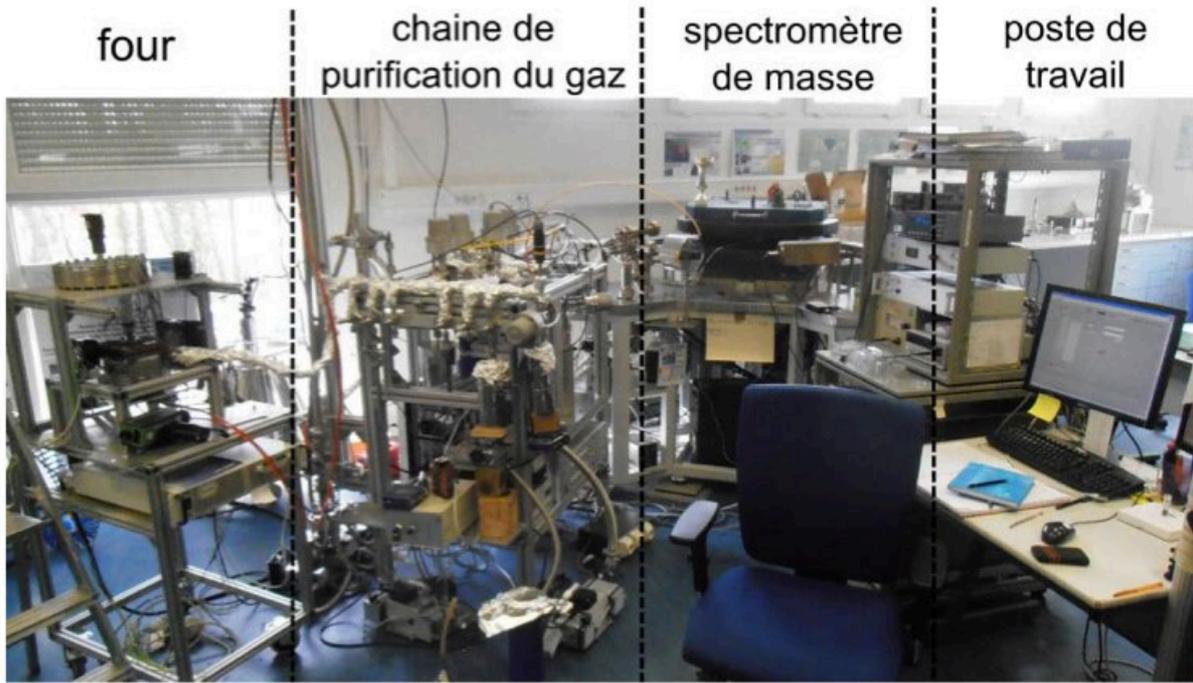


Figure 138 : Photographie de la chaîne de traitement du CRPG permettant l'analyse au spectromètre de masse de la concentration en ^4He et ^3He (photographie : Laurent Bourillon).

Au CRPG, l' $^3\text{He}_{\text{magmatique}}$ est tout d'abord extrait par broyage mécanique sous vide. Le gaz extrait est ensuite purifié dans une ligne d'extraction et mesuré dans le spectromètre de masse où le rapport isotopique $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{magmatique}}$ est mesuré. L'Hélium est ensuite extrait par fusion sous vide. Pour cela, les échantillons sont installés dans des capsules de cuivre à l'intérieur d'un carrousel. Ils tombent un par un dans un four à haute température : 1 400 °C, correspondant à la diffusivité de l'Hélium (Trull and Kurz, 1993). Le gaz extrait est ensuite purifié dans une ligne de purification à l'aide de pièges utilisant les phénomènes d'adsorption (piégeage des molécules d'une phase gazeuse sur la surface d'un solide). Enfin, le gaz purifié est injecté dans le spectromètre de masse : après ionisation, le nombre de coups de ^4He et ^3He est mesuré et leur quantité déterminée.

La concentration et l'âge d'exposition de l'échantillon sont calculés. L'abondance A en moles des échantillons est tout d'abord calculée selon l'équation suivante :

$$A_{\text{mesurée}} = (U \times S) / D, \quad (10)$$

avec U l'intensité du signal en volts, D le coefficient de dilution, S la sensibilité du spectromètre en A/Torr. L'abondance réelle est ensuite calculée en soustrayant la mesure du blanc machine et la concentration en moles en divisant par la masse de l'échantillon :

$$C = (A_{\text{mesurée}} - A_{\text{blanc}}) / m. \quad (11)$$

L'âge d'exposition devient donc :

$$t_{\text{expo}} = C_{\text{corr}} / P_{\text{He}}, \quad (12)$$

où C_{corr} est la concentration en ^3He corrigée de l'Hélium magmatique et P_{He} le taux de production en at/g/an.

16.4.3. VALIDITE DES RESULTATS

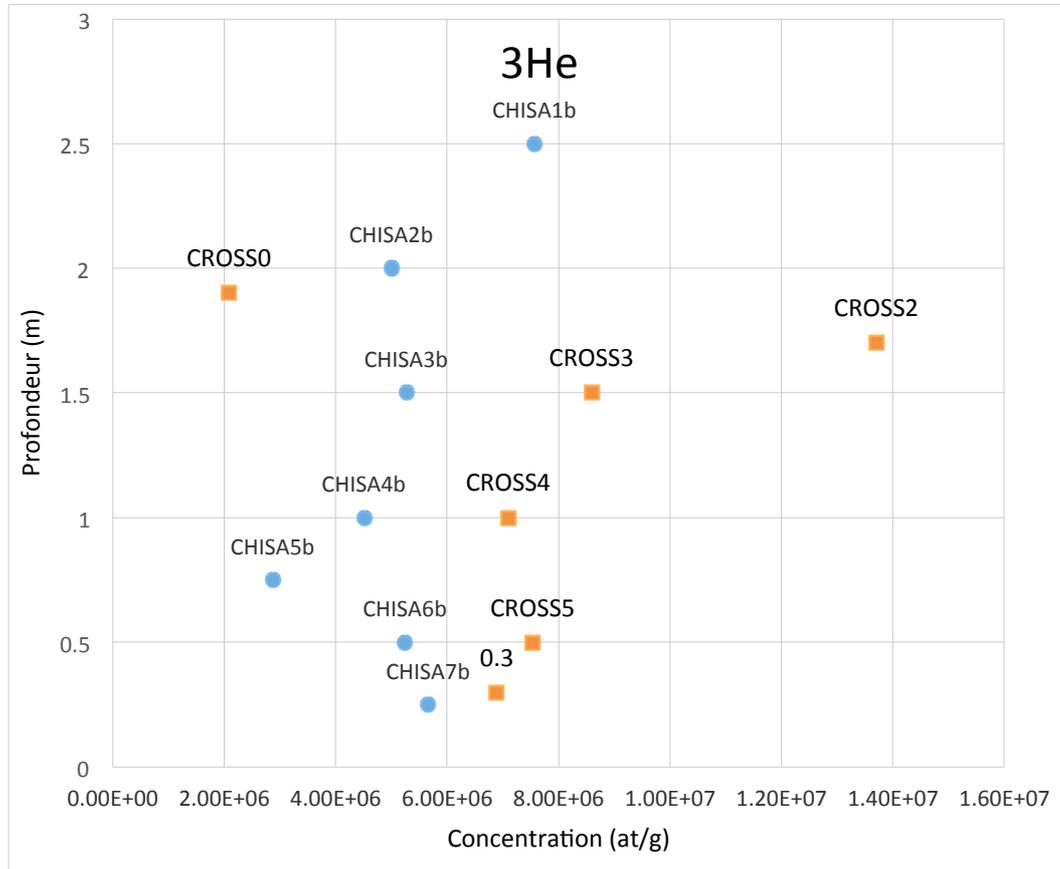


Figure 139 : Profil de concentration du ^3He en fonction de la profondeur dans la surface glaciaire de Washe Creek (en bleu) et Ramshole Creek (en orange).

Les résultats sont présentés dans le tableau en Annexe 6. Sur la Figure 139, les profils des tranchées de Ramshole (orange) et Washe Creek (bleu) mettent une nouvelle fois en évidence une incohérence entre les données. La décroissance exponentielle théorique attendue n'est pas du tout reproduite et les profils ne peuvent être utilisés pour calculer un âge d'exposition de la surface et l'héritage. L'hypothèse d'un remaniement récent des sédiments en sub-surface semble donc être confirmée avec les trois méthodes de datation.

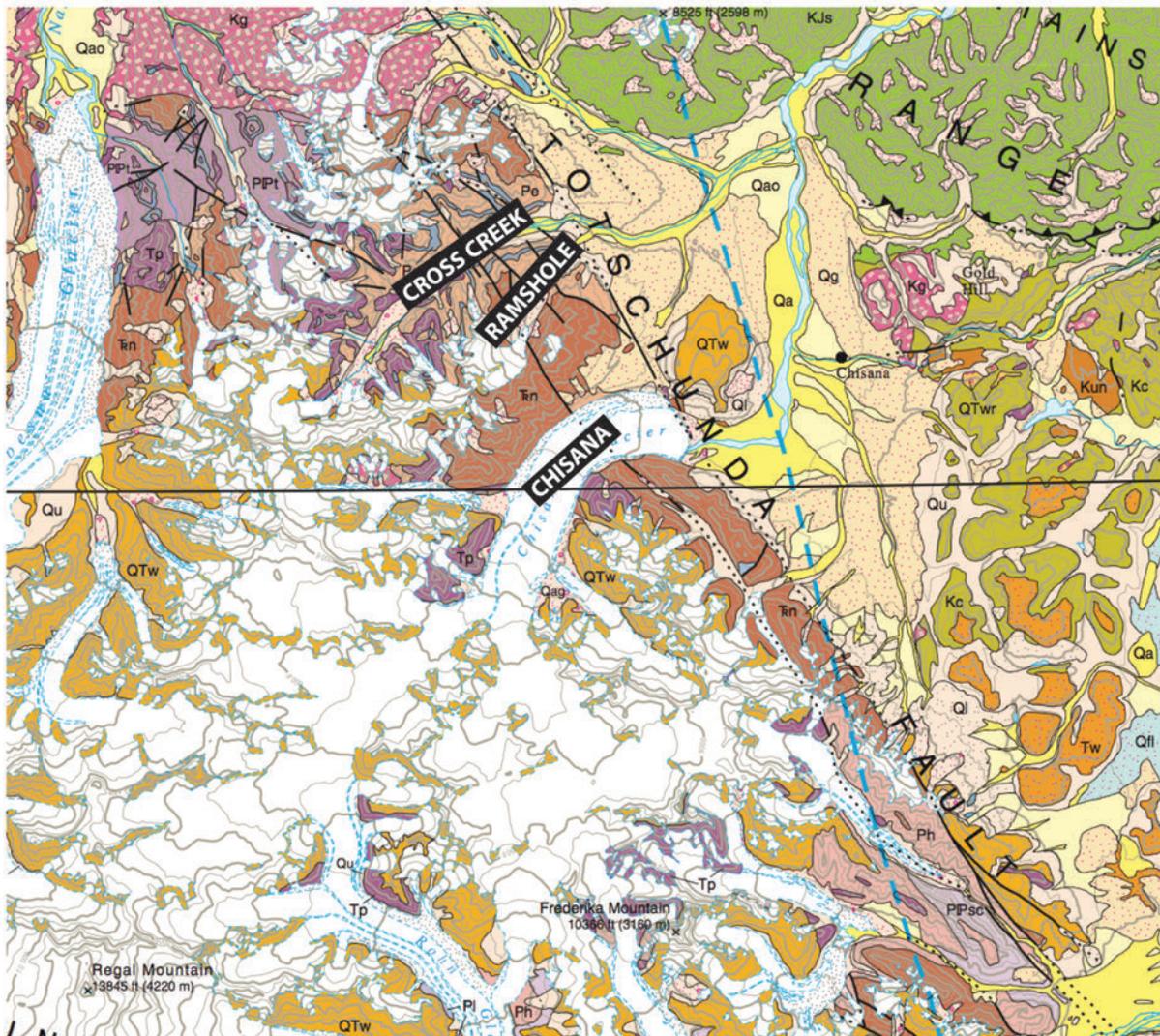


Figure 140 : Extrait de la carte géologique de la région des Wrangell – St Elias. Les bassins versants des rivières étudiées traversent deux formations : (1) Wrangellia Terrane, avec TrN = Nikolai Greenstone, Trias Moyen à Supérieur, Tp = Plutons, Tertiaire et Pe/Pel = Eagle Creek Formation, Permien Inférieur ; (2) Wrangell Volcanics, avec QTw = Lava flow and sedimentary rocks, Miocène – Pliocène.

Nous faisons face également à un autre problème : pour corriger du signal radiogénique, il est nécessaire de déterminer l'âge de la coulée de lave. Or, la stratégie initiale était de dater uniquement au ^{10}Be : les amalgames ont été entièrement broyés. D'après la Figure 140, le bassin versant de la rivière Ramshole est encaissé dans des formations d'âges différents, et il est alors impossible de déterminer l'âge de chaque coulée puisque les échantillons ont été mélangés.

Enfin, au niveau de Ramshole Creek, les datations ^3He donnent un âge de $48\,261 \pm 1\,135$ ans pour le dépôt de la terrasse T1 (CROSS7), et de $5\,978 \pm 471$ ans pour la terrasse active T0 (CROSS8). Malgré la correction manquante associée à l'Hélium radiogénique, on constate que cet âge est très largement supérieur au LGM (~ 12 000 ans).

Après plusieurs tentatives pour exploiter les échantillons collectés sur le terrain le long des failles de Totschunda et Denali, à la fin de ma thèse je n'arrive malheureusement pas à

déterminer des âges robustes sur les marqueurs de déformation. Par défaut, j'utilise alors des données existantes qui datent les événements glaciaires dans la région (LGM et retrait des glaciers) dans le but d'obtenir des vitesses de failles, moins bien contraintes en terme d'âge mais qui apportent une information robuste sur le glissement le long de ces failles.

RETOUR D'EXPERIENCE : COMMENT AMELIORER L'ECHANTILLONNAGE EN DOMAINE ARCTIQUE ?

J'analyse ici les causes des erreurs commises lors de l'échantillonnage et propose un protocole plus adapté à une zone située en domaine glaciaire et périglaciaire.

Causes

Nous avons constaté sur Denali et Totschunda que les sédiments échantillonnés en subsurface avaient probablement été fortement remobilisés. Des phénomènes de cryoturbation pourraient être à l'origine de cette forte remobilisation, d'autant que le permafrost est très proche de la surface. Les âges anormalement jeunes suggèrent également des dépôts très récents qui semblent recouvrir les grandes vallées glaciaires au niveau de la faille de Denali. Ces dépôts sont d'origine fluvio-glaciaire, et les phénomènes d'érosion/dépôt semblent non négligeables dans ces conditions climatiques.

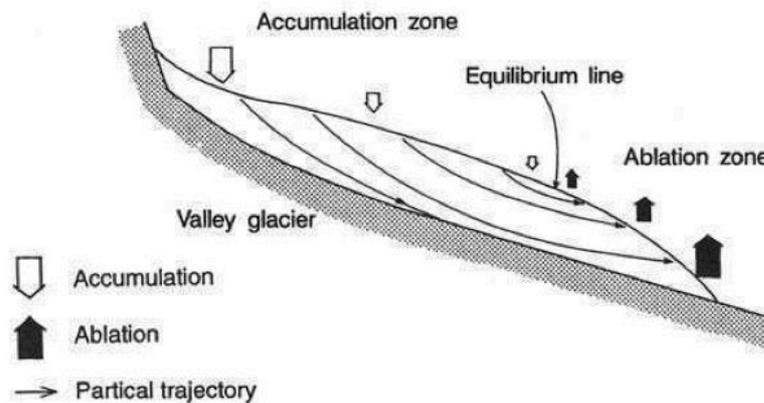


Figure 141 : Dessin schématique d'un glacier de vallée montrant la localisation des zones d'ablation, d'accumulation, et de la ligne d'équilibre (ELA) qui les sépare (Bennett and Glasser, 2009).

À des altitudes plus élevées, les changements climatiques peuvent avoir une forte influence sur les dépôts de surface. Armstrong et al. 1973 définissent un paramètre important en glaciologie la ELA (Equilibrium Line Altitude), qui correspond à la ligne d'équilibre entre les zones d'ablation et d'accumulation d'un glacier (Figure 141). Sa position est contrôlée par la température, l'altitude et la latitude. Différentes études locales ont mis en évidence un gradient de température de $\sim 100 \text{ m}^\circ\text{C}$, variable selon la pente de la vallée, l'altitude et la latitude. Schneider von Deimling et al. (2006) quantifie la différence de température entre le LGM et aujourd'hui : $- 5.8 \pm 1.4 \text{ }^\circ\text{C}$. Si j'applique ce gradient, j'obtiens un ordre de grandeur du déplacement de la ligne d'équilibre des glaciers d'environ 600 m.



Figure 142 : Image Google Earth montrant les altitudes respectives des glaciers actuels le long de Totschunda au niveau de Washe Creek, et l'altitude des vallées étudiées.

Ce calcul simple met en évidence que les glaciers présents aujourd'hui dans les petits cirques glaciaires sur les montagnes Nutzotin se trouvaient probablement au niveau de la vallée de Washe Creek au LGM, alimentant celle-ci (Figure 142). Or, nous avons réalisé un profil dans la surface glaciaire plus ancienne S2 à 1 450 m d'altitude, dans le talus d'une vallée qui devait être englacée au cours du dernier maximum glaciaire. D'après ce raisonnement, les échantillons collectés dans le but de dater l'abandon de S2 ont pu être déposés sur celle-ci au cours du dernier maximum glaciaire. Les amalgames de surface (CHISA9 et 10) ont été collectés près de ce talus également, et ont pu être déposés postérieurement à l'abandon de la surface glaciaire S2.

Nouveau protocole

Il est clair que le protocole d'échantillonnage classique doit être adapté dans un tel contexte climatique. Voici quelques étapes que j'estime importantes à mettre en place pour dater des marqueurs géomorphologiques récents dans des milieux arctiques montagneux :

- Une bonne préparation de la mission. Cette étape implique de regarder une carte géologique et d'étudier la lithologie traversée par le bassin versant des systèmes étudiés. Pour Ramshole Creek par exemple, cette observation nous aurait permis d'adapter l'échantillonnage en collectant toutes les lithologies observées et en les datant séparément. Une meilleure vision de l'histoire glaciaire récente (telle que les calculs simples de déplacement de ELA) permettrait également d'échantillonner correctement la surface visée en se plaçant loin de la zone d'influence des glaciers.

- Problème du permafrost. À cause des conséquences économiques des variations du permafrost, celui-ci est relativement bien étudié et consulter des cartes de niveau de permafrost, ou discuter avec les équipes de recherche locales permettrait d'avoir une idée sur l'impact de ce phénomène. Aussi, en cas de cryoturbation intense, il est inutile de collecter des échantillons (minéraux ou matière organique) proches de la surface. Il est nécessaire de mesurer correctement les concentrations en ^{10}Be d'origine muonique, et donc de réaliser un profil suffisamment profond. Des moyens matériels plus importants et coûteux sont à mettre en place (marteau-piqueur ? dynamite ?).
- Echantillonnage d'amalgame. Si des processus fluvio-glaciaires permettent de déposer des clastes sur la surface à dater, la réalisation d'un amalgame de 50 clastes moyenne le signal. Il faut collecter des clastes répartis sur toute la surface et les analyser un par un. Cette méthode, bien que beaucoup plus coûteuse, permettrait de distinguer différents pics d'âges et de résoudre la problématique des sources d'âges différents. Statistiquement, une tendance correspondant à l'âge de la surface se dégagerait peut-être du signal bruité. Je collecterais donc 15 – 20 clastes loin des drains actifs et des reliefs, à travers toute la surface.

16.5. AGES DES MARQUEURS DECALES

Les seules études nous permettant de contraindre des âges des surfaces glaciaires sont celles de Denton (1974), qui date l'âge du retrait des glaciers dans la vallée de Shakwak et de la rivière Duke à l'aide de mesures de ^{14}C (13.2.3) ; et de Matmon et al. (2010); Matmon et al. (2006) qui datent des moraines et surfaces glaciaires à l'aide du ^{10}Be .

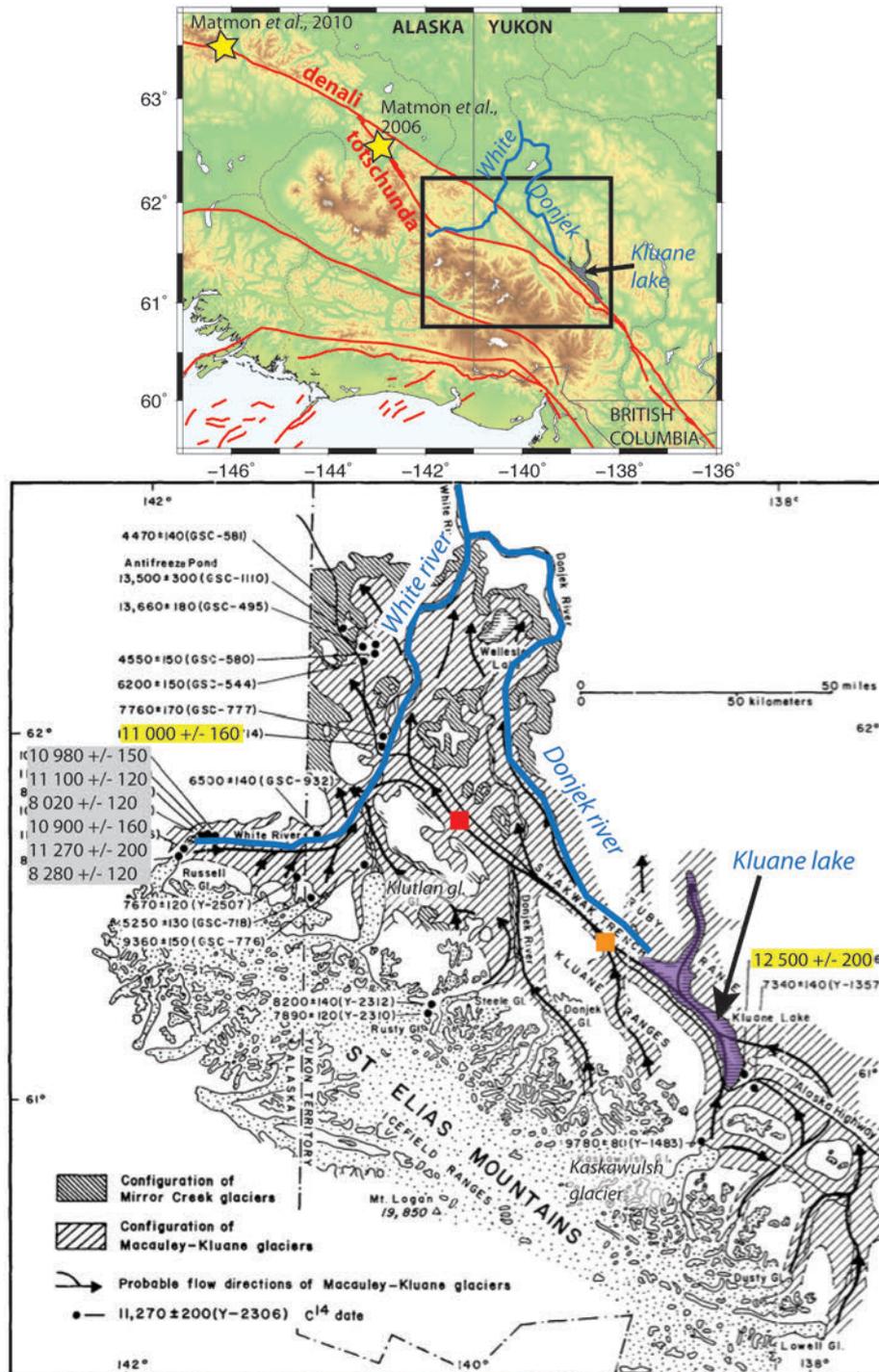


Figure 143 : Limites glaciaires des glaciers Mirror Creek et Macauley-Kluane dans la région des montagnes Saint Elias (Denton, 1974). Les lignes de flux des glaciers sont indiquées, et les points noirs représentent les datations ^{14}C . La carte du haut montre la localisation de la carte du bas. Le carré rouge montre la localisation du site Koidern Creek, et le carré orange le site Low Pine. Les âges surlignés en

jaunes sont ceux utilisés pour la vallée de Shakwak, et ceux soulignés en gris pour l'amont de la vallée de White.

16.5.1. FAILLE DE DENALI

Dans la vallée de Shakwak, traversée par la faille de Denali (Denali Sud), Denton (1974) date le début du retrait à $12\,500 \pm 200$ ans BP au niveau du lac de Kluane et $11\,000 \pm 160$ ans BP à l'intersection avec la rivière White (âges radiocarbone non calibrés). Les surfaces glaciaires commencent à enregistrer les mouvements tectoniques dès le retrait des glaciers et on estime que l'âge de retrait est une bonne contrainte temporelle de l'abandon des surfaces glaciaires. On calibre alors ces âges en utilisant OxCAL (voir section 16.3.1) et on obtient respectivement 14.7 ± 0.3 ka BP et 12.9 ± 0.2 ka BP pour le Sud et le Nord de la vallée. L'âge moyen est donc de 13.8 ± 0.9 ka BP. L'incertitude σ_T est donnée par l'équation :

$$\sigma_T = \sqrt{\left[\frac{1}{N} \sum_N (T^2 + \sigma_T^2) \right] - \bar{T}^2}, \quad (13)$$

avec N nombre de données et T les différents âges.

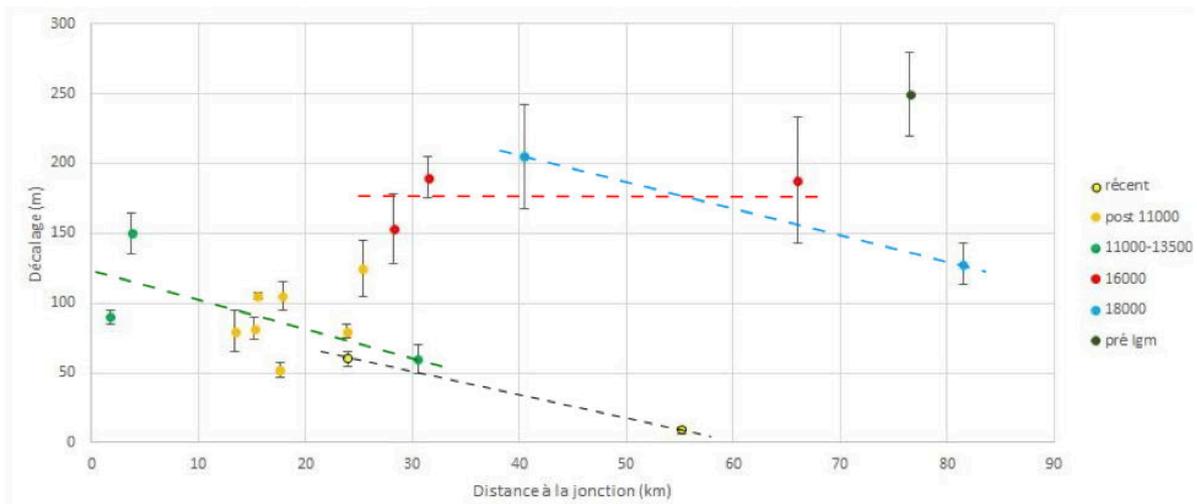


Figure 144 : Synthèse des décalages horizontaux mesurés en fonction de leur distance à la jonction Denali-Totschunda. Le code de couleur correspond aux estimations d'âges d'après Kaufman et al. (2011) (Laurent Bourillon).

Le segment Est de la faille de Denali a été étudié au cours du stage de Laurent Bourillon (Figure 144). Un travail plus poussé est nécessaire pour dater les marqueurs décalés, mais ces résultats préliminaires nous apportent une première estimation sur la vitesse de glissement dextre de Denali Est. Laurent a utilisé les datations de Kaufman et al. (2011) qui quantifient l'âge de retrait des glaciers et des moraines frontales successivement déposées. On observe deux groupes distincts : un décalage de $\sim 100 \pm 50$ m correspondant à des marqueurs âgés de 11 000 – 13 500 ans BP ; un groupe d'objets décalés de $\sim 170 \pm 30$ m correspondant à des marqueurs de 16 000 – 18 000 ans BP.

16.5.2. FAILLE DE TOTSCHUNDA

Au niveau de Washe Creek, on mesure le décalage de la vallée glaciaire. Cette vallée commence à enregistrer le décalage tectonique à partir de son incision, que l'on estime être contemporaine ou antérieure au dernier maximum glaciaire (LGM). Dans la région, Matmon et al. (2010) le datent à l'aide d'une moraine sur laquelle ils prélèvent différents échantillons. Nous moyennons et calculons l'incertitude de la même façon : 27.5 ± 0.3 ka BP, âge minimum pour ce marqueur.

Matmon et al. (2006) datent une moraine latérale le long de la faille de Totschunda, à 60 km au Nord de la vallée de Ramshole Creek, à l'aide du ^{10}Be . Cet âge nous donne une contrainte sur l'âge de la terrasse alluviale T_1 . Nous ne pouvons cependant pas déterminer si cet âge est maximum ou minimum : la moraine latérale a pu être abandonnée après le retrait du glacier ; mais la terrasse alluviale a pu être abandonnée après le retrait du glacier Ramshole. Les échantillons provenant de cette moraine fournissent un âge de 12.6 ± 1.6 ka BP. Cet âge sera utilisé comme contrainte pour l'abandon de la terrasse T_1 .

16.5.3. FAILLE DE DUKE RIVER

Enfin, les observations de décalage vertical au niveau de Duke River se font dans la surface glaciaire dans la vallée de la White River. Denton (1974) datent plusieurs échantillons de matière organique prélevée dans différentes moraines dans la vallée du glacier Russell. La moyenne donne un âge radiocarbone de 10.1 ± 2.1 ka BP, et un âge calibré de 12.0 ± 5.2 ka BP.

16.6. VITESSES DE FAILLES

Nous calculons différentes vitesses de failles horizontales à l'aide des marqueurs décrits précédemment (Tableau 8). Le taux de glissement est égal au décalage divisé par l'âge, et les incertitudes σ_v sont données par :

$$\sigma_v = V \sqrt{\left(\frac{\sigma_T}{T}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_U}{U}\right)^2}, \quad (14)$$

avec V la vitesse moyenne, σ_U l'incertitude du décalage et U le décalage.

Pour les taux de raccourcissement, la vitesse horizontale est égale à $V = V_{\text{verticale}} \times \tan P$, où $V_{\text{verticale}}$ est la vitesse verticale et P le pendage de la faille.

Tableau 8 : Vitesses de faille calculées pour les différents marqueurs.

Nom de faille	Nom du site	Mode	Marqueur	Décalage (m)	Age (ka BP)	Vitesse verticale (mm/a)	Vitesse horizontale (mm/a)
Denali	Koidern Creek	raccourcissement	Cône alluvial	2.3 ± 0.1	inconnu	inconnu	inconnu
Denali	Koidern Creek	raccourcissement	Surface glaciaire	6.6 ± 0.1	13.8 ± 0.9	0.5 ± 0.1	0.1 ± 0.1
Denali	Low Pine	raccourcissement	Surface glaciaire	13.9 ± 0.5	13.8 ± 0.9	1.0 ± 0.1	0.3 ± 0.1
Denali (synthèse)		raccourcissement	Surface glaciaire	13.0 ± 3.7	13.8 ± 0.9	1.0 ± 0.4	0.3 ± 0.1
Denali_Est	(Laurent)	décrochement	moraines	100 ± 50	12.3 ± 2		8 ± 4
Denali_Est	(Laurent)	décrochement	moraines	170 ± 30	17 ± 1		10 ± 2
Totschunda	Ramshole Creek	décrochement	Talus T1/S1	172.6 ± 27.3	12.6 ± 1.6		14.2 ± 4.0
Totschunda	Washe Creek	décrochement	Vallée glaciaire	406.0 ± 30.3	27.5 ± 0.3		14.8 ± 1.3
Duke River		raccourcissement	Surface glaciaire	40.2 ± 10.3	12.0 ± 5.2	3.3 ± 1.7	5.7 ± 2.9

La trace de la faille de **Denali** est très linéaire, et son pendage est probablement sub-vertical. Je choisis arbitrairement un pendage en surface fort, de 75°. La vitesse de raccourcissement est égale à **0.3 ± 0.1 mm/a**. Les observations locales (Koidern Creek et Low Pine) sont en accord avec la synthèse sur tout le segment Est et Sud de Denali (en intégrant leurs incertitudes).

Pour la faille de **Totschunda**, la vitesse de glissement est estimée à l'aide de deux marqueurs d'âges différents. Les deux estimations sont très cohérentes, et suggèrent que la vitesse moyenne est robuste : **14.5 ± 3.0 mm/a**.

Pour le chevauchement de **Duke River**, la composante verticale est de 3.3 ± 1.7 mm/a. On remarque que l'escarpement (sur la partie observée) est sinueux, ce qui suggère que le pendage de la faille est relativement faible. Si on considère un pendage de 30°, le taux de raccourcissement horizontal est de **5.7 ± 2.9 mm/a**.

L'incertitude associée aux vitesses de failles reflète uniquement l'incertitude de mesure du décalage et sur la datation. Ces datations ne correspondent pas aux objets mesurés mais à des objets similaires probablement contemporains, dans un secteur proche. Ces estimations d'âges limitent la robustesse des vitesses, que les échantillons collectés sur le terrain auraient pu améliorer. Toutefois, les âges ¹⁴C de Denton (1974) mettent en évidence un retrait rapide des glaciers dans la région (2 000 ans maximum), et une telle incertitude sur l'âge des surfaces glaciaires (~ 20 %) est inférieure aux incertitudes calculées pour les vitesses de failles. Même si nous n'avons pas pu dater les marqueurs spécifiques des sites d'études, la débâcle glaciaire au LGM est un phénomène régional bien compris et j'estime

l'âge des marqueurs utilisés (identifiés comme post-LGM grâce à la cartographie de détail) suffisamment robuste pour de telles estimations de vitesses de failles.

17. DISCUSSION ET CONCLUSION

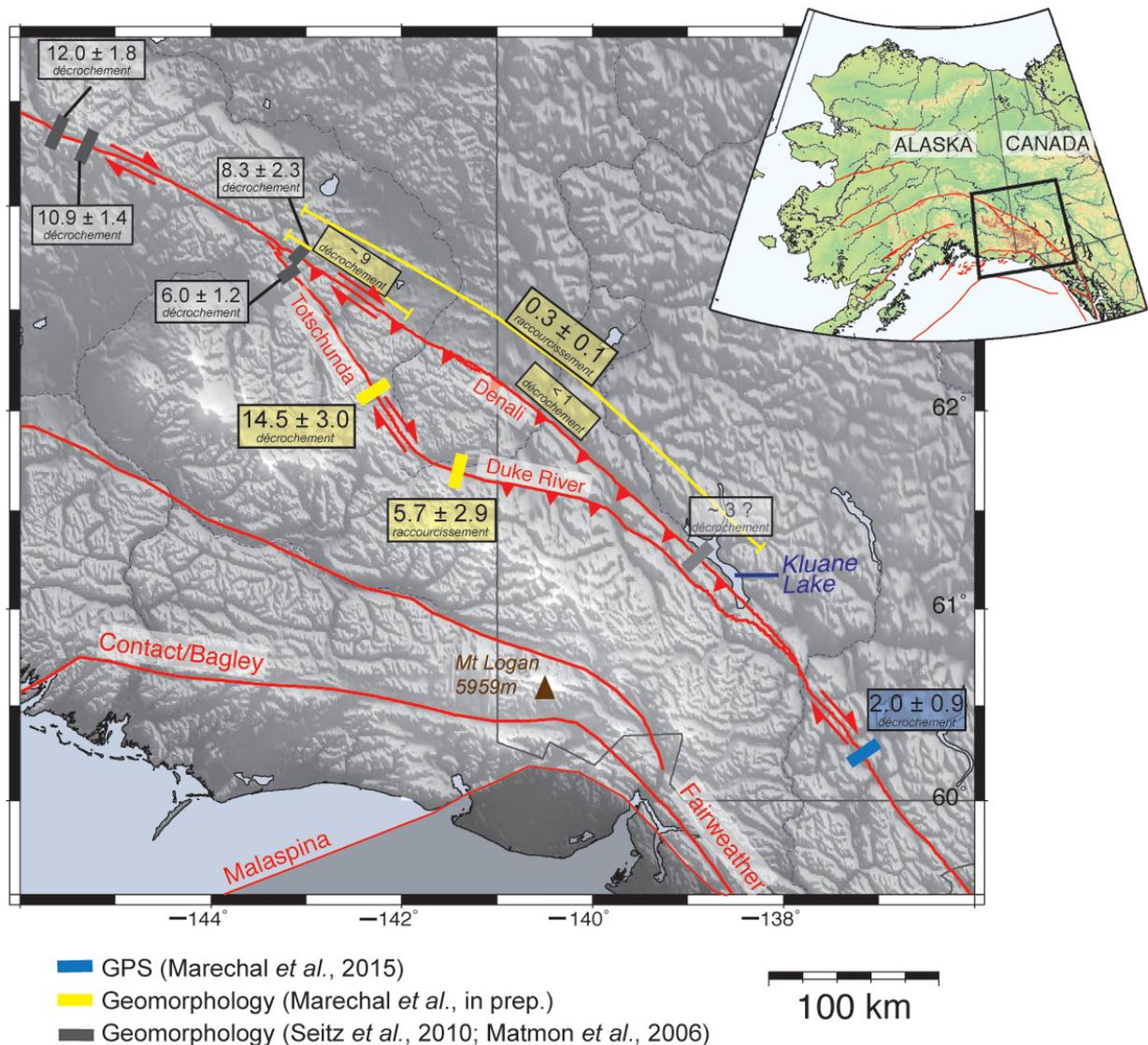


Figure 145 : Synthèse des vitesses de glissement horizontales sur le système de faille Denali – Totschunda – Duke River. Les vitesses grises correspondent aux précédentes études, et les vitesses jaunes et bleues sont celles déterminées au cours de la thèse.

Une analyse géomorphologique détaillée basée sur de l'imagerie satellite très haute résolution et des observations et mesures de terrain nous ont permis d'estimer de nouveaux taux de glissement pour la faille de Totschunda et le segment Sud-Est de la faille de Denali (Figure 145). Ces données nous permettent de confirmer le fort gradient horizontal le long de la faille de Denali suggéré par Matmon et al. (2006) (~ 8 mm/a à la jonction) et nous mettons en évidence que le glissement dextre est inférieur à 1 mm/a à ~ 85 km au Sud de la jonction avec Totschunda, où on passe brusquement d'un marqueur décalé de ~ 80 m à aucun indice de décalage horizontal. En revanche, toute la partie Sud-Est de la faille de Denali montre un déplacement vertical de $\sim 1 \pm 0.4$ mm/a sur une faille sub-verticale, et donc un raccourcissement horizontal de 0.3 ± 0.1 mm/a. Nous n'observons aucune variation latérale du taux de raccourcissement, malgré le brusque arrêt du glissement latéral dans la partie Est

de la faille. La faille de Totschunda présente une déformation récente sur toute sa longueur et accommode $\sim 14 \pm 4$ mm/a de déplacement latéral dextre dans sa partie Sud. Enfin, des résultats préliminaires sur la faille de Duke River suggèrent qu'elle est active le long de sa trace Ouest (à la jonction avec Totschunda) et accommode $\sim 6 \pm 3$ mm/a de raccourcissement horizontal.

Sur la base de données GPS, nous avons proposé un modèle cinématique pour la syntaxe de collision Yakutat où la tectonique en indenteur contrôle la déformation le long de la frontière entre les plaques Pacifique et Nord-Amérique. Nous proposons une déformation bimodale : localisée dans le prisme d'accrétion à l'Ouest et distribuée dans un système plus large à l'Est, sans aucune indication de structures actives à l'intérieur des terres. Le raccourcissement de 5 – 10 mm/a de direction NE-SO observé en GPS est cohérent avec le raccourcissement que nous observons sur le segment Sud de la faille de Denali, suggérant que la réactivation de cette faille ancienne est fortement contrôlée par les conditions aux limites. Notons cependant que le raccourcissement observé sur Denali (~ 0.3 mm/a) est d'un ordre de grandeur inférieur aux taux GPS à plus grande échelle. A l'aplomb de la syntaxe, les observations préliminaires le long de la faille de Duke River suggère qu'elle pourrait absorber ~ 50 % des déformations résiduelles. A l'Ouest de la syntaxe, les vitesses de glissement estimées sur la faille de Totschunda sont cohérentes avec l'extrusion latérale prédite par le modèle de blocs, de 13.5 mm/a (Elliott et al., 2010; Mériaux et al., 2009).

Les variations de vitesses latérales fortes soulèvent de nouvelles problématiques dans cette zone de collision. Le modèle tectonique diffus au Nord de la syntaxe est confirmé par les nouvelles données en géomorphologie. Or, la présence de failles quasi-inactives n'est pas cohérente avec une tectonique de blocs dans laquelle la déformation est localisée en frontière de blocs. Comment se caractérise la transition entre le modèle de bloc à l'Ouest de la collision et la déformation diffuse au niveau de la syntaxe ?

L'amortissement du décrochement se fait de façon brutale sur la faille de Denali (~ 5 km), alors qu'en parallèle la vitesse de glissement de la faille de Totschunda augmente. Quels paramètres contrôle ces variations latérales : la géométrie du système, l'héritage structural ?

CHAPITRE V : DISCUSSION ET PERSPECTIVES : IMPORTANCE DE L'HERITAGE STRUCTURAL DANS LA DEFORMATION DES OROGENES

Sommaire

18. UN NOUVEAU MODELE DE TECTONIQUE ACTIVE DANS LA ZONE DE COLLISION YAKUTAT ..	217
18.1. DESCRIPTION CINEMATIQUE.....	217
18.2. MODELE TECTONIQUE	220
18.3. MODELE DE BLOC (ELLIOTT ET AL., 2013; ELLIOTT ET AL., 2010) VS DEFORMATION DIFFUSE.....	225
19. VARIATIONS LATERALES DE VITESSE LE LONG D'UN DECROCHEMENT MATURE.....	227
19.1. AMORTISSEMENT DU GRADIENT LATERAL DE VITESSE.....	227
19.2. ROLE DE LA MATURETE DE LA FAILLE.....	228
19.3. ROLE DE LA GEOMETRIE DU SYSTEME DANS LA PARTITION DE LA DEFORMATION	229
20. ROLE DE L'HERITAGE STRUCTURAL DANS LA DEFORMATION DES OROGENES	232
20.1. PROBLEMATIQUES LIEES A L'HERITAGE STRUCTURAL.....	232
20.2. PERSPECTIVES DE TRAVAIL A L'AIDE D'ADELI	233

Dans ce dernier chapitre, je présente une synthèse des résultats acquis en géodésie et en géomorphologie en proposant un modèle tectonique pour la syntaxe canadienne. Je discute plus spécifiquement de deux problématiques importantes soulevées ici : les fortes variations latérales de vitesse le long des décrochements Denali et Totschunda ; et le rôle de l'héritage structural dans la déformation des orogènes, et ce que l'exemple de la Cordillère Alaska – Canada peut nous apporter. Ces éléments de discussions présentent des perspectives de travail, et quelques pistes que j'ai commencé à explorer.

18. UN NOUVEAU MODELE DE TECTONIQUE ACTIVE DANS LA ZONE DE COLLISION YAKUTAT

Les données GPS acquises ont permis de dresser un schéma tectonique où la déformation est partitionnée dans la syntaxe canadienne. Les données en géomorphologie contraignent plus précisément les vitesses et mode de déformation des grandes failles actives dans la région, et permettent ainsi de comprendre le rôle de l'indenteur et de l'héritage structural dans la partition de la déformation dans la plaque Nord-Amérique.

18.1. DESCRIPTION CINEMATIQUE

En réponse à la collision oblique du bloc Yakutat ; 90 % de la déformation de la plaque Nord Amérique est distribuée jusqu'à environ 300 km de la frontière de plaque, i.e. jusqu'à la faille de Denali. Le front de collision est décrit selon trois grandes zones :

- à l'Ouest, ~ 75% du mouvement relatif est accommodé par le raccourcissement du prisme orogénique, qui correspond à l'accrétion de la croûte supérieure du bloc Yakutat et des sédiments océaniques transportés. En arrière du prisme, ~ 25% du mouvement relatif est transféré au bloc Saint Elias qui subit une rotation antihoraire et une extrusion vers le NO, et dont les limites Nord et Est sont définies par les failles de Totschunda et Denali (respectivement 14 et 12 mm/a).
- à l'Est du front de collision, la frontière de plaque est marquée par la faille décrochante de Fairweather, qui accomode ~ 90 % du mouvement relatif entre les deux plaques, presque colinéaire à cette faille. Au NE de la faille, les vitesses résiduelles montrent une forte rotation vers le NE, impliquant une orientation du taux de raccourcissement maximum perpendiculaire aux failles de Fairweather et Denali. Alors qu'une partie de la composante normale de Yakutat/Nord Amérique est

accommodée en mer, ~ 30% du mouvement résiduel est transféré à l'intérieur de la plaque (de façon continue jusqu'à la faille de Denali et au NE).

- A l'apex de la syntaxe Est, le raccourcissement est marqué par une topographie élevée, et par la seule faille inverse majeure du système : la faille de Duke River (~ 6 mm/a). La déformation est continue et diffuse à travers le système. Enfin, on observe une rotation graduelle du NO vers le NE des axes principaux de la déformation.

Cette description cinématique correspond à ce qu'on attend typiquement dans une zone de syntaxe, marquée par la collision d'un indenteur (voir partie 2).

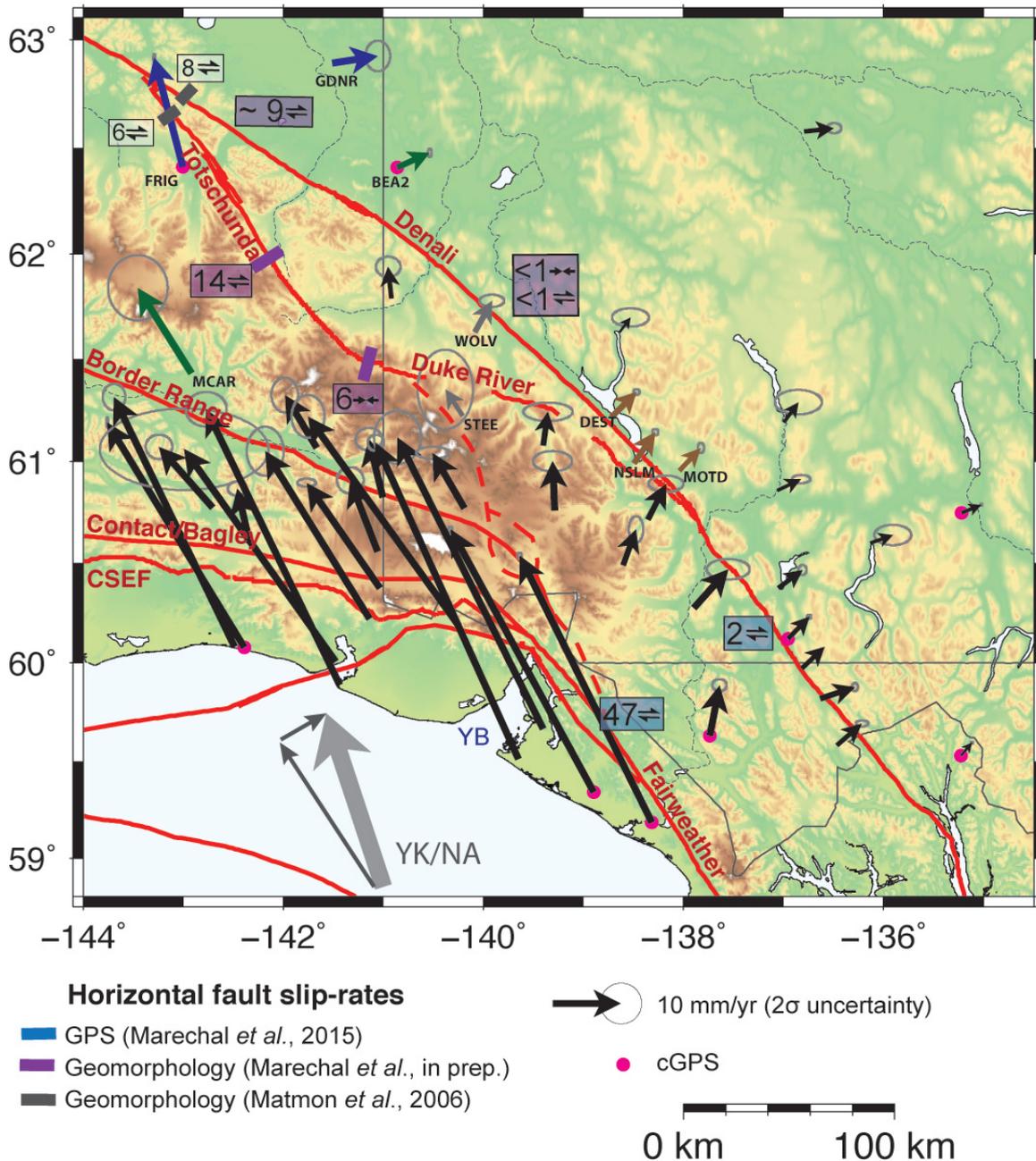


Figure 146 : Champ de vitesses GPS long terme par rapport à la plaque Nord – Amérique stable (ITRF2008) et vitesses de glissement horizontales des failles. Les vecteurs colorés représentent des vecteurs spécifiques décrits dans le texte. Le vecteur Yakutat / Nord Amérique n'est pas à l'échelle (~ 50 mm/a), et est décomposé en composantes parallèle et orthogonale à la faille de Fairweather. Les lignes

rouges représentent les failles, et celle en tiret la trace hypothétique de la faille de Connector (Doser, 2014).

En arrière de la faille de Denali, des mouvements résiduels de ~ 2 mm/a sont mesurés à l'aide du GPS. Quelle est leur origine ?

- Les vitesses GPS sont très sensibles au référentiel utilisé. Ici, elles sont calculées par rapport à une plaque Nord-Amérique stable telle que définie dans le référentiel ITRF2008. Ces résiduels, qui semblent décroître et tourner vers le SE à l'intérieur du Yukon et même jusqu'aux territoires du Nord-Ouest, sont peut-être liés à un biais dans la définition du référentiel Nord-Amérique stable.
- Un rebond post-LGM vertical de quelques millimètres par an est prédit par les modèles dans la région NE du Yukon (Sella et al., 2007; Sella et al., 2004). Toutefois, la composante verticale des stations GPS situées en bordure du craton est plus faible que celles du plateau du Yukon (Figure 49). Même si on ne peut exclure qu'une part du signal régional provienne de la réponse isostatique à la déglaciation post-LGM, le gradient ne peut être expliqué par cette hypothèse puisque le craton, plus froid et épais, subit aujourd'hui un soulèvement plus important que le reste de la plaque Nord-Amérique au Yukon.
- Enfin, les vitesses résiduelles peuvent correspondre à un transfert de la déformation à l'intérieur de la plaque Nord-Amérique. La sismicité, notamment dans les Montagnes Mackenzie et Richardson au Yukon et dans les territoires du Nord-Ouest, semble en accord avec cette hypothèse (Leonard et al., 2008; Mazzotti and Hyndman, 2002).

Accord entre les données GPS et géomorphologie

Les données en géomorphologie complètent les lacunes laissées par les données GPS, en précisant des vitesses de glissement le long des failles de Denali et Totschunda. La comparaison entre ces deux jeux de données robustes permet de mieux définir le modèle tectonique, en identifiant notamment des structures manquantes si le bilan en géomorphologie est inférieur au bilan GPS (Figure 146).

(1) Au niveau de la jonction entre les failles de Denali et Totschunda, Matmon et al. (2006) calculent un décrochement dextre cumulé sur les deux failles de 14.3 ± 2.5 mm/a. La différence des composantes parallèles aux failles des stations GDNR et FRIG (Figure 146) prédit un décrochement de 18.8 ± 0.6 mm/a. Cette valeur, supérieure aux observations en géomorphologie, suggère un effet post-sismique lié au séisme de Denali en 2002 non corrigé.

(2) Plus au Sud, nous estimons un taux de glissement de 14.5 ± 3.9 mm/a sur Totschunda et < 1 mm/a pour Denali. Le différentiel entre les stations MCAR et BEA2 prédit une variation latérale de 13.5 ± 0.9 mm/a. Les jeux de données sont ici cohérents entre eux et le bilan cinématique semble complet.

(3) Au niveau du lac de Kluane, nous disposons de stations GPS permettant d'estimer un différentiel (DEST, NSLM, MOTD) : on obtient 0.6 ± 0.5 mm/a sur la composante perpendiculaire (en raccourcissement) et 0.9 ± 0.3 mm/a sur la composante parallèle à la faille. La très faible vitesse de réactivation de la faille de Denali_Sud est donc cohérente sur les deux jeux de données.

(4) Enfin, nous estimons par géomorphologie un taux de raccourcissement de 5.7 ± 2.9 mm/a sur la faille de Duke River. La différence entre les vecteurs gris de part et d'autre de la faille ne prédit aucun raccourcissement. Ces stations sont situées à l'Est de la zone où nous réalisons la mesure (et nous n'observons aucune trace visible de la faille sur ce segment Est) mais nous ne disposons pas de stations à l'Ouest. Enfin, notons que l'incertitude de la station Sud est très importante (plus de 50%).

18.2. MODELE TECTONIQUE

18.2.1. BLOC RIGIDE A L'OUEST, DEFORMATION DIFFUSE A L'EST

Les taux de déformation dérivés des vitesses GPS permettent de caractériser la partition de la déformation dans la zone de collision (Figure 147). On définit alors un « strain knot », qui localise très fortement la déformation au niveau de la syntaxe Est ($\sim 20 \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$). Celui-ci se situe à la transition entre la faille de Fairweather et le prisme d'accrétion, où l'angle entre les deux systèmes est de $\sim 80^\circ$. Ce pic de déformation concorde avec la topographie et les données de sismicité. La déformation est également intense ($\sim 10 \times 10^{-8} \text{ a}^{-1}$) au niveau du prisme orogénique et au Nord de la syntaxe Est. En revanche, elle est faible au NE et au niveau du système Totschunda-Duke River-Denali.

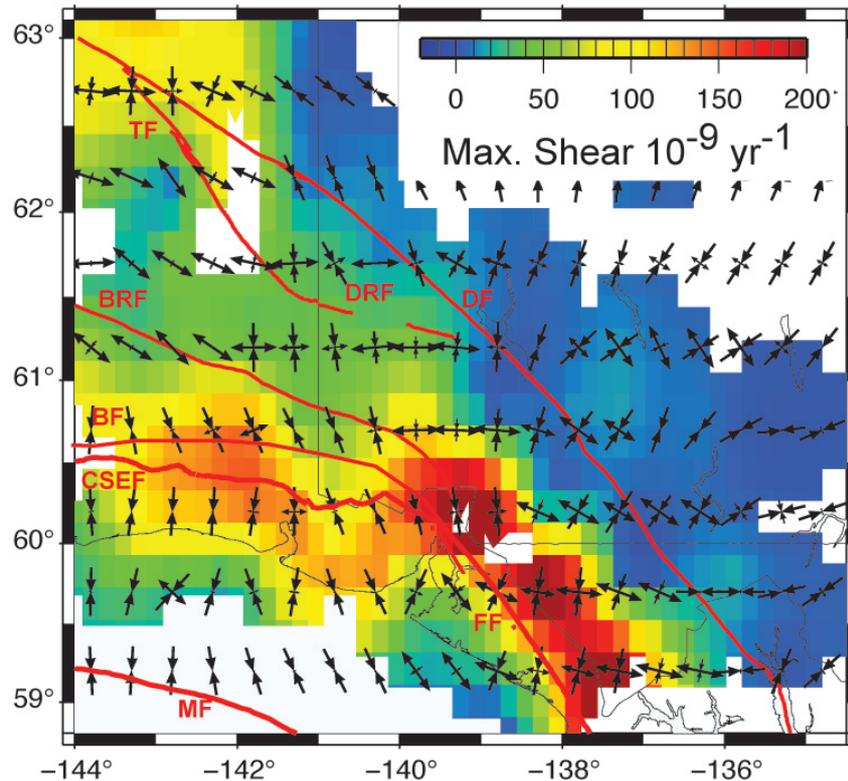


Figure 147 : Taux de déformation dérivés des données GPS corrigées du signal transitoire et intersismique. Les taux de déformation sont exprimés comme le taux de cisaillement maximum et les axes de déformation principaux.

La tectonique de blocs semble être un modèle réaliste pour la partie Ouest du front de collision (Figure 148). En effet, au Nord du prisme d'accrétion qui accommode $\sim 70\%$ de la collision grâce au raccourcissement dans la chaîne des Chugach, le bloc Saint Elias semble rigide et la déformation concentrée sur les limites du bloc : la partie centrale de Denali et la faille de Totschunda. La collision du bloc Yakutat contrôle l'extrusion du bloc Elias.

À l'Est du front de collision, on observe une rotation très importante des axes principaux de déformation, depuis un décrochement en frontière de plaque (Queen Charlotte – Fairweather) à un raccourcissement entre les failles de Fairweather et le Nord de Denali (Figure 147). Cette rotation est la réponse du système à la concentration très importante de la déformation dans la syntaxe, et à l'obliquité de la convergence à la transition entre le décrochement et la collision frontale. En effet, les mouvements résiduels internes à l'orogène correspondent à $\sim 1/3$ de la composante normale aux failles du mouvement relatif Yakutat – Nord Amérique. La géométrie du système et l'obliquité de la convergence contrôlent donc la partition de la déformation.

Enfin au niveau de la syntaxe, la déformation est diffuse et les axes principaux tournent vers le NE. D'après nos estimations de vitesses de glissement horizontales sur les failles, le bilan cinématique n'est pas complet : les failles de Duke River (~ 6 mm/a) et Denali (< 1 mm/a) ne suffisent pas à accommoder les ~ 10 mm/a de raccourcissement (Figure 148). La déformation est donc distribuée à travers le système, et probablement accommodée sur de nombreuses structures au cœur de l'orogène Saint Elias. L'orientation des grandes structures

lithosphériques comme la faille de Denali n'est pas favorable à une localisation de la déformation sur celle-ci, et le caractère diffus de la déformation en est peut-être une conséquence.

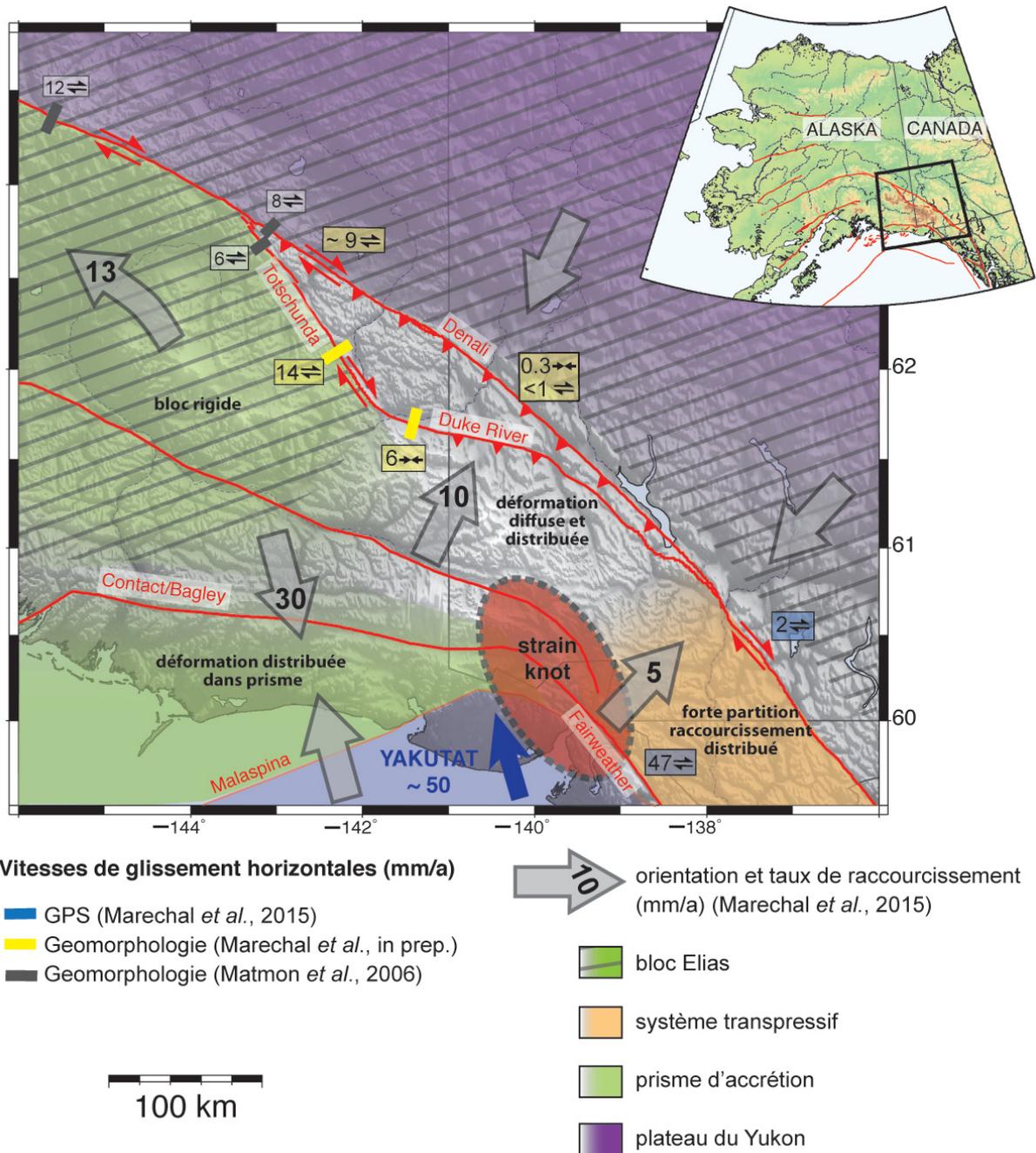


Figure 148 : Nouveau modèle tectonique proposé pour la syntaxe canadienne. Les zones vertes représentent le système de déformation en blocs à l'Ouest, les zones hachurées représentant les zones rigides. Les zones grises et orange les régions où la déformation est diffuse.

18.2.2. TRANSITION ENTRE LA TECTONIQUE DE BLOCS ET LA DÉFORMATION DIFFUSE : EXISTE-T-IL UNE FAILLE « CONNECTOR » ?

Le modèle de bloc définit des blocs rigides, où la déformation est localisée en frontière sur des failles. Si la frontière au Nord du bloc Saint Elias est bien définie (la faille de Denali), la frontière Est est quand à elle plus difficile à déterminer : (Cross and Freymueller, 2008) observent en effet une large zone de sismicité diffuse au Nord de la syntaxe.

Au niveau de la jonction avec la faille de Totschunda, le système de failles Denali – Totschunda passe d'une vitesse totale de 12 ± 1.8 mm/a à 14.3 ± 2.5 mm/a si on somme les vitesses des deux failles. Nous retrouvons 14.5 ± 3.0 mm/a sur Totschunda ensuite au Sud. La faille de Totschunda semble donc être la limite NE de ce bloc (se déplaçant à ~ 13 mm/a), bien que la géométrie soit plus compliquée au niveau de la jonction avec Denali.

Au SE du bloc Saint Elias la transition entre une déformation localisée et diffuse semble se faire de façon beaucoup plus progressive. On observe en effet une rotation continue des axes principaux de déformation. Pourtant, certains auteurs proposent une connexion entre les failles de Totschunda et de Fairweather, la faille décrochante de Connector (Doser, 2014; Lahr and Plafker, 1980; Richter and Matson, 1971). Les axes de déformation prédisent une déformation transpressive au niveau de cette hypothétique faille, avec une composante compressive plus importante et orientée \sim N-S, qui n'implique donc pas nécessairement la présence d'un décrochement dans la région. Au contraire, au niveau de Totschunda, les axes de déformation sont cohérents avec un décrochement presque pur.

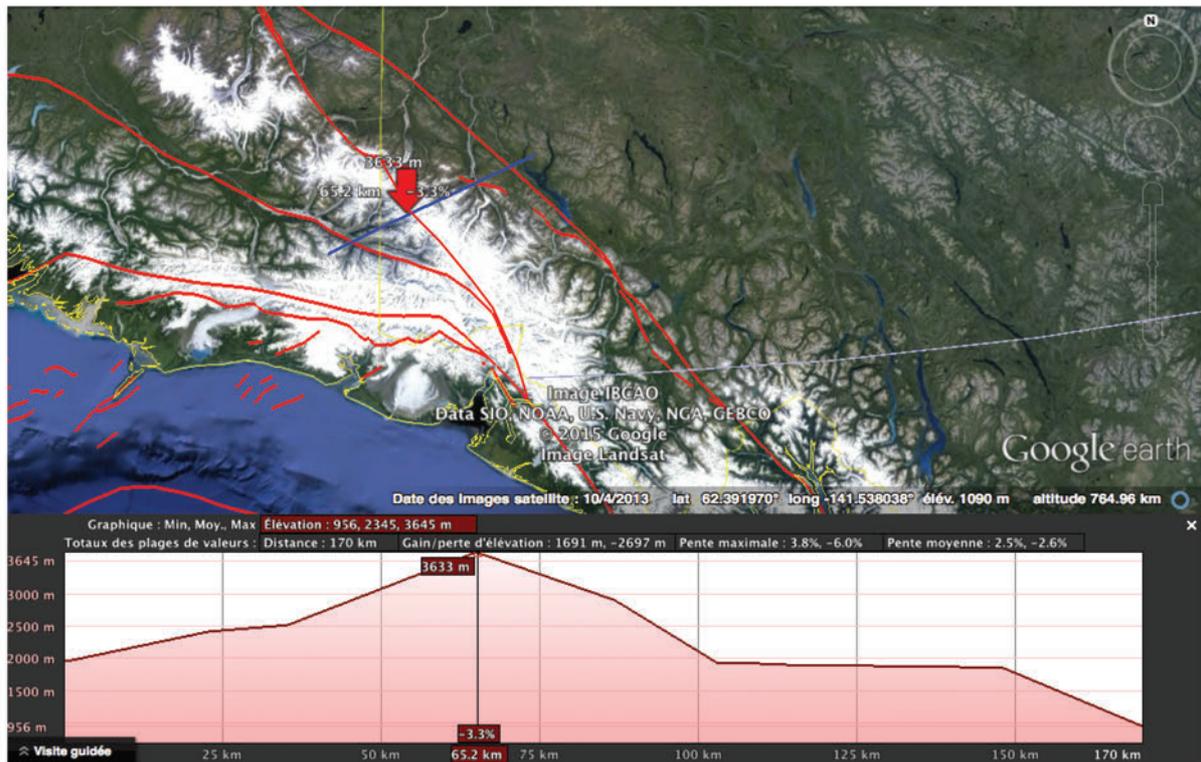


Figure 149 : Coupe topographique perpendiculaire à l'hypothétique faille Connector à travers la chaîne Saint – Elias, extraite de GoogleEarth. La flèche rouge indique la position de la faille Connector (d'après Doser (2014)).

Un profil topographique Est-Ouest perpendiculaire à l'hypothétique trace de la faille Connector (d'après Doser (2014)) met en évidence des altitudes maximales au niveau de la faille, avec ~ 1000 m de différence avec l'altitude moyenne de la chaîne (Figure 149). Les données de thermochronologie au niveau du « strain knot » mettent en évidence une surrection importante depuis le début de la collision du bloc Yakutat, et des données similaires sont nécessaires pour s'assurer que le reste de la chaîne n'est pas hérité d'anciens épisodes orogéniques. Dans le cas contraire, l'orogénèse de la chaîne des Wrangell – St Elias est donc le résultat de l'accommodation du raccourcissement à l'aplomb de la syntaxe. Dans le cas d'une déformation dominée par le raccourcissement, la faille de Connector n'est pas favorablement orientée et son existence peut être remise en cause. La transition entre la déformation diffuse à l'Est et localisée à l'Ouest se ferait donc de façon progressive.

18.2.3. CONTROLE DE L'HERITAGE STRUCTURAL

La faille de Denali est la limite entre deux domaines issus d'épisodes d'accrétion et de nature différents. On observe au SO de la faille un domaine qui se déforme de façon diffuse, où la croûte subit une surrection intense et est traversée par différentes failles majeures (Totschunda, Duke River, Fairweather). Au NE de Denali, la lithosphère semble au contraire peu se déformer. Si la rigidité décrit uniquement la facilité de la lithosphère à se déformer, la faille de Denali marque donc la transition entre un domaine peu rigide au SE et un domaine rigide au NE. De plus, même si il est faible, on observe un raccourcissement sur la faille de

Denali. Cette faille verticale, bien qu'orientée perpendiculairement aux axes principaux de raccourcissement, n'a pas une géométrie favorable à un chevauchement. L'héritage structural, c'est à dire l'adoucissement de la lithosphère au niveau des failles anciennes, semble donc contrôler une faible localisation de déformation sur la faille de Denali.

Ces différentes observations tectoniques m'amènent à penser que dans la syntaxe canadienne, la collision oblique du bloc Yakutat dans une syntaxe, provoquant un champ de vitesses en « éventail » en surface similaire à un indenteur (i. e., conditions aux limites du système) contrôle fortement la partition de la déformation. L'héritage structural, et notamment la faille de Denali, joue également un rôle prépondérant : de part sa géométrie, elle permet d'accommoder la déformation résiduelle dans son segment central en constituant la limite Nord du bloc Saint Elias (tectonique de blocs) alors que le raccourcissement à l'aplomb de la syntaxe est accommodé de manière diffuse à travers un domaine peu rigide délimité au NE par la faille de Denali, provoquant probablement l'orogénèse des reliefs Saint Elias (Figure 148).

Si l'héritage contrôle la partition de la déformation dans la plaque Nord-Amérique, quels sont les paramètres rhéologiques qui influencent le partitionnement ? Dans quelle mesure celui-ci contribue aux observations de déformation actuelles ? Ces points fondamentaux sont discutés dans la dernière partie de ce chapitre, où je présente des perspectives pour répondre à ces questions.

18.3. MODELE DE BLOC (ELLIOTT ET AL., 2013; ELLIOTT ET AL., 2010) VS DEFORMATION DIFFUSE

Elliott et al. (2013); Elliott et al. (2010) proposent une première synthèse de la tectonique active dans la région, uniquement décrite à l'aide d'un modèle de blocs rigides (Figure 150 et Figure 151).

Le formalisme en blocs rigides contraint les auteurs à définir des blocs extrêmement étroits (quelques kilomètres) et allongés au niveau de la syntaxe (N et FT) (Figure 150). La cartographie des failles actives dans cette zone n'est pas assez détaillée pour déterminer l'existence des failles bordant ces blocs, et la nécessité de définir de tels blocs met en évidence les limites d'une interprétation à l'aide d'un modèle de blocs. Un modèle de déformation diffuse et distribuée sur des failles mineures permet de mieux expliquer la déformation observée dans la syntaxe.

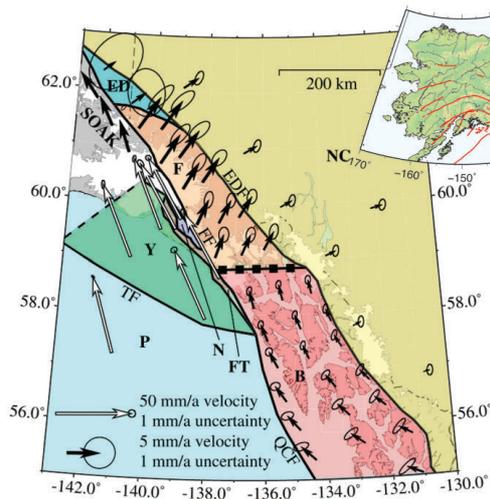


Figure 150 : Modèle de bloc pour la partie Est de la syntaxe, et vitesses calculées par rapport à la plaque Nord-Amérique. Voir texte pour les abréviations des noms de blocs (Elliott et al., 2010).

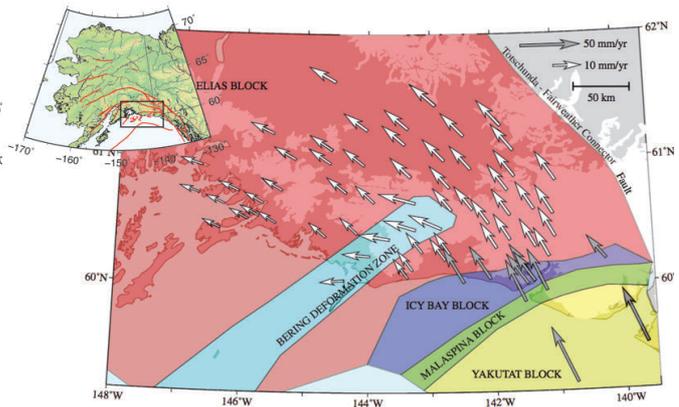


Figure 151 : Modèle de bloc pour la partie Ouest de la syntaxe, et vitesses calculées par rapport à la plaque Nord-Amérique (Elliott et al., 2013).

La faille de Denali marque la limite entre les blocs F et NC, et le différentiel des vitesses prédites par le modèle impose un raccourcissement important sur Denali_Sud (~ 3 mm/a). Or, nous mettons en évidence un raccourcissement très faible sur ce segment (0.3 ± 0.1 mm/a). De plus, au niveau de la frontière entre ED et NC, le différentiel implique des vitesses horizontales nulles sur le segment Est de la faille de Denali. Nous mettons en évidence un glissement dextre important sur ce segment de ~ 9 mm/a. Nos mesures de glissement ne soutiennent donc pas la prédiction du modèle de bloc de Elliott et al. (2010) de part et d'autre de la faille de Denali.

Ce modèle implique la présence d'une faille Connector à la limite entre les blocs F et Elias. Une fois de plus, les données GPS ne confirment pas son existence et la déformation est continue.

Enfin, les variations latérales de glissement observées sur les failles de Denali et Totschunda impliquent que la zone au centre du système Denali – Totschunda – Duke River se déforme. Nos prédictions de déformation impliquent de l'extension (voir section 19.1). Or, Elliott et al. (2010) définissent cette zone comme le bloc rigide ED, qui n'accommod aucune déformation interne. Nos observations de cinématique infirment la présence d'un bloc rigide ici.

La modélisation des données GPS à l'aide d'un modèle de bloc au niveau de la syntaxe n'est donc pas cohérente avec les nouvelles données acquises au cours de ma thèse.

19. VARIATIONS LATÉRALES DE VITESSE LE LONG D'UN DECROCHEMENT MATURE

Les nouvelles mesures de vitesse de glissement sur la faille de Denali posent des questions sur la compréhension du système. Sur une distance qui semble inférieure à 100 km, la trace de la faille en surface indique un mouvement décrochant de l'ordre de 9 mm/a, puis inférieur à 1 mm/a. Comment s'amortit le décrochement latéral le long de la faille de Denali, et quels sont les processus qui le contrôlent ?

19.1. AMORTISSEMENT DU GRADIENT LATÉRAL DE VITESSE

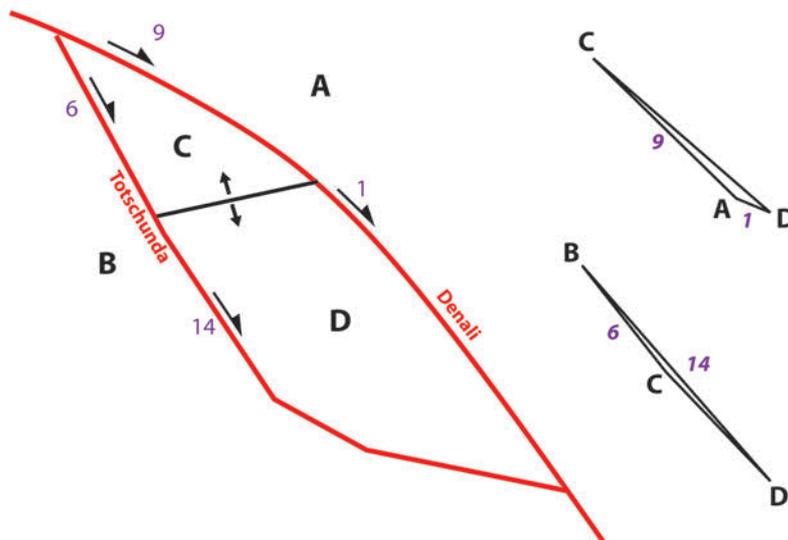


Figure 152 : Modèle cinématique simple de blocs permettant de prédire le mode de déformation dans la zone située entre les failles de Denali et Totschunda, à l'aide de diagrammes de vitesses. Le mouvement relatif entre C et D est cohérent pour les deux diagrammes.

Un modèle cinématique simple, dans lequel la déformation est décrite selon une tectonique de blocs, me permet de caractériser la déformation entre les failles de Denali – Totschunda – Duke River. On observe un gradient de vitesse sur les failles de Denali et Totschunda depuis leur jonction, et le modèle de blocs prédit une extension de ~ 9 mm/a quasi-parallèle aux failles entre les blocs C et D (Figure 152). Même si la variation latérale sur la faille de Denali semble brusque, les données de Matmon et al. (2006) ainsi que leurs données non publiées (communication personnelle, 2014) semblent mettre en évidence une variation à plus grande échelle sur la faille de Totschunda. De plus, les données GPS confirment également cette observation, et les taux de déformation dérivés au Sud de la jonction entre les failles de Denali et Totschunda indiquent une extension orientée NO – SE (Figure 147).

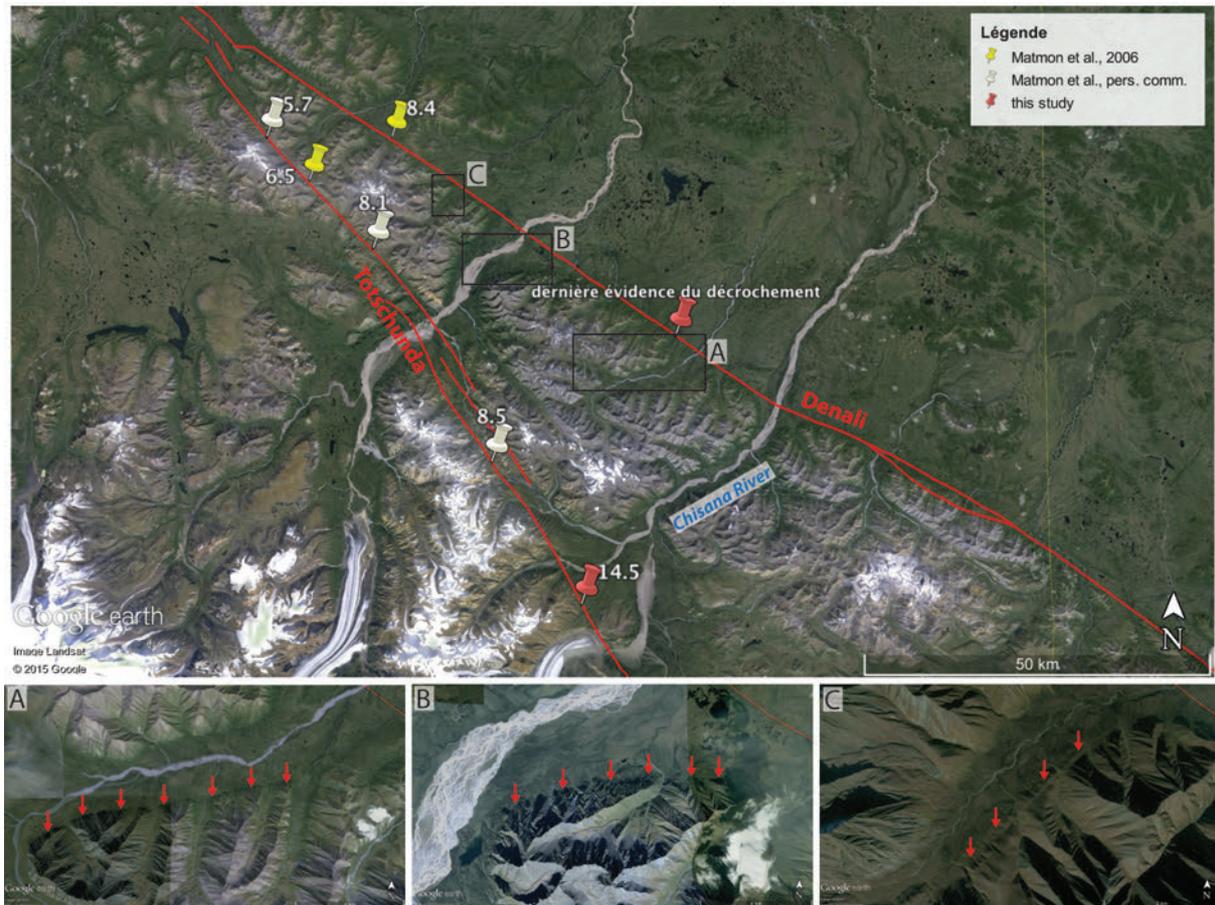


Figure 153 : Analyse morphotectonique préliminaire des structures permettant d'accommoder potentiellement l'amortissement des failles de Denali et Totschunda.

Des observations préliminaires en géomorphologie me permettent de mettre en évidence des marqueurs d'extension entre les failles de Denali et Totschunda (Figure 153). Trois failles normales (présentant des facettes de faille normale) orientées à $\sim 45^\circ$ des failles de Totschunda et Denali sont mises en évidence, depuis ~ 40 km de la jonction au dernier marqueur de mouvement dextre sur la faille de Denali (~ 80 km de la jonction). La vallée de la rivière Chisana est une des plus grandes vallées perpendiculaire à l'axe de la chaîne et aux failles, et il serait intéressant de chercher des marqueurs d'une faille normale dans ce système. Même si ces observations sont préliminaires et demandent plus de travail, elles semblent mettre en évidence un amortissement progressif des variations latérales de vitesse des failles de Denali et Totschunda, sur une distance de au moins 40 km, sur des structures extensives orientées NE-SO.

19.2. RÔLE DE LA MATURITE DE LA FAILLE

La faille de Denali est une faille d'échelle lithosphérique, qui représente la suture entre différents terrains accrétés au Crétacé. L'anisotropie autour de la faille de Denali (depuis la jonction avec la faille de Totschunda jusqu'au lac de Kluane) est parallèle, et implique une

zone de cisaillement associée à la faille de au moins 50 km de large, reflétant l'accumulation de la déformation long-terme (Rasendra et al., 2014). L'héritage structural ne semble donc pas contrôler le gradient de vitesses actuelles le long de la faille de Denali. Mais depuis le Crétacé, les conditions aux limites du système ont évolué, et la cinématique actuelle entre le bloc Yakutat et la plaque Nord – Amérique s'est mise en place à ~ 12 Ma. La maturité récente de la faille peut alors être définie comme son degré de réactivation depuis que les conditions aux limites actuelles se sont mises en place.

Kirby et al. (2007) s'intéressent à la faille de Kunlun, et notent que la présence de gradients de déplacements près de l'extrémité de la faille suggère une faille relativement immature et que le système n'a pas encore accumulé suffisamment de déplacements pour se propager latéralement. Si tel est le cas, la déformation s'accumule à l'extrémité de la faille et celle-ci grandit dans la direction parallèle au mouvement. Styron et al. (2011) suggèrent que cette propagation de la faille vers le SO est liée à un gradient de la contrainte cisailante vers le Sud, ainsi qu'à la propagation du front de la collision Inde-Asie vers le Sud.

Au niveau de la faille de Denali, Koons et al. (2010) proposent sur la base d'un modèle numérique une propagation de la déformation du Nord vers le Sud, avec une première phase d'exhumation dans la partie centrale de la faille de Denali (chaîne Alaska) et une deuxième phase d'exhumation au front de collision dans les montagnes Chugach – St. Elias. Si la déformation se propage effectivement du Nord vers le Sud, comment le système de faille Denali – Totschunda réagit à ce changement de contraintes ? On peut penser que la partie centrale de la faille de Denali est la partie mature de la faille, réactivée depuis le début de la collision du bloc Yakutat ; alors que l'extrémité Sud-Est est encore immature. Ainsi, la réactivation de la partie Sud-Est du système de faille Denali – Totschunda est en processus en cours où le système se propage vers le Sud, sur la faille de Totschunda d'après nos observations. Une telle propagation de la déformation le long de ces décrochements pose la question de la naissance d'une faille Connector, qui relierait le segment Denali – Totschunda à la faille de Fairweather dans un système mature, et favoriserait une extrusion totale du bloc St. Elias.

19.3. ROLE DE LA GEOMETRIE DU SYSTEME DANS LA PARTITION DE LA DEFORMATION

L'obliquité du champ de contrainte à une faille définit son activation ou non, en fonction du coefficient de friction (Byerlee, 1978). Je discute ici de l'impact de l'obliquité de la convergence sur la partition de la déformation dans le système comme a pu le mettre en évidence Platt (1993) en s'appuyant sur l'étude de Vernant and Chéry (2006). Par définition, l'obliquité est égale à 0° quand la collision est frontale ; à 90° quand le mouvement relatif est purement décrochant.

Vernant and Chéry (2006) quantifient des valeurs seuils contrôlant la déformation en surface grâce à l'étude de la faille décrochante Main Recent Fault (MRF) dans la zone de collision oblique du Zagros à l'aide d'un modèle numérique 2.5D. Ils mettent en évidence un partitionnement total de la déformation entre un front de chevauchement et une faille décrochante lorsque l'obliquité est supérieure à 70 – 80°. Pour une obliquité égale à 45°, la faille décrochante accommode < 25% de la déformation cisailante latérale, et le résiduel est alors accommodé dans l'orogène par une déformation plus distribuée ou par un glissement oblique sur les failles inverses. Les failles décrochantes ne sont réactivées que si l'obliquité est supérieure à 25 – 45°, et sont inactives pour une obliquité inférieure à 25°. Ainsi, ils mettent en évidence le rôle fondamental de l'obliquité dans les zones de convergence sur le taux de glissement des failles décrochantes et la partition de la déformation.

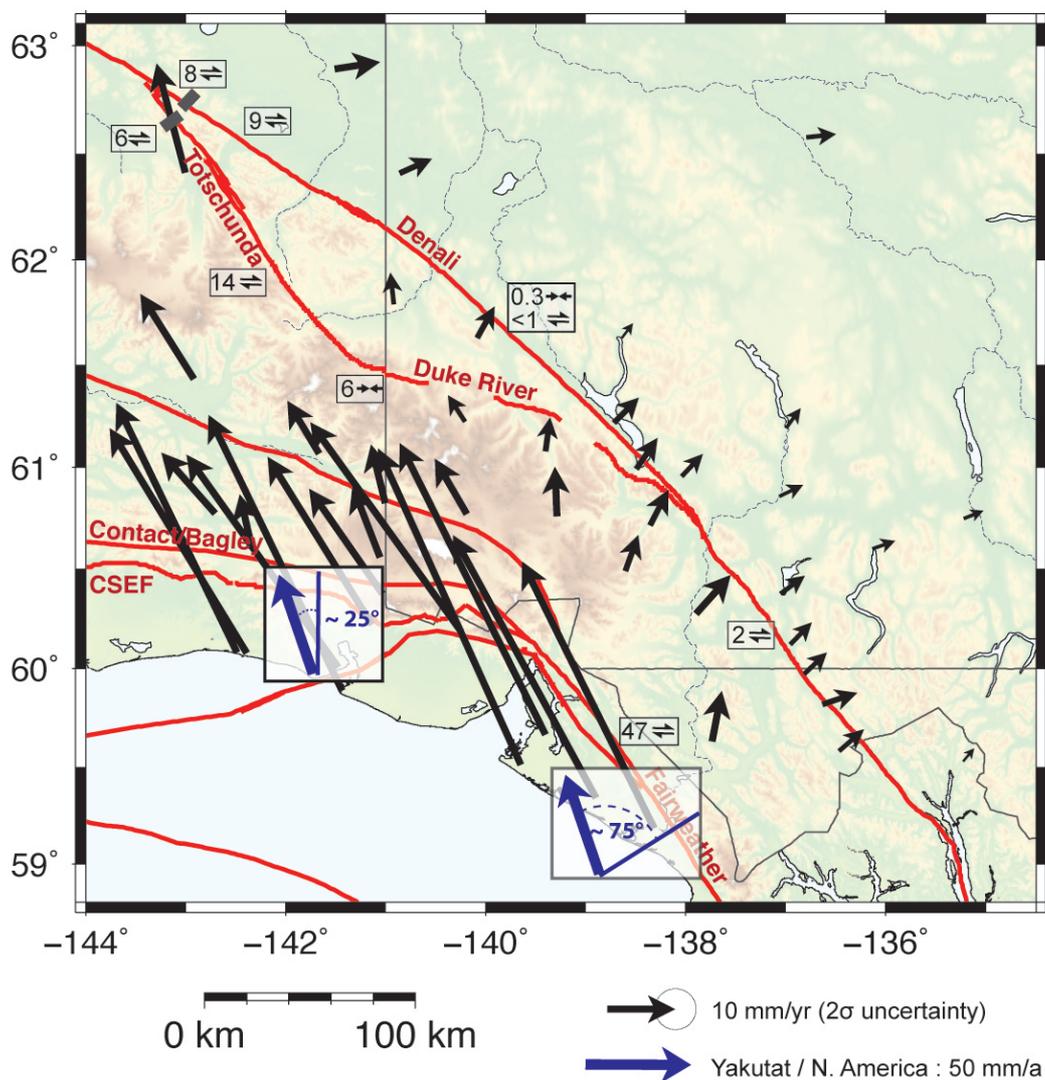


Figure 154 : Champs de vitesses GPS long-terme, synthèse des vitesses de glissement horizontales et estimations de l'obliquité de la convergence au niveau de la faille de Fairweather et du front de collision.

Dans la zone de collision du bloc Yakutat, deux systèmes se distinguent (Figure 154) :

- Au Sud-Est de la syntaxe, l'obliquité est très forte (~ 75°) puisque le mouvement relatif est presque parallèle aux failles de Fairweather et Denali. Nous observons que

la déformation est partitionnée entre une faille décrochante accommodant presque tout le cisaillement latéral (Fairweather), et que la composante en raccourcissement est distribuée et normale aux failles. La partition de déformation observée est similaire à celle décrite par Vernant and Chéry (2006) pour une obliquité $> 70^\circ$.

- Au front de la collision, l'obliquité est faible ($\sim 25^\circ$). Cette valeur se situe à la limite des domaines définis par Vernant and Chéry (2006), pour lequel la réactivation des failles décrochantes et la localisation de la déformation se fait pour une valeur d'obliquité supérieure à 25° . Le long de Denali, le champ de vitesses induit par la collision de l'indenteur Yakutat induit un gradient d'obliquité, croissante vers le NO. D'Est en Ouest, on passe d'un système où la déformation est diffuse à un système où la déformation est localisée sur les failles de Totschunda et Denali (Figure 148) : cette observation est en accord avec le modèle de Vernant and Chéry (2006), où la déformation est localisée à partir d'une valeur seuil de l'obliquité.

Si la réactivation brusque de la faille de Denali s'explique par le gradient d'obliquité des vitesses résiduelles le long de la faille et donc par l'obliquité de la convergence aux limites du système, l'obliquité contrôle donc fortement la partition de la déformation en surface, permettant de localiser la déformation sur la décrochement Denali à l'Ouest, et de distribuer la déformation à travers le système à l'Est. La faille de Totschunda est une structure plus jeune que la faille de Denali, et sa résistance est potentiellement plus élevée que celle de Denali. Les faibles variations de géométrie au niveau de la jonction entre les failles de Totschunda et Denali permettent-elles d'expliquer la réactivation de l'une ou l'autre structure, ou est-ce contrôlé par l'héritage structural ?

20. ROLE DE L'HERITAGE STRUCTURAL DANS LA DEFORMATION DES OROGENES

20.1. PROBLEMATIQUES LIEES A L'HERITAGE STRUCTURAL

Les orogènes continentales sont caractérisées par une déformation importante, qui peut être localisée sur des structures majeures, ou encore distribuée à travers le système. Le contraste entre les deux modes de déformation est le résultat de la compétition entre deux mécanismes : la rupture fragile et le fluage visqueux (Schueller et al., 2010). Les collisions déformant une lithosphère initialement chaude et peu rigide dans laquelle le comportement visqueux domine montrent une déformation distribuée, de faibles de taux de déformation et d'exhumation (Gapais et al., 2009) ; alors que pour une lithosphère plus rigide, la résistance de la couche cassante est plus importante et la déformation est marquée par une localisation sur des bandes de cisaillement (Schueller et al., 2010). De plus, la géométrie des failles à l'intérieur du système est contrôlée par des variations latérales de rhéologie au sein de la lithosphère : les zones de faiblesses préexistantes (moins résistantes à la déformation) contrôlent la déformation initiale en la localisant aux marges des zones plus résistantes (McCaffrey et al., 2000; Rosenberg et al., 2007).

Plus précisément, quels sont ces paramètres rhéologiques qui contrôlent le mode de déformation ? Schueller et al. (2005) mettent en évidence à l'aide d'un modèle analogique que la présence d'une couche visqueuse dans la croûte inférieure limite la vitesse des failles en exerçant une résistance sur la zone de faille. Ce phénomène a pour conséquence d'augmenter le nombre de failles quand la viscosité augmente, et donc de distribuer la déformation. La distribution et la taille des failles dépend également fortement de la quantité de réduction de cohésion (Poliakov and Buck, 1998), du comportement mécanique de chaque couche (leur rhéologie) (Behn et al., 2002; Lavier et al., 1999, 2000) etc.

Au cours de cette thèse, j'ai caractérisé le mode de déformation dans l'orogène Chugach – St. Elias, avec une déformation localisée à l'Ouest et distribuée et partitionnée à l'Est. Ce modèle tectonique peut permettre d'apporter de nouvelles informations à la compréhension du rôle de l'héritage structural dans la déformation des orogènes, et de nombreuses questions peuvent être adressées : La distribution de la déformation est-elle uniquement contrôlée par les conditions aux limites ? Quel est l'impact des contrastes de rhéologie dus à la présence de différents domaines ? Le flux de chaleur très élevé contrôle-t-il la distribution de la déformation dans la syntaxe ? Le comportement visqueux de la croûte inférieure proposé par Mazzotti and Hyndman (2002) contrôle-t-il la partition de la déformation dans le système au Sud (Fairweather – Denali) ? L'adoucissement de la lithosphère au niveau des structures héritées a-t-il un rôle majeur ? Le plateau du Yukon à l'Est contrôle-t-il l'unilatéralité de la propagation de la déformation (extrusion du bloc St. Elias) en jouant le rôle de bord bloqué dans le modèle de Tapponnier et al. (1982) ?

20.2. PERSPECTIVES DE TRAVAIL A L'AIDE D'ADELI

Pour adresser certaines de ces questions, j'ai mis en place un modèle numérique 3 – D en éléments finis à l'aide du code Adeli (Chéry and Hassani, 2000).

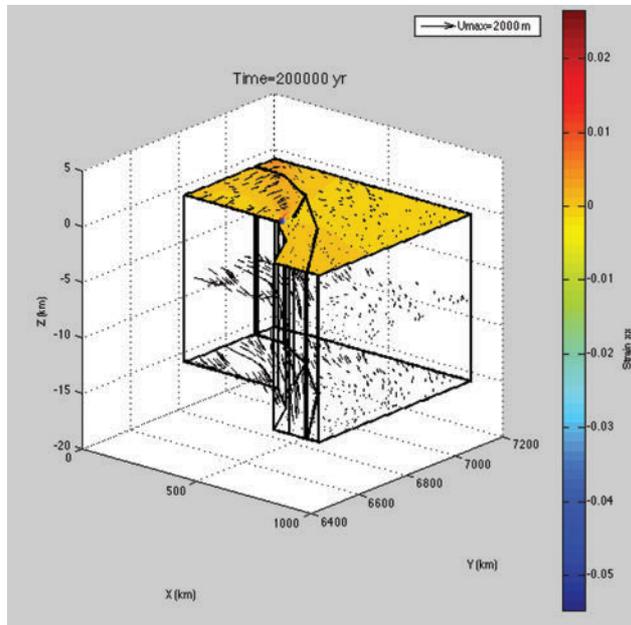


Figure 155 : Déplacements et taux de déformation horizontal après 200 000 ans pour un milieu homogène.

La géométrie du modèle reproduit la syntaxe canadienne, avec les failles de Denali et Totschunda, et est défini juste en arrière de la frontière de plaque (front de collision et faille de Fairweather) dans le but de s'affranchir de la déformation complexe au sein du prisme orogénique liée à la collision (Figure 155). Les conditions aux limites sont imposées par les vitesses de failles et les vitesses GPS long-terme entre les failles, et les bords Nord et Est sont bloqués (pour simplifier le modèle). Une fois un modèle simple et homogène stabilisé (une seule couche, pas de failles), des variations de certains paramètres rhéologiques permettront d'apporter de nouvelles informations à la compréhension du système : friction différente sur les failles, flux de chaleur

spatialement variable, modèle bi- couche, milieu plus résistant au Nord-Est de Denali, etc.

Enfin, un paramètre important n'a pas été testé au cours de cette thèse alors que son impact à des latitudes aussi élevées n'est très certainement pas négligeable. L'érosion contrôle l'exhumation et donc la distribution de la déformation dans les orogènes d'accrétion (comme dans l'exemple donné par Gapais et al. (2009)). Les données d'exhumation dans l'orogène Chugach – St. Elias montrent un pic d'exhumation récent lié aux glaciations Quaternaire (Grabowski et al., 2013). L'érosion joue-t-elle un rôle important dans la propagation de la déformation du système vers le Sud? Diverses pistes de travail restent à explorer pour apporter des réponses à la compréhension des orogènes de collision en s'appuyant sur l'exemple de la Cordillère Alaska – Canada.

BIBLIOGRAPHIE

- Abe, K., and Noguchi, S. i., 1983, Revision of magnitudes of large shallow earthquakes, 1897–1912: *Physics of the Earth and planetary interiors*, v. 33, no. 1, p. 1-11.
- Aberhan, M., 1999, Terrane history of the Canadian Cordillera: Estimating amounts of latitudinal displacement and rotation of Wrangellia and Stikinia: *Geological Magazine*, v. 136, p. 481-492.
- Ackert, R. P., Singer, B. S., Guillou, H., Kaplan, M. R., and Kurz, M. D., 2003, Long-term cosmogenic ^3He production rates from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K–Ar dated Patagonian lava flows at 47 S: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 210, no. 1, p. 119-136.
- Altamimi, Z., Métivier, L., and Collilieux, X., 2012, ITRF2008 plate motion model: *Journal of Geophysical Research*, v. 117, no. B7.
- Amand, P. S., 1957, GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL SYNTHESIS OF THE TECTONICS OF PORTIONS OF BRITISH COLUMBIA, THE YUKON TERRITORY, AND ALASKA: *Geological Society of America Bulletin*, v. 68, no. 10, p. 1343-1370.
- Arendt, A. A., Echelmeyer, K. A., William, D. H., Lingle, C. S., and Valentine, V. B., 2002, Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level: *Science*, v. 297.
- Arendt, A. A., Luthcke, S. B., Larsen, C. F., Abdalati, W., Krabill, W. B., and Beedle, M. J., 2008, Validation of high-resolution GRACE mascon estimates of glacier mass changes in the St Elias Mountains, Alaska, USA, using aircraft laser altimetry: *Journal of Glaciology*, v. 54, no. 188, p. 778-787.
- Arkle, J. C., Armstrong, P. A., Haeussler, P. J., Prior, M. G., Hartman, S., Sendziak, K. L., and Brush, J. A., 2013, Focused exhumation in the syntaxis of the western Chugach Mountains and Prince William Sound, Alaska: *Geological Society of America Bulletin*, v. 125, no. 5-6, p. 776-793.
- Barendregt, R. W., Enkin, R. J., Baker, J., and Duk-Rodkin, A., 1996, Paleomagnetic evidence for late Cenozoic glaciations in the Mackenzie Mountains of the Northwest Territories, Canada: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 33, no. 6, p. 896-903.
- Behn, M. D., Lin, J., and Zuber, M. T., 2002, A continuum mechanics model for normal faulting using a strain-rate softening rheology: implications for thermal and rheological controls on continental and oceanic rifting: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 202, no. 3, p. 725-740.

- Bemis, S. P., 2004, Neotectonic framework of the North-Central Alaska Range foothills [M. S.: University of Alaska, Fairbanks.
- Bemis, S. P., Weldon, R. J., and Carver, G. A., 2015, Slip partitioning along a continuously curved fault: Quaternary geologic controls on Denali fault system slip partitioning, growth of the Alaska Range, and the tectonics of south-central Alaska: *Lithosphere*, v. 7, no. 3, p. 235-246.
- Bennett, M., and Glasser, N., 2009, *Glacial Geology: ice sheets and landforms*.
- Benowitz, J. A., Layer, P. W., Armstrong, P., Perry, S. E., Haeussler, P. J., Fitzgerald, P. G., and VanLaningham, S., 2011, Spatial variations in focused exhumation along a continental-scale strike-slip fault: The Denali fault of the eastern Alaska Range: *Geosphere*, v. 7, no. 2, p. 455-467.
- Berger, A. L., Spotila, J. A., Chapman, J. B., Pavlis, T. L., Enkelmann, E., Ruppert, N. A., and Buscher, J. T., 2008, Architecture, kinematics, and exhumation of a convergent orogenic wedge: A thermochronological investigation of tectonic-climatic interactions within the central St. Elias orogen, Alaska: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 270, no. 1-2, p. 13-24.
- Berthier, E., Schiefer, E., Clarke, G. K. C., Menounos, B., and Rémy, F., 2010, Contribution of Alaskan glaciers to sea-level rise derived from satellite imagery: *Nature Geoscience*, v. 3, no. 2, p. 92-95.
- Bird, P., 1996, Computer simulations of Alaskan neotectonics: *Tectonics*, v. 15, no. 2, p. 225-236.
- Blard, P.-H., Lavé, J., Pik, R., Quidelleur, X., Bourlès, D., and Kieffer, G., 2005, Fossil cosmogenic ^3He record from K-Ar dated basaltic flows of Mount Etna volcano (Sicily, 38 N): evaluation of a new paleoaltimeter: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 236, no. 3, p. 613-631.
- Blard, P. H., and Farley, K. A., 2008, The influence of radiogenic ^4He on cosmogenic ^3He determinations in volcanic olivine and pyroxene: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 276, no. 1, p. 20-29.
- Blard, P. H., and Pik, R., 2008, An alternative isochron method for measuring cosmogenic ^3He in lava flows: *Chemical Geology*, v. 251, no. 1, p. 20-32.
- Boehm, J., Werl, B., and Schuh, H., 2006, Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium - Range Weather Forecasts operational analysis data: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, v. 111, no. B2.
- Bostock, H. B., 1966, Notes on glaciation in central Yukon Territory: *Geological Survey of Canada*, v. 65-56, p. 18.

- Box, S. E., 1985, Early Cretaceous orogenic belt in northwestern Alaska: Internal organization, lateral extent, and tectonic interpretation, *in* D.G., H., ed., *Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region*: Houston, TX, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, p. 137-145.
- Boyd, T. M., and Nábělek, J. L., 1988, Rupture process of the Andreanof Islands earthquake of May 7, 1986: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 78, no. 5, p. 1653-1673.
- Bradley, D., Dumoulin, J., Layer, P. W., Sunderlin, D., and Roeske, S. M., 2003, Late Paleozoic orogeny in Alaska's Farewell terrane: *Tectonophysics*, v. 372, p. 23-40.
- Braucher, R., Brown, E. T., Bourlès, D. L., and Colin, F., 2003, In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 211, no. 3, p. 251-258.
- Brew, D. A., Loney, R. A., and Muffler, L. J. P., 1966, *Tectonic history of southeastern Alaska*, Canadian Institute of Mining and Metallurgy.
- Briner, J. P., Kaufman, D. S., Manley, W. F., Finkel, R. C., and Caffee, M. W., 2005, Cosmogenic exposure dating of late Pleistocene moraine stabilization in Alaska: *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, no. 7-8, p. 1108-1120.
- Briner, J. P., Kaufman, D. S., Werner, A., Caffee, M., Levy, L., Manley, W. F., Kaplan, M. R., and Finkel, R. C., 2002, Glacier readvance during the late glacial (Younger Dryas?) in the Ahklun Mountains, southwestern Alaska: *Geology*, v. 30, no. 8, p. 679-682.
- Briner, J. P., Swanson, T. W., and Caffee, M., 2001, Late Pleistocene cosmogenic ^{36}Cl glacial chronology of the southwestern Ahklun Mountains, Alaska: *Quaternary Research*, v. 56, no. 2, p. 148-154.
- Brocher, T. M., Fuis, G. S., Fisher, M. A., Plafker, G., Moses, M. J., Taber, J. J., and Christensen, N. I., 1994, Mapping the megathrust beneath the northern Gulf of Alaska using wide - angle seismic data: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012)*, v. 99, no. B6, p. 11663-11685.
- Brown, E. T., Edmond, J. M., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Kurz, M. D., and Brook, E. J., 1991, Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, no. 8, p. 2269-2283.
- Bruhn, R., 2012, Plate margin deformation and active tectonics along the northern edge of the Yakutat Terrane in the Saint Elias Orogen, Alaska, and Yukon, Canada: *Geosphere*, v. 8, no. 6, p. 1384.
- Bruhn, R. L., Pavlis, T. L., Plafker, G., and Serpa, L., 2004, Deformation during terrane accretion in the Saint Elias orogen, Alaska: *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, no. 7, p. 771.

- Bruns, T. R., 1983, Model for the origin of the Yakutat block, an accreting terrane in the northern Gulf of Alaska: *Geology*, v. 11, no. 12, p. 718-721.
- Buscher, J. T., Berger, A. L., and Spotila, J. A., 2008, Exhumation in the Chugach - Kenai Mountain Belt Above the Aleutian Subduction Zone, Southern Alaska: *Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska*, p. 151-166.
- Byerlee, J., 1978, Friction of rocks: *Pure and applied geophysics*, v. 116, no. 4-5, p. 615-626.
- Cady, W. M., Wallace, R. E., Hoare, J. M., and Webber, E. J., 1955, The central Kuskokwim region, Alaska, 2330-7102.
- Calkin, P. E., 1988, Holocene glaciation of Alaska (and adjoining Yukon Territory, Canada): *Quaternary Science Reviews*, v. 7, p. 159-184.
- Carver, G., and Plafker, G., 2008, Paleoseismicity and neotectonics of the Aleutian subduction zone—An overview: *Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska*, p. 43-63.
- Cassidy, J. F., and Bent, A., 2002, Large Historic Earthquakes of the Northern Canadian Cordillera: The 1953-1957 MacKenzie Mountains Earthquake Sequence: *AGU Fall Meeting Abstracts*, v. 1, p. 1142.
- Cassidy, J. F., and Bent, A. L., 1993, Source parameters of the 29 May and 5 June, 1940 Richardson Mountains, Yukon Territory, earthquakes: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 83, no. 3, p. 636-659.
- Cassidy, J. F., Rogers, G. C., and Ristau, J., 2005, Seismicity in the vicinity of the SNORCLE corridors of the northern Canadian Cordillera: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 42, no. 6, p. 1137-1148.
- Chapman, J. B., Pavlis, T. L., Bruhn, R. L., Worthington, L. L., Gulick, S. P. S., and Berger, A. L., 2012, Structural relationships in the eastern syntaxis of the St. Elias orogen, Alaska: *Geosphere*, v. 8, no. 1, p. 105-126.
- Chéry, J., and Hassani, R., 2000, ADELI user's guide version 1.0: A 2D and 3D finite element software for thermomechanical modeling of geological deformation.
- Christensen, D. H., and Beck, S. L., 1994, The rupture process and tectonic implications of the great 1964 Prince William Sound earthquake, *Shallow Subduction Zones: Seismicity, Mechanics and Seismic Potential*, Springer, p. 29-53.
- Christensen, K., Estes, P. A., Oñate, S. A., Beck, C. A., DeMarzo, A., Altmann, M., Lieberman, B. A., St. John, J., Nordeen, S. K., and Edwards, D. P., 1991, Characterization and functional properties of the A and B forms of human progesterone receptors synthesized in a baculovirus system: *Molecular Endocrinology*, v. 5, no. 11, p. 1755-1770.

- Christeson, G. L., Gulick, S. P. S., van Avendonk, H. J. A., Worthington, L. L., Reece, R. S., and Pavlis, T. L., 2010, The Yakutat terrane: Dramatic change in crustal thickness across the Transition fault, Alaska: *Geology*, v. 38, no. 10, p. 895-898.
- Clague, J. J., 1979, The Denali Fault system in Southwest Yukon Territory - A geologic hazard ?, v. *Current Research*, no. Paper 79-1A, p. 169-178.
- Cobbett, R., Israel, S., and Mortensen, J., 2010, The Duke River Fault, southwest Yukon: Preliminary examination of the relationships between Wrangellia and the Alexander terrane, in MacFarlane, K. E., Weston L.H. and Blackburn L.R., ed., *Yukon Exploration and Geology*, Yukon Geological Survey, p. 143-158.
- Cobbett, R. N., 2011, Timing and kinematics of the Duke River Fault; Insights into the evolution of the insular terrane, Southwest Yukon [Master: University of British Columbia.
- Colpron, M., Nelson, J. L., and Murphy, D. C., 2007, Northern Cordilleran terranes and their interactions through time: *GSA Today*, v. 17, no. 4/5.
- Crone, A. J., Personius, S. F., Craw, P. A., Haeussler, P. J., and Staff, L. A., 2004, The Susitna Glacier thrust fault: Characteristics of surface ruptures on the fault that initiated the 2002 Denali fault earthquake: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 94, no. 6B, p. S5-S22.
- Cross, R. S., and Freymueller, J. T., 2008, Evidence for and implications of a Bering plate based on geodetic measurements from the Aleutians and western Alaska: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, v. 113, no. B7.
- Davies, J., Sykes, L., House, L., and Jacob, K., 1981, Shumagin seismic gap, Alaska Peninsula: History of great earthquakes, tectonic setting, and evidence for high seismic potential: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, v. 86, no. B5, p. 3821-3855.
- Davis, A. S., and Plafker, G., 1986, Eocene basalts from the Yakutat terrane: Evidence for the origin of an accreting terrane in southern Alaska: *Geology*, v. 14, no. 11, p. 963-966.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S., 1990, Current plate motions: *Geophysical journal international*, v. 101, no. 2, p. 425-478.
- Denton, G. H., 1974, Quaternary Glaciations of the White River Valley, Alaska, with a Regional Synthesis for the Northern St. Elias Mountains, Alaska and Yukon Territory: *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 871-892.
- Dodds, C. J., and Campbell, R. B., 1992, *Geology, Mount St. Elias map area [115B & C [E1/2]]*, Yukon Territory: Geological Society of Canada, Open File Report, v. 2189, p. 85.

- Doser, D. I., 2004, Seismicity of the Denali-Totschunda Fault Zone in Central Alaska (1912-1988) and Its Relation to the 2002 Denali Fault Earthquake Sequence: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 94, no. 6B, p. S132-S144.
- , 2009, Estimating magnitude and location of Alaskan earthquakes using intensity data: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 99, no. 6, p. 3430-3453.
- Doser, D. I., 2010, A Reevaluation of the 1958 Fairweather, Alaska, Earthquake Sequence: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 100, no. 4, p. 1792-1799.
- , 2012, Revisiting the 1979 St. Elias, Alaska, Aftershock Sequence and Its Regional Significance: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 102, no. 6, p. 2392-2404.
- Doser, D. I., 2014, Seismicity of Southwestern Yukon, Canada, and its relation to slip transfer between the Fairweather and Denali fault systems: *Tectonophysics*, v. 611, p. 121-129.
- Doser, D. I., and Lomas, R., 2000, The transition from strike-slip to oblique subduction in southeastern Alaska from seismological studies: *Tectonophysics*, v. 316, p. 45-65.
- Dow, J. M., Neilan, R. E., and Rizos, C., 2009, The international GNSS service in a changing landscape of global navigation satellite systems: *Journal of Geodesy*, v. 83, no. 3-4, p. 191-198.
- Duk-Rodkin, A., Barendregt, R. W., Froese, D. G., Weber, F., Enkin, R., Smith, I. R., Waters, P., and Klassen, R., Timing and extent of Plio-Pleistocene glaciations in North-Western Canada and East-Central Alaska.
- Duk-Rodkin, A., Barendregt, R. W., Froese, D. G., Weber, F., Enkin, R., Smith, I. R., Zazula, 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.
- Duk-Rodkin, A., Barendregt, R. W., Tarnocai, C., and Phillips, F. M., 1996, Late Tertiary to late Quaternary record in the Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada: stratigraphy, paleosols, paleomagnetism, and chlorine-36: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 33, no. 6, p. 875-895.
- Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P. U., England, J. H., Miller, G. H., Shaw, J., and Veillette, J. J., 2002, The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum: *Quaternary Science Reviews*, v. 21, p. 9-31.
- Dyke, A. S., and Prest, V. K., 1987, Late Wisconsinan and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet: *Géographie physique et Quaternaire*, v. 41, no. 2, p. 237.
- Dziewonski, A. M., and Anderson, D. L., 1981, Preliminary reference Earth model: *Physics of the earth and planetary interiors*, v. 25, no. 4, p. 297-356.

- 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: *Journal of Geophysical Research*, v. 111, no. B11.
- Eberhart-Phillips, D., Haeussler, P. J., Freymueller, J. T., Frankel, A. D., Rubin, C. M., Craw, P., Ratchkovski, N. A., Anderson, G., Carver, G. A., Crone, A. J., Dawson, T. E., Fletcher, H., Hansen, R., Harp, E. L., Harris, R. A., Hill, D. P., Hreinsdottir, S., Jibson, R. W., Jones, L. M., Kayen, R., Keefer, D. K., Larsen, C. F., Moran, S. C., Personius, S. F., Plafker, G., Sherrod, B., Sieh, K., Sitar, N., and Wallace, W. K., 2003, The 2002 Denali fault earthquake, Alaska: a large magnitude, slip-partitioned event: *Science*, v. 300, no. 5622, p. 1113-1118.
- Elliott, J., 2011, Active tectonics in southern Alaska and the role of the Yakutat block constrained by GPS measurements [PhD: University of Alaska Fairbanks].
- Elliott, J., Freymueller, J. T., and Larsen, C. F., 2013, Active tectonics of the St. Elias orogen, Alaska, observed with GPS measurements: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 118, no. 10, p. 5625-5642.
- Elliott, J. L., Larsen, C. F., Freymueller, J. T., and Motyka, R. J., 2010, Tectonic block motion and glacial isostatic adjustment in southeast Alaska and adjacent Canada constrained by GPS measurements: *Journal of Geophysical Research*, v. 115, no. B9.
- England, P., and Houseman, G., 1989, Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, no. B12, p. 17561-17579.
- England, P., and Molnar, P., 1997, Active deformation of Asia: from kinematics to dynamics: *Science*, v. 278, no. 5338, p. 647-650.
- 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, no. 12, p. 915-918.
- Enkelmann, E., Koons, P. O., Pavlis, T. L., Hallet, B., Barker, A., Elliott, J., Garver, J. I., Gulick, S. P. S., Headley, R. M., Pavlis, G. L., Ridgway, K. D., Ruppert, N., and Van Avendonk, H. J. A., 2015a, Cooperation among tectonic and surface processes in the St. Elias Range, Earth's highest coastal mountains: *Geophysical Research Letters*, v. 42, no. 14, p. 5838-5846.
- Enkelmann, E., Valla, P. G., and Champagnac, J.-D., 2015b, Low-temperature thermochronology of the Yakutat plate corner, St. Elias Range (Alaska): bridging short-term and long-term deformation: *Quaternary Science Reviews*, v. 113, p. 23-38.
- 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, no. 5, p. 360-363.

- Estabrook, C. H., Nabelek, J. L., and Lerner-Lam, A. L., 1992, Tectonic model of the Pacific-North American plate boundary in the Gulf of Alaska from broadband analysis of the 1979 St. Elias, Alaska, earthquake and its aftershocks: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, no. B5, p. 6587-6612.
- Falkowski, S., Enkelmann, E., and Ehlers, T. A., 2014, Constraining the area of rapid and deep-seated exhumation at the St. Elias syntaxis, Southeast Alaska, with detrital zircon fission-track analysis: *Tectonics*, v. 33, p. 597-616.
- Ferris, A., Abers, G. A., Christensen, D. H., and Veenstra, E., 2003, High resolution image of the subducted Pacific (?) plate beneath central Alaska, 50–150 km depth: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 214, no. 3, p. 575-588.
- Ferry, M., Le Roux-Mallouf, R., Ritz, J.-F., Berthet, T., Peyret, M., Vernant, P., Maréchal, A., Cattin, R., Mazzotti, S., and Poujol, A., Tri-stereo Pleiades images-derived digital surface models for tectonic geomorphology studies, *in* Proceedings EGU General Assembly Conference Abstracts2014, Volume 16, p. 16401.
- 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, no. 9, p. 835-838.
- Finzel, E. S., Flesch, L. M., and Ridgway, K. D., 2014, Present-day geodynamics of the northern North American Cordillera: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 404, p. 111-123.
- 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, no. 3-4, p. 348-360.
- Fitzgerald, P. G., Sorkhabi, R. B., Redfield, T. F., and Stump, E., 1995, Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters: *Journal of geophysical research-all series-*, v. 100, p. 175-120,191.
- Fletcher, H. J., 2002, Crustal deformation in Alaska measured using the Global Positioning System [PhD: University of Alaska Fairbanks.
- Forbes, R. B., Turner, D. L., Stout, J., and Smith, T. E., CENOZOIC OFFSET ALONG DENALI FAULT, ALASKA, *in* Proceedings Transactions-american geophysical union1973, Volume 54, AMER GEOPHYSICAL UNION 2000 FLORIDA AVE NW, WASHINGTON, DC 20009, p. 495-&.
- Frankel, A., 2004, Rupture process of the M 7.9 Denali fault, Alaska, earthquake: subevents, directivity, and scaling of high-frequency ground motions: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 94, no. 6B, p. S234-S255.

- Freed, A. M., Bürgmann, R., Calais, E., Freymueller, J., and Hreinsdóttir, S., 2006, Implications of deformation following the 2002 Denali, Alaska, earthquake for postseismic relaxation processes and lithospheric rheology: *Journal of Geophysical Research*, v. 111, no. B1.
- 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, *in* Series, G. M., ed., *Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska*, Volume 179, American Geophysical Union.
- Froese, D. G., Barendregt, R. W., Enkin, R. J., and Baker, J., 2000, Paleomagnetic evidence for multiple late Pliocene-early Pleistocene glaciations in the Klondike area, Yukon Territory: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 37, no. 6, p. 863-877.
- Gabrielse, H., 1985, Major dextral transcurrent displacements along the Northern Rocky Mountain Trench and related lineaments in north-central British Columbia: *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p. 1-14.
- Gapais, D., Cagnard, F., Gueydan, F., Barbey, P., and Ballèvre, M., 2009, Mountain building and exhumation processes through time: inferences from nature and models: *Terra Nova*, v. 21, no. 3, p. 188-194.
- Gosse, J. C., and Phillips, F. M., 2001, Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application: *Quaternary Science Reviews*, v. 20, no. 14, p. 1475-1560.
- Grabowski, D. M., Enkelmann, E., and Ehlers, T. A., 2013, Spatial extent of rapid denudation in the glaciated St. Elias syntaxis region, SE Alaska: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 118, no. 3, p. 1921-1938.
- Grantz, A., 1966, Strike-slip faults in Alaska: Open-File Report, no. 66-53.
- Gulick, S. P. S., Lowe, L. A., Pavlis, T. L., Gardner, J. V., and Mayer, L. A., 2007, Geophysical insights into the Transition fault debate: Propagating strike slip in response to stalling Yakutat block subduction in the Gulf of Alaska: *Geology*, v. 35, no. 8, p. 763-766.
- Haeussler, P. J., 2008, An overview of the neotectonics of interior Alaska: Far - field deformation from the Yakutat microplate collision: *Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska*, p. 83-108.
- Haeussler, P. J., Lipovsky, P., Thoms, E. E., and Wesson, R. L., 2013, The Decoeli Mountain Fault, a newly identified active thrust (?) in the southwest Yukon Territory, Canada, *Seismological Society of America Annual Meeting*, Volume 84: Salt Lake City, Utah, *Seismological Research Letters*, p. 378.
- Haeussler, P. J., Schwartz, D. P., Dawson, T. E., Stenner, H. D., Lienkaemper, J. J., Sherrod, B., Cinti, F. R., Montone, P., Craw, P. A., Crone, A. J., and Personius, S. F., 2004,

- Surface rupture and slip distribution of the Denali and Totschunda Faults in the 3 November 2002 Mw 7.9 earthquake, Alaska: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 94, no. 6B, p. S23-S52.
- Hamilton, W., and Myers, W. B., 1966, Cenozoic tectonics of the western United States: *Review in Geophysics*, v. 4, p. 505-549.
- Helwig, J., 1974, Eugeosynclinal basement and a collage concept of orogenic belts, *in* Dott, R. H., Jr., and Shaver, R. H., eds., *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 19, p. 359-380.
- Heroux, P., and Kouba, J., 2001, GPS Precise Point Positioning using IGS orbit products: *Phys. Chem. Earth*, v. 26, no. 6-8, p. 573-578.
- Horner, R. B., Wetmiller, R. J., Lamontagne, M., and Plouffe, M., 1990, A fault model for the Nahanni earthquakes from aftershock studies: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 80, no. 6A, p. 1553-1570.
- Houseman, G., and England, P., 1993, Crustal thickening versus lateral expulsion in the Indian - Asian continental collision: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012), v. 98, no. B7, p. 12233-12249.
- Hreinsdóttir, S., Freymueller, J. T., Bürgmann, R., and Mitchell, J., 2006, Coseismic deformation of the 2002 Denali Fault earthquake: Insights from GPS measurements: *Journal of Geophysical Research*, v. 111, no. B3.
- Hu, Y., and Freymueller, J. T., Geodetic Observations of Glacial Isostatic Adjustment in Southeast Alaska and its Implication of Earth Rheology, *in* *Proceedings AGU Fall Meeting Abstracts 2012*, Volume 1, p. 0872.
- Huggett, R. J., 2011, *Fundamentals of Geomorphology*, Routledge Fundamentals of Physical Geography Series.
- Hughes, O. L., 1969, *Glacial Limits and Flow Patterns: Yukon Territory, South of 65 Degrees North Latitude*, Department of Energy, Mines and Resources.
- Humphreys, E. D., and Coblenz, D. D., 2007, North American dynamics and western U.S. tectonics: *Reviews of Geophysics*, v. 45, no. 3, p. n/a-n/a.
- Israel, S., Colpron, M., Roots, C., and Fraser, T., 2015, *Overview of Yukon Geology*, Yukon Geological Survey website.
- Jackson, L. E., 1994, *Terrain inventory and Quaternary history of the Pelly River area, Yukon Territory*, Geological Survey of Canada.
- , 2000, *Quaternary geology of the Carmacks map area, Yukon Territory*, Ottawa (Ont.).

- Jackson, L. E., Ward, B., Duk-Rodkin, A., and Hughes, O. L., 1991, The Last Cordilleran Ice Sheet in Southern Yukon Territory: *Géographie physique et Quaternaire*, v. 45, no. 3, p. 341.
- Jadamec, M. A., Billen, M. I., and Roeske, S. M., 2013, Three-dimensional numerical models of flat slab subduction and the Denali fault driving deformation in south-central Alaska: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 376, p. 29-42.
- Johnson, J. M., and Satake, K., 1994, Rupture extent of the 1938 Alaskan earthquake as inferred from tsunami waveforms: *Geophysical research letters*, v. 21, no. 8, p. 733-736.
- Johnson, J. M., Satake, K., Holdahl, S. R., and Sauber, J., 1996, The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data: *Journal of Geophysical Research*, v. 101, no. B1, p. 523.
- Johnson, J. M., Tanioka, Y., Ruff, L. J., Satake, K., Kanamori, H., and Sykes, L. R., 1994, The 1957 great Aleutian earthquake: *Pure and Applied Geophysics*, v. 142, no. 1, p. 3-28.
- Johnson, K. M., Bürgmann, R., and Freymueller, J. T., 2009, Coupled afterslip and viscoelastic flow following the 2002 Denali Fault, Alaska earthquake: *Geophysical Journal International*, v. 176, no. 3, p. 670-682.
- Johnston, S. T., 2001, The Great Alaskan terrane wreck: reconciliation of paleomagnetic and geological data in the northern Cordillera: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 193, p. 259-272.
- , 2008, The Cordilleran Ribbon Continent of North America: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 36, no. 1, p. 495-530.
- Johnston, S. T., and Borel, G., 2007, The odyssey of the Cache Creek terrane, Canadian Cordillera: Implications for accretionary orogens, tectonic setting of Panthalassa, the Pacific superwell, and break-up of Pangea: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 253, p. 415-428.
- Jones, D. L., Howell, D. G., Coney, P. J., and Monger, J. W. H., 1983, Recognition, character and analysis of tectono-stratigraphic terranes in western North America, *in* Hashimoto, M., and Uyeda, S., eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Region*: Tokyo, Terra, p. 21-35.
- Kalbas, J. L., Freed, A. M., and Ridgway, K. D., 2008, Contemporary fault mechanics in southern Alaska, v. 179, p. 321-336.
- Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes: *Journal of geophysical research*, v. 82, no. 20, p. 2981-2987.
- Kaufman, D. S., Young, N. E., Briner, J. P., and Manley, W. F., 2011, Alaska Palaeo-Glacier Atlas (Version 2), v. 15, p. 427-445.

- Kirby, E., Harkins, N., Wang, E., Shi, X., Fan, C., and Burbank, D., 2007, Slip rate gradients along the eastern Kunlun fault: *Tectonics*, v. 26, no. 2, p. n/a-n/a.
- Kober, F., Ivy-Ochs, S., Leya, I., Baur, H., Magna, T., Wieler, R., and Kubik, P. W., 2005, In situ cosmogenic ^{10}Be and ^{21}Ne in sanidine and in situ cosmogenic ^3He in Fe–Ti-oxide minerals: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 236, no. 1, p. 404-418.
- Koons, P. O., Hooks, B. P., Pavlis, T., Upton, P., and Barker, A. D., 2010, Three-dimensional mechanics of Yakutat convergence in the southern Alaskan plate corner: *Tectonics*, v. 29, no. 4, p. n/a-n/a.
- Lagler, K., Schindelegger, M., Bohm, J., Krasna, H., and Nilsson, T., 2013, GPT2: Empirical slant delay model for radio space geodetic techniques: *Geophys Res Lett*, v. 40, no. 6, p. 1069-1073.
- Lahr, J. C., and Plafker, G., 1980, Holocene Pacific-North American plate interaction in southern Alaska: Implications for the Yakataga seismic gap: *Geology*, v. 8, p. 483-486.
- Lal, D., 1991, Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 104, no. 2, p. 424-439.
- Lanphere, M. A., Blake, M. C., and Irwin, W. P., 1978, Early Cretaceous metamorphic age of the South Fork Mountain schist in the northern Coast Ranges of California: *American Journal of Science*, v. 278, no. 6, p. 798-815.
- Larsen, C. F., Motyka, R. J., Freymueller, J. T., Echelmeyer, K. A., and Ivins, E. R., 2004, Rapid uplift of southern Alaska caused by recent ice loss: *Geophysical Journal International*, v. 158, no. 3, p. 1118-1133.
- , 2005, Rapid viscoelastic uplift in southeast Alaska caused by post-Little Ice Age glacial retreat: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 237, no. 3-4, p. 548-560.
- Lavier, L. L., Buck, W. R., and Poliakov, A. N. B., 1999, Self-consistent rolling-hinge model for the evolution of large-offset low-angle normal faults: *Geology*, v. 27, no. 12, p. 1127-1130.
- , 2000, Factors controlling normal fault offset in an ideal brittle layer: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, v. 105, no. B10, p. 23431-23442.
- 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, no. B11.
- 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, no. B8.
- Letellier, T., 2005, Etude des ondes de marée sur les plateaux continentaux: Toulouse 3.

- Lewis, T., and Hyndman, R. D., High heat flow and high crustal temperatures along the SNORCLE Transect, *in* Proceedings Cook, F., and Erdmer, P., compilers, Slave-Northern Cordillera Lithospheric Evolution Transect and Cordilleran Tectonics Workshop: LITHOPROBE report2001, Volume 79, p. 28-29.
- Licciardi, J. M., Kurz, M. D., Clark, P. U., and Brook, E. J., 1999, Calibration of cosmogenic ^3He production rates from Holocene lava flows in Oregon, USA, and effects of the Earth's magnetic field: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 172, no. 3, p. 261-271.
- Lisowski, M., Savage, J. C., and Burford, R. O., 1987, Strain accumulation across the Fairweather and Totschunda Faults, Alaska: *Journal of Geophysical Research*, v. 92, no. B11, p. 11,552-511,560.
- Little, T. A., and Naeser, C. W., 1989, Tertiary tectonics of the Border Ranges fault system, Chugach Mountains, Alaska: Deformation and uplift in a forearc setting: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, v. 94, no. B4, p. 4333-4359.
- Mao, A., Harrison, C. G. A., and Dixon, T. H., 1999, Noise in GPS coordinate time series: *Journal of Geophysical Research*, v. 104, no. B2, p. 2797-2816.
- Marechal, A., Mazzotti, S., Elliott, J. L., Freymueller, J. T., and Schmidt, M., 2015, Indentor-corner tectonics in the Yakutat-St. Elias collision constrained by GPS: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 120, no. 5, p. 3897–3908.
- Marshall, S. J., James, T. S., and Clarke, G. K. C., 2002, North American Ice Sheet reconstructions at the Last Glacial Maximum: *Quaternary Science Reviews*, v. 21, p. 175-192.
- Matmon, A., Briner, J. P., Carver, G., Bierman, P., and Finkel, R. C., 2010, Moraine chronosequence of the Donnelly Dome region, Alaska: *Quaternary Research*, v. 74, no. 1, p. 63-72.
- Matmon, A., Schwartz, D. P., Haeussler, P. J., Finkel, R., Lienkaemper, J. J., Stenner, H. D., and Dawson, T. E., 2006, Denali fault slip rates and Holocene–late Pleistocene kinematics of central Alaska: *Geology*, v. 34, no. 8, p. 645.
- Matthews Jr, J. V., Mott, R. J., and Vincent, J.-S., 1986, Preglacial and Interglacial Environments of Banks Island: Pollen and Macrofossils from Duck Hawk Bluffs and Related Sites: *Géographie physique et Quaternaire*, v. 40, no. 3, p. 279.
- Matthews Jr, J. V., Schweger, C. E., and Hughes, O. L., 1990, Plant and insect fossils from the Mayo Indian Village section (Central Yukon): new data on middle Wisconsinan environments and glaciation: *Géographie physique et Quaternaire*, v. 44, no. 1, p. 15-26.
- Mazzotti, S., and Hyndman, R. D., 2002, Yakutat collision and strain transfer across the northern Canadian Cordillera: *Geology*, v. 30, no. 6, p. 495-498.

- Mazzotti, S., Leonard, L. J., Hyndman, R. D., and Cassidy, J. F., 2008, Tectonics, Dynamics, and Seismic Hazard in the Canada-Alaska Cordillera, *in* Series, G. M., ed., Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska, Volume 179, American Geophysical Union.
- McCaffrey, R., 2002, Crustal block rotations and plate coupling: Plate boundary zones, p. 101-122.
- McCaffrey, R., Zwick, P. C., Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Genrich, J. F., Stevens, C. W., Puntodewo, S. S. O., and Subarya, C., 2000, Strain partitioning during oblique plate convergence in northern Sumatra: Geodetic and seismologic constraints and numerical modeling: *Journal of Geophysical Research*, v. 105, no. B12, p. 28363.
- McCalpin, J. P., Bruhn, R. L., Pavlis, T. L., Gutierrez, F., Guerrero, J., and Lucha, P., 2011, Antislope scarps, gravitational spreading, and tectonic faulting in the western Yakutat microplate, south coastal Alaska: *Geosphere*, v. 7, no. 5, p. 1143-1158.
- McClelland, W. C., Gehrels, G. E., and Saleeby, J. B., 1992, Upper Jurassic-Lower Cretaceous basinal strata along the Cordilleran margin: implications for the accretionary history of the Alexander-Wrangellia-Peninsular terrane: *Tectonics*, v. 11, no. 4, p. 823-835.
- McClelland, W. C., and Mattinson, J., 2000, Cretaceous-Tertiary evolution of the western Coast Mountains, central southeastern Alaska, *in* HH, S., and McClelland, W. C., eds., *Tectonics of the Coast Mountains, southeastern Alaska and British Columbia*, Volume 343, Geological Society of America Special Paper, p. 159-182.
- Meade, B. J., and Hager, B. H., 1999, Simultaneous inversions of geodetic and geologic data for block motions in plate boundary zones: *EOS, Trans. Am. Geophys. Un.*
- Medynski, S., 2013, Interactions entre phénomènes tectoniques et magmatiques en contexte d'extension: l'exemple du segment de rift de Dabbahu [PhD: Université de Lorraine.
- Meighan, L. N., Cassidy, J. F., Mazzotti, S., and Pavlis, G. L., 2013, Microseismicity and Tectonics of Southwest Yukon Territory, Canada, Using a Local Dense Seismic Array: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 103, no. 6, p. 3341-3346.
- Meigs, A., Johnston, S., Garver, J., and Spotila, J., 2008, Crustal - scale structural architecture, shortening, and exhumation of an active, eroding orogenic wedge (Chugach/St Elias Range, southern Alaska): *Tectonics*, v. 27, no. 4.
- Menounos, B., Osborn, G., Clague, J. J., and Luckman, B. H., 2009, Latest Pleistocene and Holocene glacier fluctuations in western Canada: *Quaternary Science Reviews*, v. 28, no. 21-22, p. 2049-2074.
- Mériaux, A. S., Sieh, K., Finkel, R. C., Rubin, C. M., Taylor, M. H., Meltzner, A. J., and Ryerson, F. J., 2009, Kinematic behavior of southern Alaska constrained by westward

- decreasing postglacial slip rates on the Denali Fault, Alaska: *Journal of Geophysical Research*, v. 114, no. B3.
- Molnar, P., and Tapponnier, P., 1977, Relation of the tectonics of eastern China to the India-Eurasia collision: Application of slip-line field theory to large-scale continental tectonics: *Geology*, v. 5, no. 4, p. 212-216.
- Monger, J. W. H., and Price, R. A., 1996, Discussion: Paleomagnetism of the Upper Cretaceous strata of Mount Tatlow; evidence for 3000 km of northward displacement of the eastern Coast Belt, British Columbia and on paleomagnetism of the Spences Bridge Group and northward displacement of the Intermontane Belt, British Columbia; a second look: *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 13793-13803.
- Monger, J. W. H., Van der Heyden, P., Journeay, J. M., Evenchick, C. A., and Mahoney, J. B., 1994, Jurassic-Cretaceous basins along the Canadian Coast belt: Their bearing on pre-mid-Cretaceous sinistral displacements: *Geology*, v. 22, p. 175-178.
- Motyka, R. J., 2003, Little Ice Age subsidence and post Little Ice Age uplift at Juneau, Alaska, inferred from dendrochronology and geomorphology: *Quaternary Research*, v. 59, no. 3, p. 300-309.
- Muller, J. E., 1967, Kluane Lake map-area, Yukon Territory: *Canadian Geological Survey Mem.*, v. 340, p. 137.
- Nishenko, S. P., and Jacob, K. H., 1990, Seismic potential of the Queen Charlotte-Alaska-Aleutian Seismic Zone: *Journal of Geophysical Research*, v. 95, no. B3, p. 2511.
- Nokleberg, J., Parfenov, L. M., Monger, J. W. H., Norton, I. O., Khanchuk, A. I., Stone, D. B., Scotese, C. R., Scholl, D. W., and Fujita, K., Phanerozoic Tectonics Evolution of the Circum-North Pacific.
- Nokleberg, W. J., Jones, D. L., and Silberling, N. J., 1985, Origin and tectonic evolution of the Maclaren and Wrangellia terranes, eastern Alaska Range, Alaska: *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, no. 10, p. 1251-1270.
- O'Sullivan, P. B., and Currie, L. D., 1996, Thermotectonic history of Mt Logan, Yukon Territory, Canada: implications of multiple episodes of middle to late Cenozoic denudation: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 144, p. 251-261.
- Page, R. A., Biswas, N. N., Lahr, J. C., and Pulpan, H., 1991, Seismicity of continental Alaska: *Neotectonics of North America*, v. 1, p. 47-68.
- Parkin, E. J., 1969, Horizontal crustal movements determined from surveys after the Alaskan earthquake of 1964: The Prince William Sound, Alaska, Earthquake of 1964 and Aftershocks, v. 3, p. 35-98.

- Pavlis, T. L., and Bruhn, R. L., 1983, Deep - seated flow as a mechanism for the uplift of broad forearc ridges and its role in the exposure of high P/T metamorphic terranes: *Tectonics*, v. 2, no. 5, p. 473-497.
- Pavlis, T. L., Enkelmann, E., Gulick, S. P. S., and Pavlis, G. L., 2014, Introduction: Neogene tectonics and climate-tectonic interactions in the southern Alaskan orogen themed issue: *Geosphere*, v. 10, no. 3, p. 424-427.
- Pavlis, T. L., Picornell, C., Serpa, L., Bruhn, R. L., and Plafker, G., 2004, Tectonic processes during oblique collision: Insights from the St. Elias orogen, northern North American Cordillera: *Tectonics*, v. 23, no. 3, p. n/a-n/a.
- Pavlis, T. L., and Sisson, V. B., 2003, Development of a subhorizontal decoupling horizon in a transpressional system, Chugach metamorphic complex, Alaska: Evidence for rheological stratification of the crust: *Special papers-geological society of america*, p. 191-216.
- Peltier, W. R., and Drummond, R., 2008, Rheological stratification of the lithosphere: A direct inference based upon the geodetically observed pattern of the glacial isostatic adjustment of the North American continent: *Geophysical Research Letters*, v. 35, no. 16.
- Phillips, F. M., Zreda, M. G., Smith, S. S., Elmore, D., Kubik, P. W., and Sharma, P., 1990, Cosmogenic chlorine-36 chronology for glacial deposits at Bloody Canyon, eastern Sierra Nevada: *Science*, v. 248, no. 4962, p. 1529-1532.
- Plafker, G., 1969, *Tectonics of the March 27, 1964, Alaska earthquake*, US Government Printing Office.
- , 1987, *Regional geology and petroleum potential of the northern Gulf of Alaska continental margin*.
- Plafker, G., and Berg, H., 1994, An overview of the geology and tectonic evolution of Alaska, *in* Berg, H., ed., *The Geology of Alaska*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, p. 989-1021.
- 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, no. 5, p. 805-816.
- Plafker, G., Hudson, T., and Richter, D. H., 1977, Preliminary observations on late Cenozoic displacements along the Totschunda and Denali fault systems, *in* Blean, K. M., ed., *The United States Geological Survey in Alaska, Volume 751-B*, U.S. Geological Survey, p. B67-B69.
- Plafker, G., Moore, J. C., and Winkler, G. R., 1994, *Geology of the southern Alaska margin*, *The Geology of Alaska*.

- Plafker, G., Naeser, C. W., Zimmermann, R. A., Lull, J. S., and Hudson, T., 1992, Cenozoic uplift history of the Mount McKinley area in the central Alaska Range based on fission-track dating: US Geological Survey Bulletin, v. 2041, p. 202-212.
- Plafker, G., and Thatcher, W., 2008, Geological and geophysical evaluation of the mechanisms of the great 1899 Yakutat Bay earthquakes: Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska, p. 215-236.
- Platt, J. P., 1993, Mechanics of oblique convergence: Journal of Geophysical Research, v. 98, no. B9, p. 16,239-216,256.
- Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T. H., LaFemina, P., Sella, G. F., Fletcher, J., and Suarez-Vidal, F., 2007, New constraints on relative motion between the Pacific Plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements: Geophysical Journal International, v. 170, no. 3, p. 1373-1380.
- Poliakov, A. N. B., and Buck, W. R., 1998, Mechanics of stretching elastic-plastic-viscous layers: Applications to slow-spreading mid-ocean ridges: Geophysical monograph-american geophysical union, v. 106, p. 305-324.
- Pollitz, F. F., 2005, Transient rheology of the upper mantle beneath central Alaska inferred from the crustal velocity field following the 2002 Denali earthquake: Journal of Geophysical Research, v. 110, no. B8.
- Porter, S. C., 1989, Late Holocene fluctuations of the fiord glacier system in Icy Bay, Alaska, USA: Arctic and Alpine Research, p. 364-379.
- Poujol, A., 2014, Analyse des déformations actuelles dans le Rif (Maroc) : Approche morphotectonique[PhD]: Université Montpellier 2.
- Power, M. A., 1988, Mass movement, seismicity and neotectonics in the northern St. Elias Mountains, Yukon.
- Price, R. A., and Carmichael, D. M., 1986, Geometric test for late Cretaceous-Paleogene intracontinental transform faulting in the Canadian Cordillera: Geology, v. 14, p. 468-471.
- Rasendra, N., Bonnin, M., Mazzotti, S., and Tiberi, C., 2014, Crustal and Upper-Mantle Anisotropy Related to Fossilized Transpression Fabric along the Denali Fault, Northern Canadian Cordillera: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 104, no. 4, p. 1964-1975.
- Ratchkovski, N. A., 2003, Change in stress directions along the central Denali fault, Alaska after the 2002 earthquake sequence: Geophysical research letters, v. 30, no. 19.
- Ratchkovski, N. A., Hansen, R. A., Stachnik, J. C., Cox, T., Fox, O., Rao, L., Clark, E., Lafevers, M., Estes, S., and MacCormack, J. B., 2003, Aftershock sequence of the Mw

- 7.9 Denali fault, Alaska, earthquake of 3 November 2002 from regional seismic network data: *Seismological Research Letters*, v. 74, no. 6, p. 743-752.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H. G., and Merle, O., 1991, Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis: *Tectonics*, v. 10, no. 2, p. 257-271.
- Reed, B. L., and Lanphere, M. A., 1974, Offset plutons and history of movement along the McKinley segment of the Denali fault system, Alaska: *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, no. 12, p. 1883-1892.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaaizer, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., and Van der Plicht, J., 2013, INTCAL13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years CAL BP: *Radiocarbon*, v. 55, no. 4, p. 1869-1887.
- Richter, D. H., and Jones, D. L., 1973, Structure and stratigraphy of eastern Alaska Range, Alaska: *Arctic geology: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, v. 19, p. 408-420.
- Richter, D. H., and Matson, N. A. J., 1971, Quaternary Faulting in the Eastern Alaska Range: *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 1529-1540.
- Richter, D. H., Smith, J. G., Lanphere, M. A., Dalrymple, G. B., Reed, B. L., and Shew, N., 1990, Age and progression of volcanism, Wrangell volcanic field, Alaska: *Bulletin of Volcanology*, v. 53, no. 1, p. 29-44.
- Ristau, J., Rogers, G. C., and Cassidy, J. F., 2007, Stress in western Canada from regional moment tensor analysis: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 44, no. 2, p. 127-148.
- Ritz, J. F., Vassallo, R., Braucher, R., Brown, E. T., Carretier, S., and Bourlès, D., 2006, Using in situ-produced ^{10}Be to quantify active tectonics in the Gurban Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia): *Geological Society of America Bulletin*.
- Rizza, M., 2010, Analyses des vitesses et des déplacements co-sismiques sur des failles décrochantes en Mongolie et en Iran - Approche morphotectonique et paléosismologique. [PhD: Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc.
- Rosenberg, C. L., Brun, J. P., Cagnard, F., and Gapais, D., 2007, Oblique indentation in the Eastern Alps: Insights from laboratory experiments: *Tectonics*, v. 26, no. 2.
- Rosenberg, C. L., Brun, J. P., and Gapais, D., 2004, Indentation model of the Eastern Alps and the origin of the Tauern Window: *Geology*, v. 32, no. 11, p. 997.
- Ruppert, N. A., 2008, Stress map for Alaska from earthquake focal mechanisms: *Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska*, p. 351-367.

- Savage, J. C., 1983, A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone: *Journal of Geophysical Research*, v. 88, no. B6, p. 4984-4996.
- Savage, J. C., and Burford, R. O., 1973, Geodetic determination of relative plate motion in Central California: *Journal of Geophysical Research*, v. 78, no. 5.
- Savage, J. C., and Lisowski, M., 1988, Deformation in the Yakataga seismic gap, southern Alaska, 1980–1986: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, v. 93, no. B5, p. 4731-4744.
- Schäfer, J. M., Ivy-Ochs, S., Wieler, R., Leya, I., Baur, H., Denton, G. H., and Schlüchter, C., 1999, Cosmogenic noble gas studies in the oldest landscape on earth: surface exposure ages of the Dry Valleys, Antarctica: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 167, no. 3, p. 215-226.
- Schneider von Deimling, T., Ganopolski, A., Held, H., and Rahmstorf, S., 2006, How cold was the Last Glacial Maximum?: *Geophysical Research Letters*, v. 33, no. 14.
- Schueller, S., Gueydan, F., and Davy, P., 2005, Brittle - ductile coupling: Role of ductile viscosity on brittle fracturing: *Geophysical Research Letters*, v. 32, no. 10.
- , 2010, Mechanics of the transition from localized to distributed fracturing in layered brittle–ductile systems: *Tectonophysics*, v. 484, no. 1-4, p. 48-59.
- Schwartz, D. P., Haeussler, P. J., Seitz, G. G., and Dawson, T. E., 2012, Why the 2002 Denali fault rupture propagated onto the Totschunda fault: Implications for fault branching and seismic hazards: *Journal of Geophysical Research*, v. 117, no. B11.
- Seitz, G. G., Haeussler, P. J., Crone, A. J., Lipovsky, P., and Schwartz, D. P., 2010, Eastern Denali Fault Slip Rate and Paleoseismic History, Kluane Lake area, Yukon Territory, Canada: AGU.
- Seitz, G. J., Haeussler, P. J., Crone, A. J., Lipovsky, P., and Schwartz, D. P., Eastern Denali fault slip rate and paleoseismic history, Kluane Lake area, Yukon Territory, Canada, *in Proceedings AGU Fall Meeting Abstracts2008, Volume 1*, p. 1947.
- Sella, G. F., Stein, S., Dixon, T. H., Craymer, M., James, T. S., Mazzotti, S., and Dokka, R. K., 2007, Observation of glacial isostatic adjustment in “stable” North America with GPS: *Geophysical Research Letters*, v. 34, no. 2.
- Sella, G. F., Stein, S., Wdowinski, S., Dixon, T. H., Craymer, M., and James, T., Direct constraints on GIA motion in North America using GPS, *in Proceedings AGU Spring Meeting Abstracts2004, Volume 1*, p. 03.
- Shennan, I., Barlow, N., and Combellick, R., 2008, Paleoseismological Records of Multiple Great Earthquakes in Southcentral Alaska: A 4000 - Year Record at Girdwood: *Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska*, p. 185-199.

- Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sébrier, M., Cushing, M., Bourlès, D., Hamelin, B., Baroux, E., de Voogd, B., and Raisbeck, G., 2004, Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 220, no. 3, p. 345-364.
- Smith, P. L., Tipper, H. W., and Ham, D. M., 2001, Lower Jurassic Amaltheidae (Ammotina) in North America: Paleobiogeography and tectonic implications: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 38, p. 1439-1449.
- Spada, G., 2003, *The theory behind TABOO*: Samizdat, Golden, Colo.
- Spada, G., Antonioli, A., Boschi, L., Brandi, V., Cianetti, S., Galvani, G., Giunchi, C., Perniola, B., Agostinetti, N. P., and Piersanti, A., 2004, Modeling Earth's post - glacial rebound: *Eos, Transactions American Geophysical Union*, v. 85, no. 6, p. 62-64.
- Spotila, J. A., and Berger, A. L., 2010, Exhumation at orogenic indentor corners under long-term glacial conditions: Example of the St. Elias orogen, Southern Alaska: *Tectonophysics*, v. 490, no. 3-4, p. 241-256.
- 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, no. 6, p. 501-504.
- Stauder, W., and Bollinger, G. A., 1966, The focal mechanism of the Alaska earthquake of March 28, 1964, and of its aftershock sequence: *Journal of Geophysical Research*, v. 71, no. 22.
- Stone, J. O., 2000, Air pressure and cosmogenic isotope production: *Journal of Geophysical Research*, v. 105, no. B10, p. 23753.
- Stout, J. H., Brady, J. B., Weber, F., and Page, R. A., 1973, Evidence for quaternary movement on the McKinley strand of the Denali Fault in the Delta River Area, Alaska: *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, p. 939-948.
- Stout, J. H., and Chase, C. G., 1980, Plate kinematics of the Denali fault system: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 17, no. 11, p. 1527-1537.
- Styron, R. H., Taylor, M. H., and Murphy, M. A., 2011, Oblique convergence, arc-parallel extension, and the role of strike-slip faulting in the High Himalaya: *Geosphere*, v. 7, no. 2, p. 582-596.
- Suito, H., and Freymueller, J. T., 2009, A viscoelastic and afterslip postseismic deformation model for the 1964 Alaska earthquake: *Journal of Geophysical Research*, v. 114, no. B11.
- Takeuchi, C. S., and Fialko, Y., 2012, Dynamic models of interseismic deformation and stress transfer from plate motion to continental transform faults: *Journal of Geophysical Research*, v. 117, no. B5.

- Talebian, M., Biggs, J., Bolourchi, M., Copley, A., Ghassemi, A., Ghorashi, M., Hollingsworth, J., Jackson, J., Nissen, E., Oveisi, B., Parsons, B., Priestley, K., and Saiidi, A., 2006, The Dahuiyeh (Zarand) earthquake of 2005 February 22 in central Iran: reactivation of an intramountain reverse fault: *Geophysical Journal International*, v. 164, no. 1, p. 137-148.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A. Y., and Armijo, R., 1982, Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine: *Geology*, v. 10, p. 611-616.
- Teyssier, C., Tikoff, B., and M., M., 1995, Oblique plate motion and continental tectonics: *Geology*, v. 23, no. 5, p. 447_450.
- Thatcher, W., 2009, How the continents deform: the evidence from tectonic geodesy*: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 37, p. 237-262.
- Tikoff, B., and Teyssier, C., 1994, Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens: *Journal of Structural Geology*, v. 16, no. 11, p. 1575-1588.
- Trull, T. W., and Kurz, M. D., 1993, Experimental measurements of ^3He and ^4He mobility in olivine and clinopyroxene at magmatic temperatures: *Geochimica et cosmochimica acta*, v. 57, no. 6, p. 1313-1324.
- Turner, D. L., Smith, T. E., and Forbes, R. B., Geochronology of offset along the Denali fault system in Alaska, *in Proceedings Geol. Soc. Am. Abstr. Programs 1974*, Volume 6, p. 268-269.
- Twenhofel, W. S., and Sainsbury, C. L., 1958, Fault patterns in southeastern Alaska: *Geological Society of America Bulletin*, v. 69, no. 11, p. 1431-1442.
- Umhoefer, P. J., 1987, Northward translation of Baja British Columbia along the Late Cretaceous to Paleocene margin of western North America: *Tectonics*, v. 6, p. 377-394.
- Van der Heyden, P., 1992, A Middle Jurassic to early Tertiary Andean-Sierran arc model for the Coast Belt of British Columbia: *Tectonics*, v. 11, p. 82-97.
- Vassallo, R., Ritz, J.-F., Braucher, R., and Carretier, S., 2005, Dating faulted alluvial fans with cosmogenic ^{10}Be in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia): climatic and tectonic implications: *Terra Nova*, v. 17, no. 3, p. 278-285.
- Vernant, P., and Chéry, J., 2006, Mechanical modelling of oblique convergence in the Zagros, Iran: *Geophysical Journal International*, v. 165, no. 3, p. 991-1002.
- Ward, B. C., Bond, J. D., and Gosse, J. C., 2007, Evidence for a 55–50 ka (early Wisconsin) glaciation of the Cordilleran ice sheet, Yukon Territory, Canada: *Quaternary Research*, v. 68, no. 1, p. 141-150.
- Wessel, B., 2013, TanDEM-X Ground segment, DEM products specification documents: Earth Observation Center.

- Wesson, R. L., and Boyd, O. S., 2007, Stress before and after the 2002 Denali fault earthquake: *Geophysical research letters*, v. 34, no. 7.
- Wetmiller, R. J., Horner, R. B., Hasegawa, H. S., North, R. G., Lamontagne, M., Weichert, D. H., and Evans, S. G., 1988, An analysis of the 1985 Nahanni earthquakes: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 78, no. 2, p. 590-616.
- Wiles, G. C., Barclay, D. J., and Calkin, P. E., 1999, Tree-ring-dated 'Little Ice Age' histories of maritime glaciers from western Prince William Sound, Alaska: *The Holocene*, v. 9, no. 2, p. 163-173.
- Williams, S. D. P., 2003, The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series: *Journal of Geodesy*, v. 76, no. 9-10, p. 483-494.
- Williams, S. D. P., 2004, Error analysis of continuous GPS position time series: *Journal of Geophysical Research*, v. 109, no. B3.
- Worthington, L. L., 2010, New geophysical parameters for understanding the evolution of the St. Elias Orogen, Southern Alaska [PhD: University of Texas].
- Worthington, L. L., Van Avendonk, H. J. A., Gulick, S. P. S., Christeson, G. L., and Pavlis, T. L., 2012, Crustal structure of the Yakutat terrane and the evolution of subduction and collision in southern Alaska: *Journal of Geophysical Research*, v. 117, no. B1.
- Zreda, M. G., and Phillips, F. M., 1995, Insights into alpine moraine development from cosmogenic ^{36}Cl buildup dating: *Geomorphology*, v. 14, no. 2, p. 149-156.
- Zweck, C., Freymueller, J. T., and Cohen, S. C., 2002, The 1964 great Alaska earthquake: present day and cumulative postseismic deformation in the western Kenai Peninsula: *Physics of the earth and planetary interiors*, v. 132, no. 1, p. 5-20.

ANNEXES

Annexe 1 : Vitesses GPS brutes dans le référentiel Nord Amérique (ITRF2008) et incertitudes associées.

station	lat. (°)	lon. (°)	velocity (mm/a)			1 σ uncertainty (mm/a)			length (a)	Nobs (%)
			North	East	Up	North	East	Up		
299C	64.03	-142.08	-3.8	8.8	0.0	0.1	0.6	0.6	4.2	93.9
489F	59.97	-136.82	7.2	2.6	16.0	0.4	0.9	1.6	13.1	1.4
AB35	60.08	-142.39	30.7	-19.5	11.4	0.5	0.1	0.4	6.1	93.6
AB41	64.78	-141.16	-1.6	1.8	-2.3	0.1	0.1	0.3	6.9	95.6
AB42	59.34	-138.90	34.8	-20.8	23.1	0.3	0.2	0.7	5.9	71.7
AB43	58.20	-136.64	11.0	-6.5	15.9	0.2	0.1	0.5	6.5	98.7
AB44	59.53	-135.23	5.1	1.9	16.5	0.1	0.1	0.5	8.1	95.9
AB50	58.42	-134.55	2.0	1.8	14.2	0.1	0.2	0.4	7.4	92.1
AC57	61.14	-145.74	27.0	-13.1	9.1	0.2	0.2	0.6	7.2	99.9
AC64	62.71	-144.30	17.6	-13.3	10.9	0.3	0.1	0.3	9.2	99.3
AC65	62.83	-143.70	18.2	-8.2	7.8	0.6	0.2	0.7	9.3	97.0
AC76	63.04	-143.26	1.1	6.6	5.0	0.4	0.3	0.5	5.4	98.1
AC77	62.69	-145.43	10.0	-13.6	7.0	0.2	0.1	0.7	6.4	98.5
ADLK	60.72	-138.36	7.6	2.2	11.6	0.8	1.7	2.3	3.9	4.9
AISH	61.19	-137.00	3.4	1.4	-4.5	1.2	2.3	3.1	3.8	3.9
ALSC	59.19	-138.32	29.3	-15.0	25.5	0.3	0.2	0.6	4.2	98.6
AMBE	60.01	-141.48	29.1	-21.9	15.6	4.0	8.2	8.0	3.0	2.6
ATLI	59.59	-133.71	1.6	1.8	4.1	0.2	0.1	0.4	8.8	85.4
BCDL	58.43	-130.03	0.5	1.5	-0.1	0.2	0.2	0.6	8.7	57.9
BCFN	58.84	-122.58	-1.1	0.8	3.3	0.1	0.1	0.3	7.6	94.1
BEA2	62.41	-140.86	1.4	4.6	1.9	0.4	0.2	0.4	6.9	85.1
BEAC	62.41	-140.86	0.7	2.6	3.2	0.3	0.3	0.3	9.6	82.7
BEUT	59.58	-136.47	7.0	2.7	23.0	0.3	0.6	2.2	13.1	2.0
BREM	60.97	-144.61	42.9	-16.6	13.6	2.4	0.5	0.8	8.1	4.1
CANY	60.86	-137.06	3.3	3.0	5.1	0.4	0.9	1.2	12.1	2.3
CARI	62.42	-131.43	-1.9	3.2	1.8	2.3	1.3	4.5	5.1	3.4
CLGO	64.87	-147.86	-6.0	3.0	1.4	0.3	0.1	0.2	14.5	96.9
COLA	61.90	-132.41	-2.3	2.6	4.1	0.8	1.0	4.0	5.1	4.1
DAWS	64.05	-139.43	-1.0	3.7	-3.2	0.6	0.5	1.5	8.8	2.2
DEST	61.22	-138.72	5.1	3.7	6.8	0.3	0.3	1.3	12.3	3.9
DEZA	60.38	-137.05	5.8	3.1	15.1	0.5	0.4	2.0	10.2	3.7
DISA	61.07	-141.67	16.7	-3.9	18.1	1.7	1.3	4.2	2.0	4.4
DONO	60.06	-143.38	39.8	-19.5	-2.2	1.3	1.6	3.4	3.0	5.3
DONJ	61.08	-139.40	7.2	1.1	10.2	0.9	2.4	1.7	3.9	5.1
DSPT	60.49	-138.61	8.1	0.8	22.3	1.3	0.7	4.2	3.9	4.6
EAGL	65.77	-137.85	-1.2	2.0	-2.1	0.4	0.6	0.7	11.8	2.6

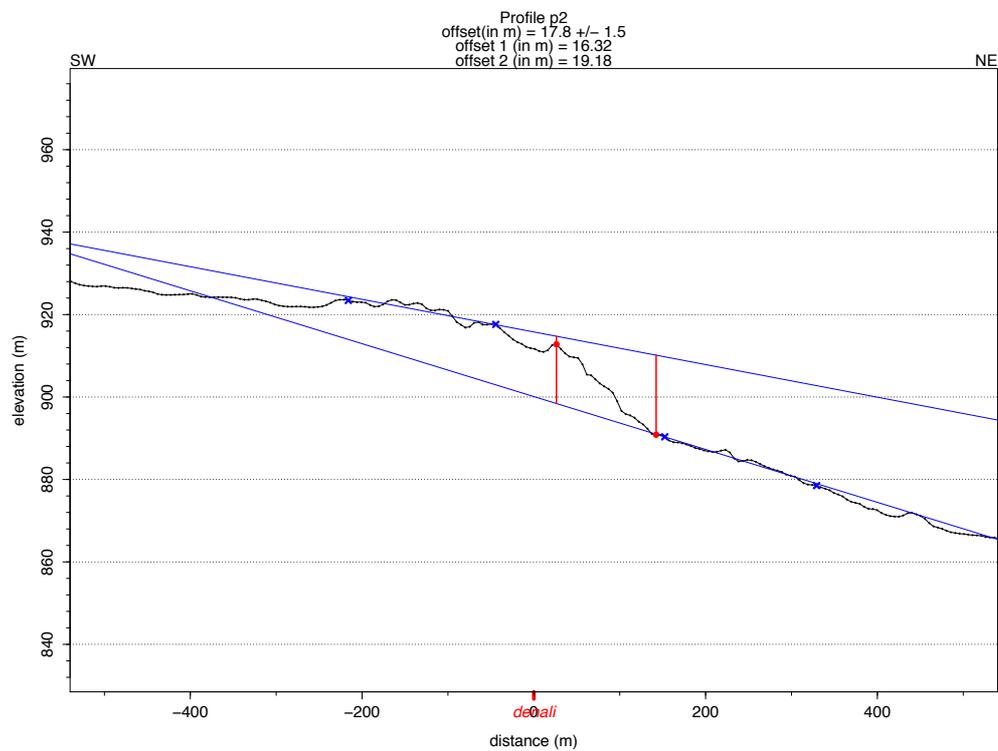
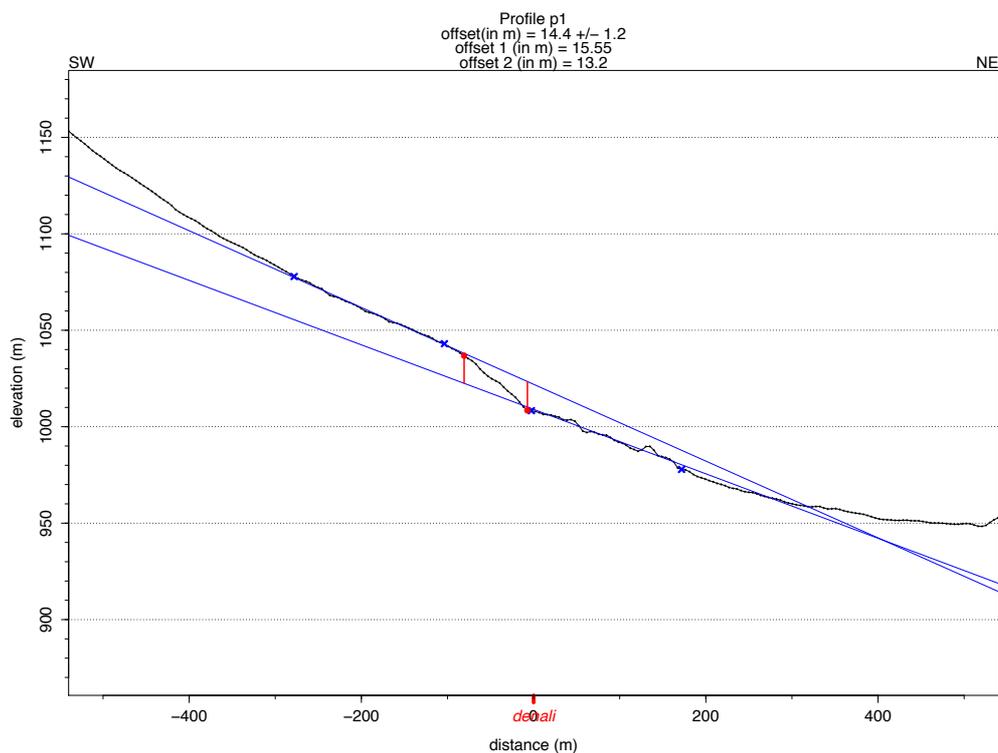
ELIS	60.56	-141.06	21.7	-5.4	20.8	1.3	1.3	4.3	2.0	8.9
FARO	61.12	-143.41	22.7	-8.3	14.9	1.1	0.7	4.1	3.1	6.7
FINL	61.65	-130.53	-0.6	-0.4	-1.2	1.1	1.0	2.7	6.8	1.6
FRIG	62.41	-143.01	24.3	-6.5	6.4	0.8	0.3	0.2	10.9	92.9
GDNR	62.89	-141.51	0.1	7.1	-5.5	0.5	0.5	3.7	6.1	5.8
GOAT	60.28	-137.90	9.1	4.1	15.9	1.0	2.1	4.7	3.9	4.4
INVK	68.31	-133.53	-1.5	1.5	-1.3	0.1	0.1	0.4	12.2	97.5
ISLE	60.60	-142.34	18.9	-3.2	17.2	0.7	0.9	3.6	3.1	8.7
KASK	60.76	-139.29	9.6	-0.6	12.4	1.0	1.9	3.5	3.9	4.9
KUSA	60.60	-136.14	3.2	2.6	0.2	1.0	1.8	1.7	4.9	5.1
LIBF	61.62	-144.54	24.5	-7.4	9.0	1.2	1.0	2.1	7.3	4.0
LOGN	60.82	-141.00	19.6	-2.0	23.2	1.1	1.3	4.6	2.0	6.0
MAMI	63.18	-130.20	-1.0	1.8	2.3	0.3	0.5	1.3	11.9	1.9
MCAR	61.43	-142.92	16.9	-7.5	8.7	3.2	2.9	5.2	9.0	1.5
MDFC	60.12	-136.96	7.0	2.5	18.1	0.2	0.2	0.5	6.9	95.4
MINT	62.58	-136.79	-1.7	2.9	-3.9	0.5	0.7	1.1	8.8	3.9
MOTD	60.96	-138.04	5.0	2.9	8.8	0.5	0.3	1.6	10.2	3.6
NSLM	60.99	-138.50	6.4	3.0	11.1	0.3	0.3	1.5	12.1	3.9
RALF	60.22	-141.14	22.8	-15.1	11.6	2.4	1.8	8.4	2.0	5.4
RICH	67.10	-136.13	-1.3	1.5	-2.4	0.5	0.8	1.2	11.8	1.6
RIOU	59.89	-141.44	38.6	-19.3	6.3	1.7	2.0	5.2	3.0	3.4
ROLL	62.54	-143.30	35.6	-20.5	5.2	5.8	2.7	3.9	7.9	3.0
ROSR	61.97	-132.49	-1.2	1.2	-1.7	0.4	1.0	1.4	8.7	1.9
SILA	60.19	-140.25	30.9	-17.6	17.4	2.1	1.6	5.7	2.0	8.9
SIMP	60.74	-129.20	-1.2	0.8	-0.8	0.5	0.9	1.8	8.7	2.2
SITU	59.67	-139.40	39.9	-20.7	29.8	2.6	2.3	6.4	4.0	2.8
STEE	61.22	-140.21	7.5	-1.7	9.7	3.9	2.7	5.9	2.9	3.8
STEL	60.38	-141.04	26.7	-11.7	11.5	0.4	0.9	1.2	9.1	3.4
TALB	61.63	-138.64	2.4	1.4	0.3	0.9	1.8	1.9	3.9	4.1
TATC	59.63	-137.74	11.3	-1.3	20.8	0.6	0.7	1.4	5.9	93.1
TAZL	62.08	-145.43	20.5	-10.0	21.9	1.0	1.2	4.6	6.8	7.2
TIME	60.77	-142.71	21.3	-8.5	15.2	1.2	1.3	3.5	3.0	8.6
TOWH	64.19	-140.03	-1.1	3.9	-2.2	0.8	0.7	1.6	8.8	2.3
TRTH	59.82	-136.63	5.7	4.2	19.3	0.4	0.3	1.5	9.0	3.2
TSLN	60.21	-132.82	-0.5	1.6	-0.6	0.7	0.5	1.7	8.8	2.5
TUKT	69.44	-132.99	-3.2	3.9	-0.9	0.2	0.3	0.1	10.1	97.2
UPTO	60.77	-140.19	14.6	-2.7	10.9	0.6	1.6	2.6	2.9	6.3
WARE	63.66	-135.92	-2.2	1.5	-3.3	0.5	0.5	1.3	8.8	3.1
WATS	60.08	-129.37	-0.2	-0.5	-0.1	0.6	0.5	2.8	8.7	2.3
WHIT	60.75	-135.22	2.1	1.8	2.1	0.1	0.1	0.2	14.7	98.7
WHRV	61.79	-140.92	6.1	-0.3	4.4	1.0	1.2	2.3	3.9	5.6
WOLV	61.63	-140.09	6.1	2.8	5.3	0.6	1.2	2.6	3.9	4.4
YAKR	60.08	-142.49	34.3	-17.1	12.3	1.3	1.1	2.7	3.0	8.0
YKTT	59.51	-139.65	44.5	-21.6	17.0	0.8	0.8	1.7	9.3	2.9

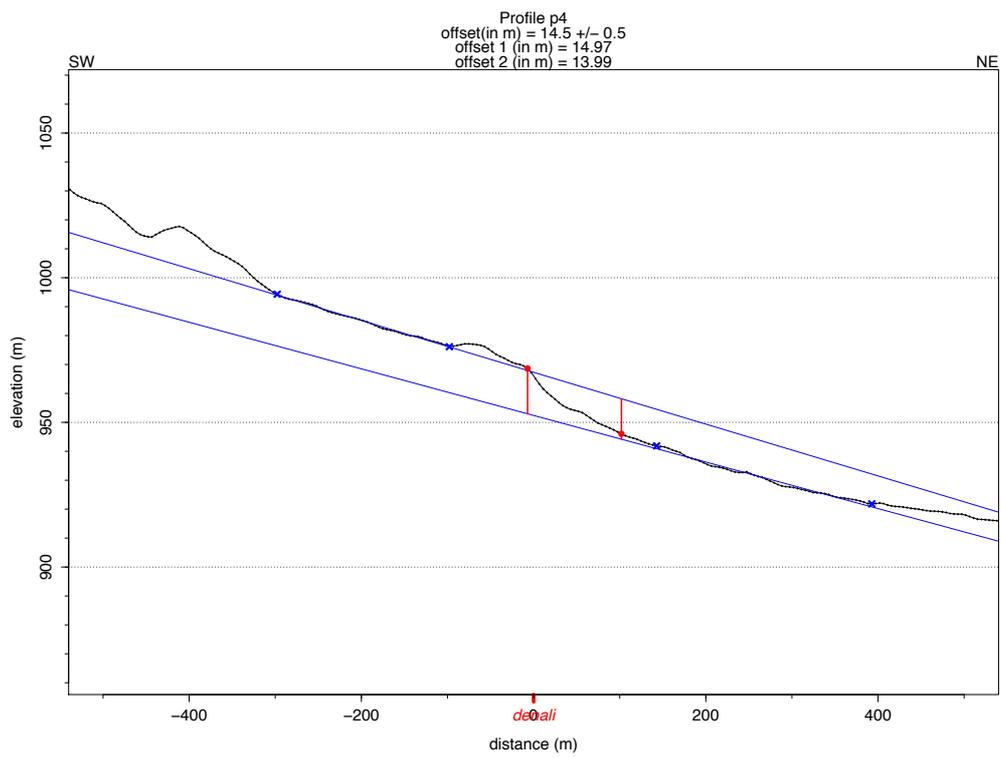
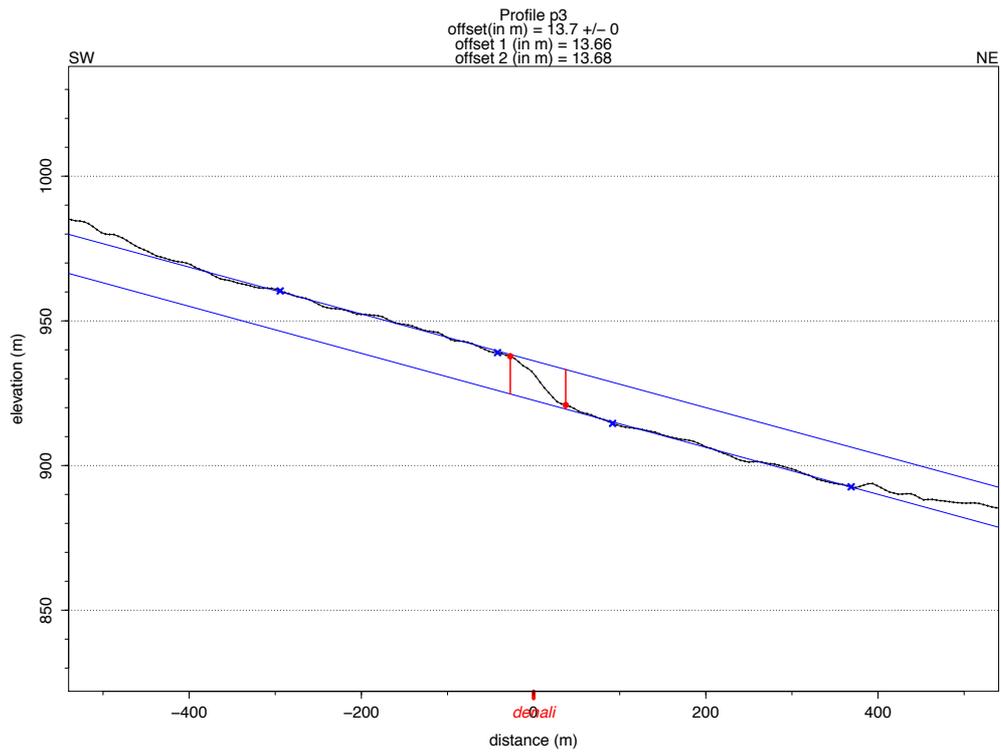
Annexe 2 : Vitesses GPS corrigées des effets transitoires dans le référentiel Nord Amérique (ITRF2008) et incertitudes associées.

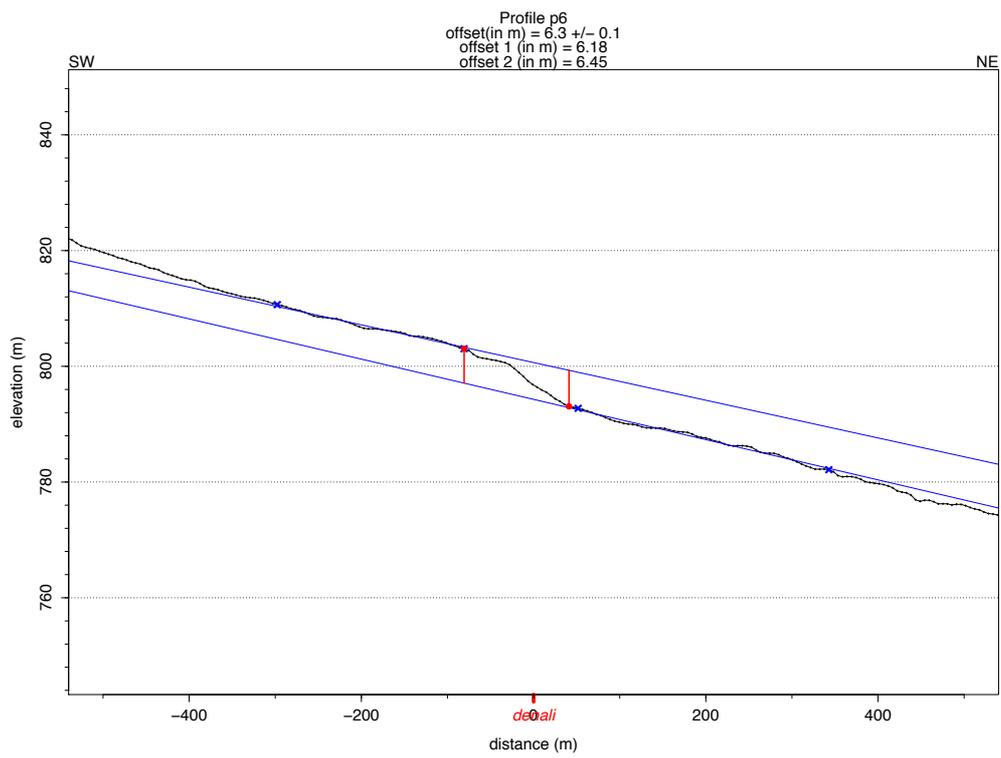
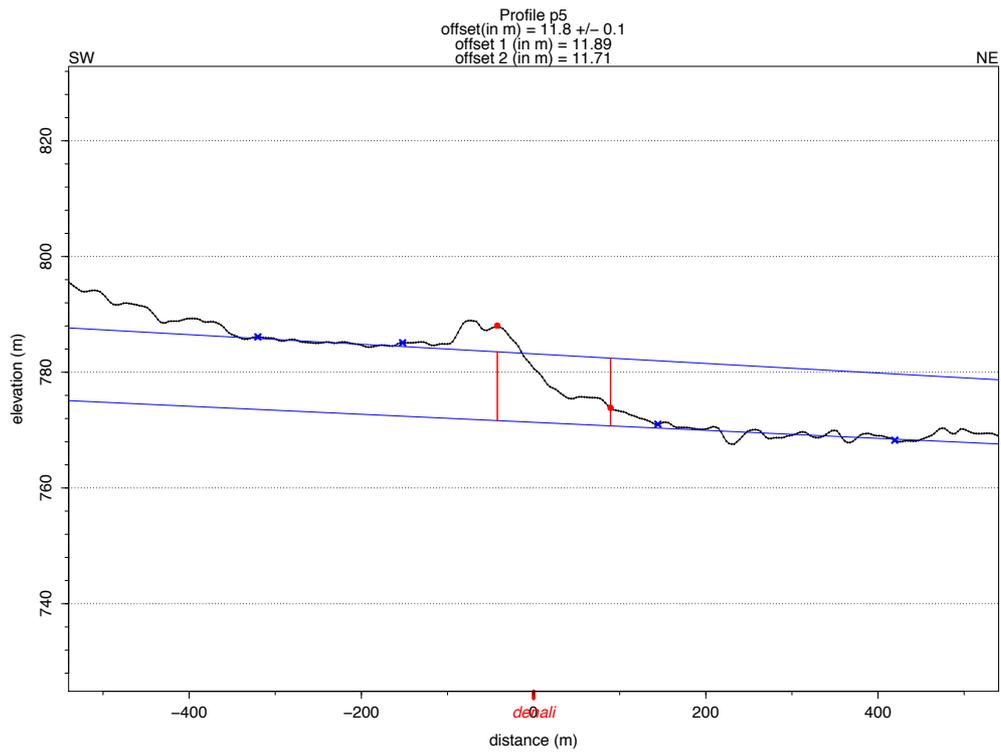
station	lat. (°)	lon. (°)	velocity (mm/a)			1 σ uncertainty (mm/a)			length (a)	Nobs (%)
			North	East	Up	North	East	Up		
299C	64.03	-142.08	-1.2	9.1	1.2	0.0	0.1	0.2	4.2	93.9
489F	59.97	-136.82	3.2	3.4	-1.7	0.2	0.2	0.7	13.1	1.4
AB35	60.08	-142.39	33.4	-20.2	-2.2	0.1	0.0	0.1	6.1	93.6
AB41	64.78	-141.16	0.9	2.4	-1.6	0.0	0.0	0.1	6.9	95.6
AB42	59.34	-138.90	39.1	-21.1	2.9	0.1	0.1	0.1	5.9	71.7
AB43	58.20	-136.64	6.6	-2.0	1.4	0.0	0.0	0.1	6.5	98.7
AB44	59.53	-135.23	1.9	1.6	-3.1	0.0	0.0	0.1	8.1	95.9
AB50	58.42	-134.55	2.0	2.6	-3.8	0.0	0.0	0.1	7.4	92.1
AC57	61.14	-145.74	26.4	-14.2	-3.2	0.0	0.0	0.1	7.2	99.9
AC64	62.71	-144.30	18.5	-13.5	10.0	0.0	0.0	0.1	6.8	99.3
AC65	62.83	-143.70	17.4	-7.8	5.5	0.1	0.1	0.1	6.9	96.2
AC76	63.04	-143.26	3.0	6.4	5.5	0.0	0.0	0.1	5.4	98.1
AC77	62.69	-145.43	11.4	-14.3	5.7	0.0	0.0	0.1	6.4	98.5
ADLK	60.72	-138.36	5.3	2.7	-0.2	0.4	0.7	0.9	3.9	4.9
AISH	61.19	-137.00	3.0	2.1	-6.0	0.5	0.6	1.0	3.8	3.9
ALSC	59.19	-138.32	39.6	-19.5	4.6	0.1	0.1	0.4	4.2	98.6
AMBE	60.01	-141.48	31.6	-22.3	-1.2	1.7	1.4	3.2	3.0	2.6
ATLI	59.59	-133.71	-0.5	1.7	-3.7	0.2	0.1	0.3	8.8	85.4
BCDL	58.43	-130.03	-0.3	3.4	0.5	0.1	0.1	0.2	8.7	57.9
BCFN	58.84	-122.58	-1.3	2.1	3.3	0.0	0.0	0.1	7.6	94.1
BEA2	62.41	-140.86	2.2	4.8	2.4	0.1	0.1	0.2	6.9	85.1
BEAC	62.41	-140.86	1.5	2.8	3.7	0.1	0.1	0.1	9.6	82.7
BEUT	59.58	-136.47	3.3	3.7	-0.9	0.2	0.2	1.2	13.1	2.0
BREM	60.97	-144.61	36.3	-14.5	0.6	1.1	0.2	0.4	8.1	4.1
CANY	60.86	-137.06	1.7	3.5	0.2	0.2	0.3	0.6	12.1	2.3
CARI	62.42	-131.43	-0.3	5.4	3.1	0.5	0.4	1.2	5.1	3.4
CLGO	64.87	-147.86	-3.8	2.3	1.8	0.0	0.0	0.0	14.5	96.9
COLA	61.90	-132.41	-0.6	5.0	6.2	0.4	0.5	0.8	5.1	4.1
DAWS	64.05	-139.43	1.5	4.6	-1.9	0.2	0.2	0.6	8.8	2.2
DEST	61.22	-138.72	3.8	3.7	0.8	0.1	0.1	0.4	12.3	3.9
DEZA	60.38	-137.05	2.7	3.6	3.6	0.2	0.2	1.0	10.2	3.7
DISA	61.07	-141.67	7.8	-4.7	7.0	0.7	0.5	1.6	2.0	4.4
DONO	60.06	-143.38	42.7	-20.1	-18.1	0.6	0.7	1.6	3.0	5.3
DONJ	61.08	-139.40	5.0	0.7	0.1	0.3	0.5	0.8	3.9	5.1
DSPT	60.49	-138.61	5.3	1.9	7.0	0.7	0.4	1.9	3.9	4.6
EAGL	65.77	-137.85	0.7	2.8	-2.0	0.2	0.3	0.3	11.8	2.6
ELIS	60.56	-141.06	10.6	-4.1	7.5	0.4	0.5	1.5	2.0	8.9
FARO	61.12	-143.41	13.1	-8.8	4.8	0.5	0.3	1.6	3.1	6.7
FINL	61.65	-130.53	0.7	2.1	0.4	0.2	0.2	1.0	6.8	1.6
FRIG	62.41	-143.01	16.2	-4.2	3.1	0.1	0.1	0.2	6.7	89.2
GDNR	62.89	-141.51	1.0	6.7	5.5	0.7	0.5	1.0	2.7	8.4

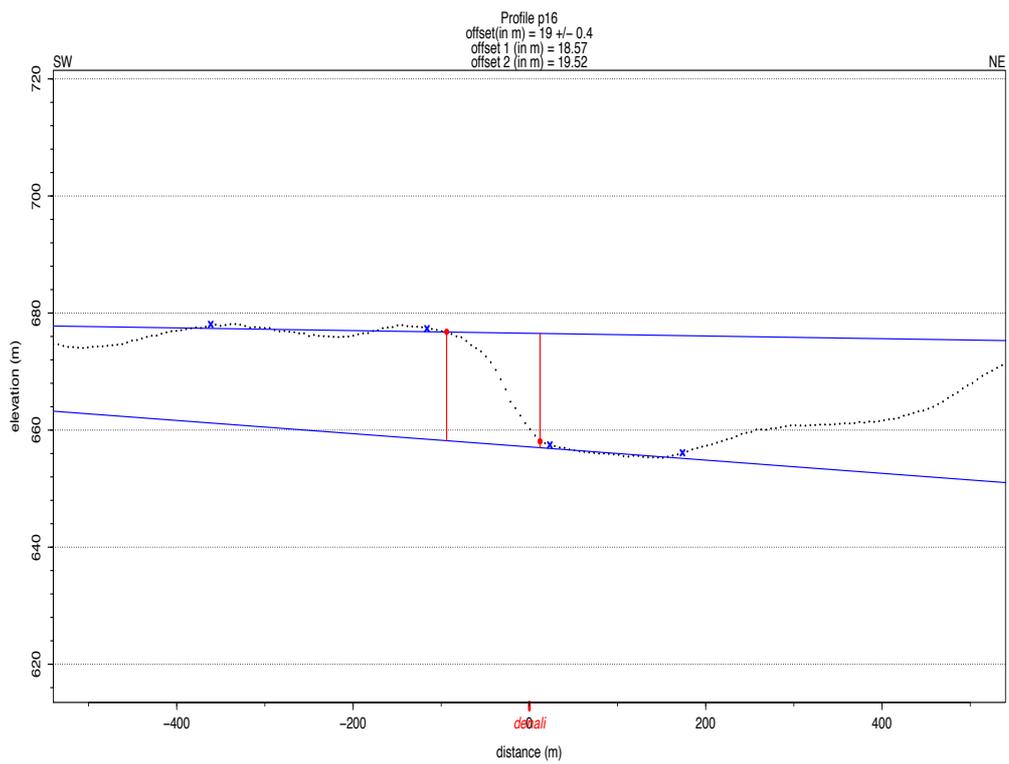
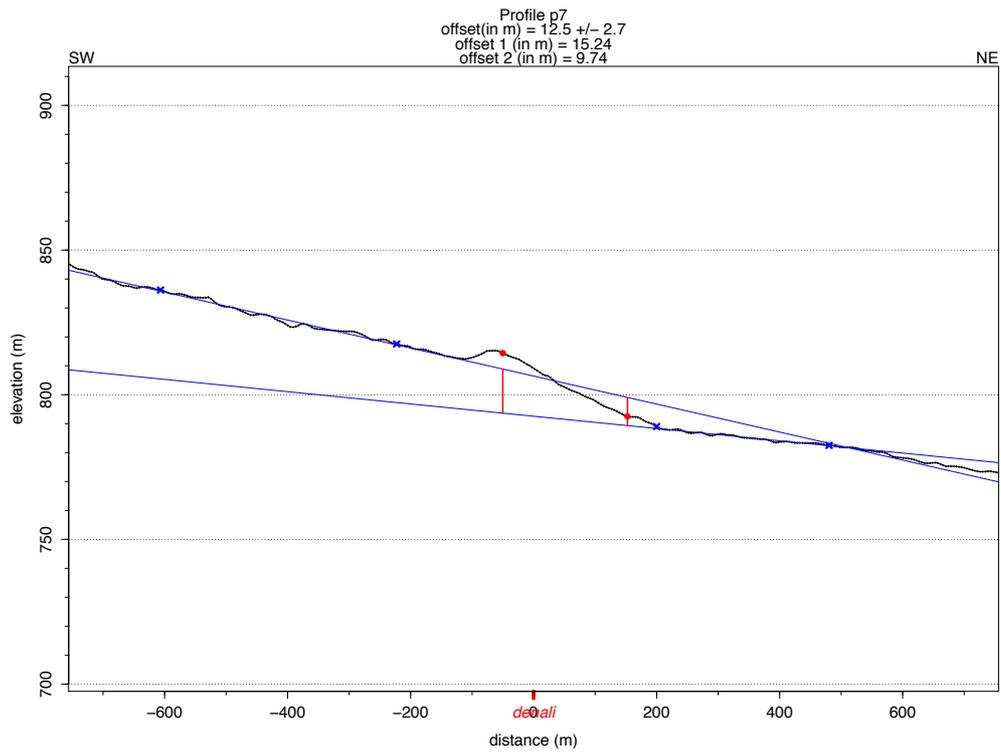
GOAT	60.28	-137.90	5.7	5.1	-1.1	0.5	0.4	1.3	3.9	4.4
INVK	68.31	-133.53	-0.6	2.0	-1.3	0.0	0.0	0.1	12.2	97.5
ISLE	60.60	-142.34	8.0	-1.8	3.0	0.3	0.4	1.5	3.1	8.7
KASK	60.76	-139.29	7.3	-0.3	-0.8	0.5	0.9	1.6	3.9	4.9
KUSA	60.60	-136.14	1.2	3.4	-5.0	0.5	0.7	0.8	4.9	5.1
LIBF	61.62	-144.54	22.6	-7.9	2.5	0.5	0.3	0.9	7.3	4.0
LOGN	60.82	-141.00	8.7	-2.1	9.6	0.4	0.5	1.7	2.0	6.0
MAMI	63.18	-130.20	0.3	3.6	2.8	0.1	0.2	0.5	11.9	1.9
MCAR	61.43	-142.92	12.6	-7.9	0.8	1.0	1.4	2.4	9.0	1.5
MDFC	60.12	-136.96	3.3	3.2	2.7	0.1	0.1	0.3	6.9	95.4
MINT	62.58	-136.79	0.5	4.4	-1.5	0.2	0.2	0.4	8.8	3.9
MOTD	60.96	-138.04	3.4	3.1	1.6	0.1	0.1	0.6	10.2	3.6
NSLM	60.99	-138.50	4.6	3.1	2.8	0.1	0.1	0.6	12.1	3.9
RALF	60.22	-141.14	24.9	-15.4	-3.3	0.9	0.7	3.2	2.0	5.4
RICH	67.10	-136.13	0.0	2.1	-2.5	0.1	0.4	0.7	11.8	1.6
RIOU	59.89	-141.44	41.0	-19.7	-7.7	0.7	0.7	1.7	3.0	3.4
ROLL	62.54	-143.30	22.2	-14.6	14.9	0.5	1.2	3.2	3.0	4.0
ROSR	61.97	-132.49	0.5	3.6	0.4	0.2	0.4	0.4	8.7	1.9
SILA	60.19	-140.25	31.1	-22.2	1.9	0.8	0.6	2.2	2.0	8.9
SIMP	60.74	-129.20	-0.5	3.4	0.7	0.2	0.3	0.7	8.7	2.2
SITU	59.67	-139.40	43.3	-21.5	10.9	1.2	1.1	3.1	4.0	2.8
STEE	61.22	-140.21	4.0	-2.5	0.1	0.7	0.9	1.2	2.9	3.8
STEL	60.38	-141.04	15.6	-10.8	-2.9	0.1	0.3	0.5	9.1	3.4
TALB	61.63	-138.64	2.2	1.6	-1.3	0.3	0.8	0.8	3.9	4.1
TATC	59.63	-137.74	7.5	1.4	-3.7	0.2	0.1	0.3	5.9	93.1
TAZL	62.08	-145.43	20.4	-11.0	18.1	0.5	0.5	2.1	6.8	7.2
TIME	60.77	-142.71	9.1	-7.9	2.2	0.4	0.4	1.2	3.0	8.6
TOWH	64.19	-140.03	1.5	4.6	-1.0	0.1	0.2	0.5	8.8	2.3
TRTH	59.82	-136.63	1.7	5.1	-1.2	0.2	0.2	0.7	9.0	3.2
TSLN	60.21	-132.82	-0.9	3.3	-0.2	0.3	0.2	0.4	8.8	2.5
TUKT	69.44	-132.99	-2.5	4.3	-0.9	0.0	0.0	0.0	10.1	97.2
UPTO	60.77	-140.19	8.2	-4.7	-2.6	0.3	0.4	1.1	2.9	6.3
WARE	63.66	-135.92	0.1	3.0	-2.1	0.2	0.2	0.5	8.8	3.1
WATS	60.08	-129.37	0.2	2.1	1.7	0.2	0.1	1.0	8.7	2.3
WHIT	60.75	-135.22	1.2	2.9	0.3	0.0	0.0	0.1	17.3	98.7
WHRV	61.79	-140.92	4.7	-0.5	0.9	0.5	0.3	0.9	3.9	5.6
WOLV	61.63	-140.09	4.6	2.6	1.2	0.3	0.7	1.3	3.9	4.4
YAKR	60.08	-142.49	37.1	-17.8	-1.3	0.5	0.4	1.3	3.0	8.0
YKTT	59.51	-139.65	47.0	-21.0	1.5	0.3	0.3	0.8	9.3	2.9

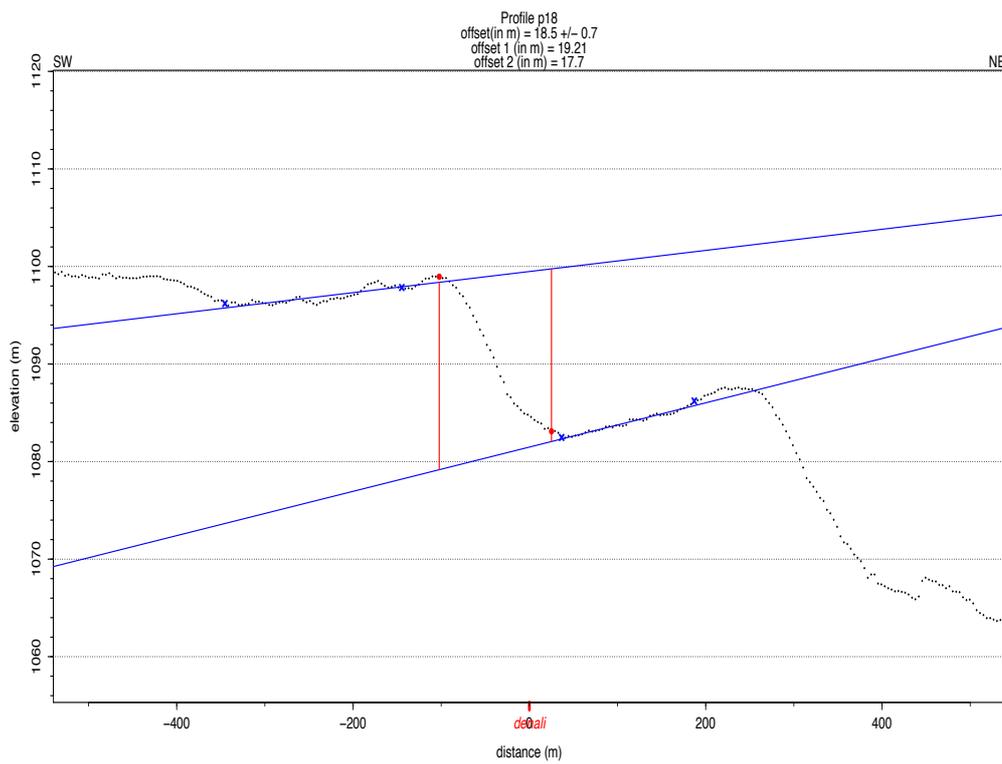
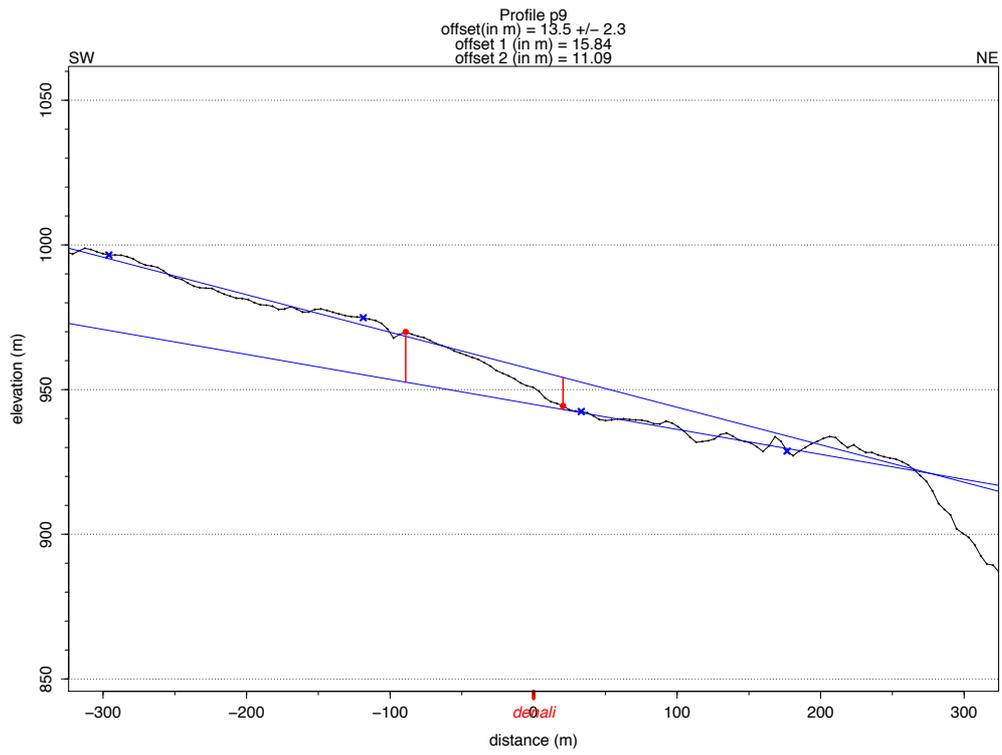
Annexe 3 : Profils topographiques extrait des données Pléiades et WorldDEM le long des segments Est et Sud de la faille de Denali.

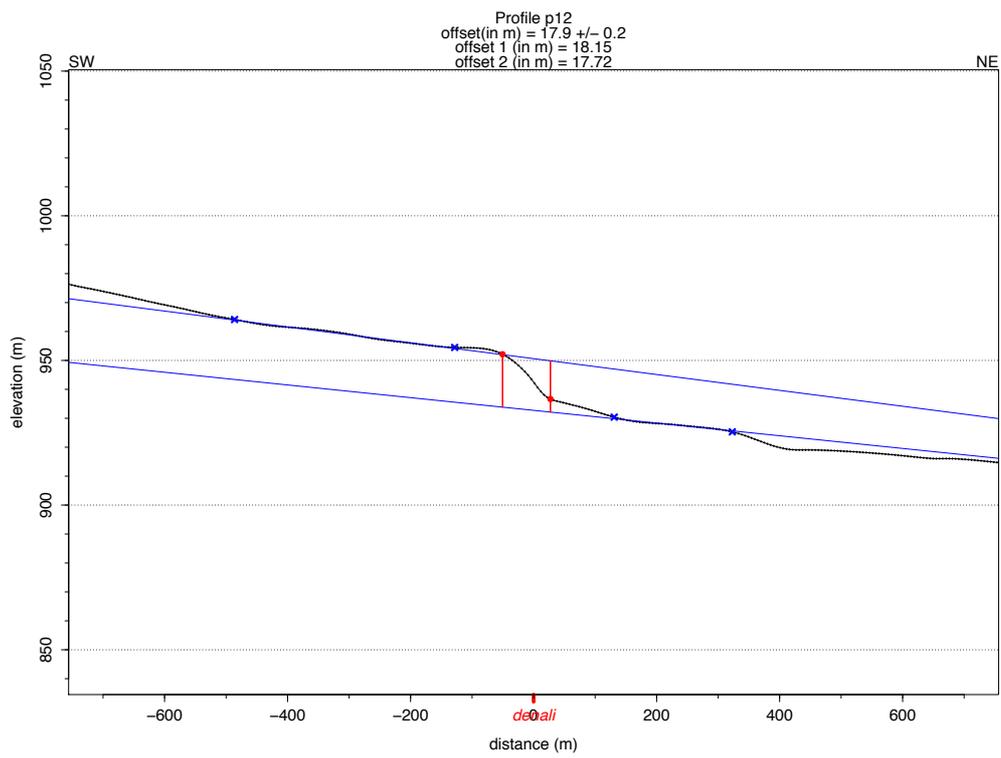
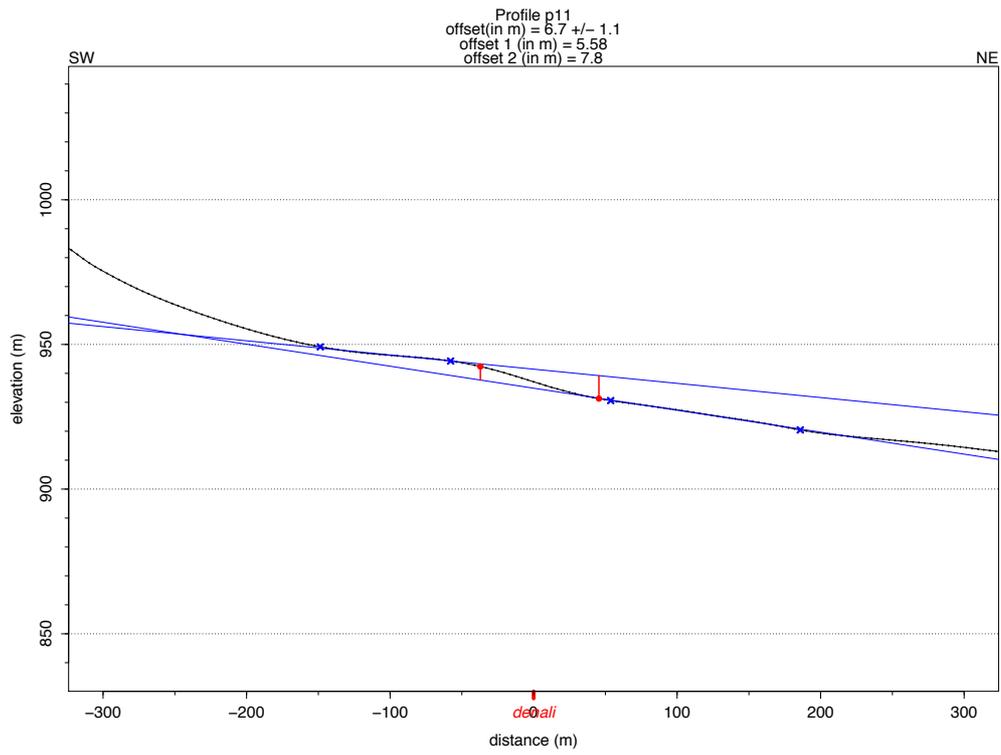


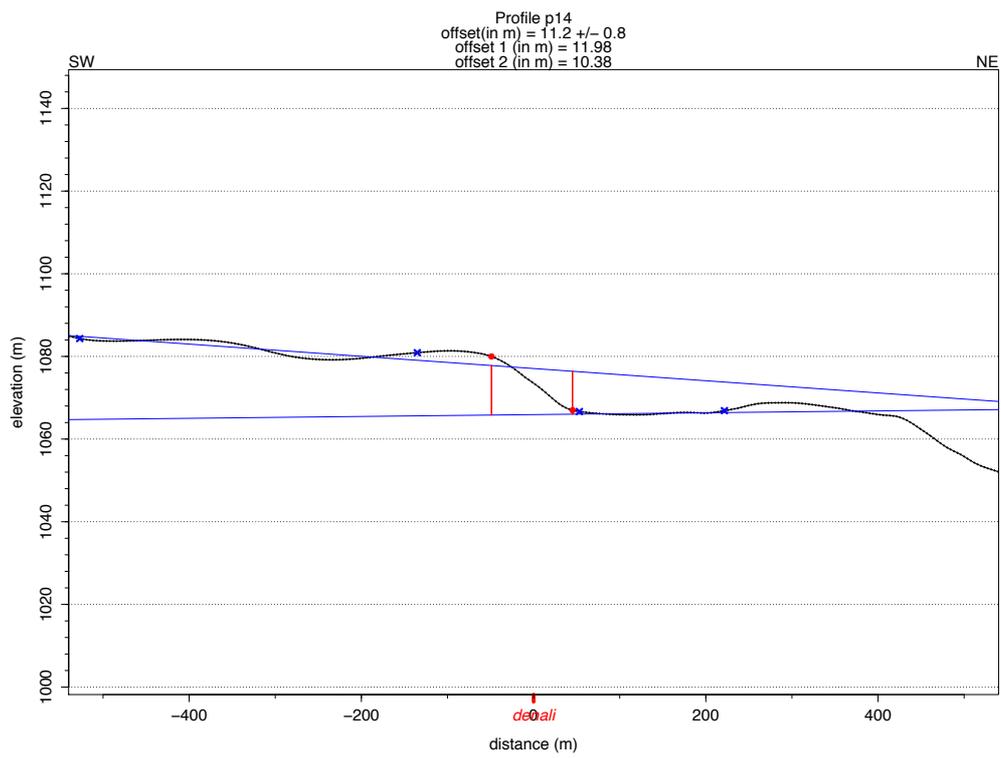
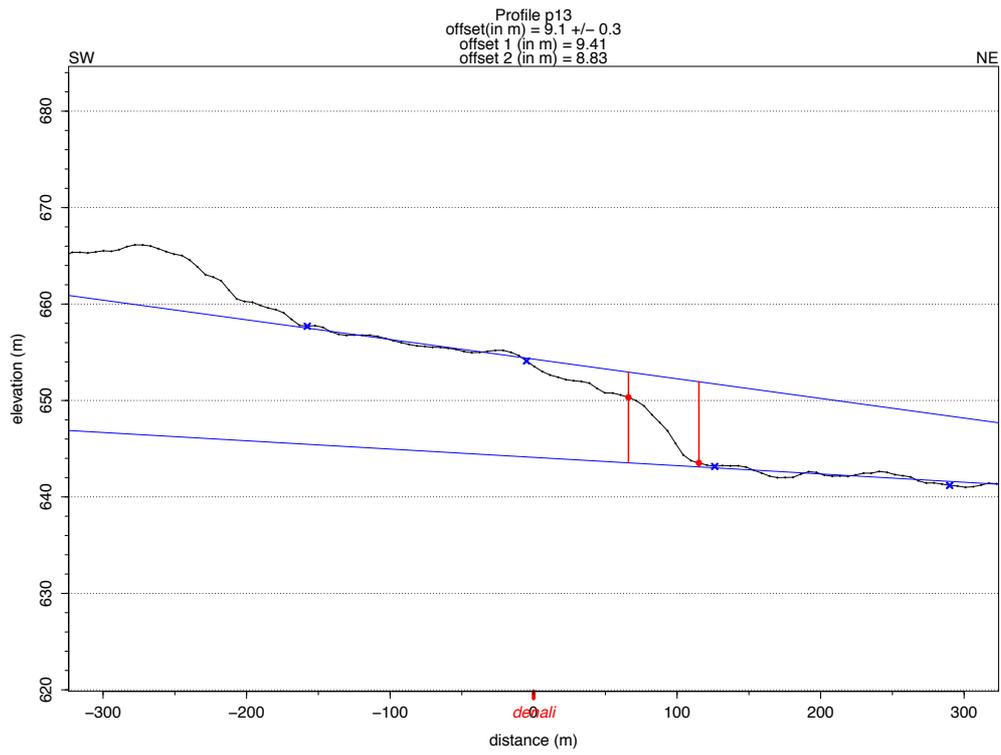


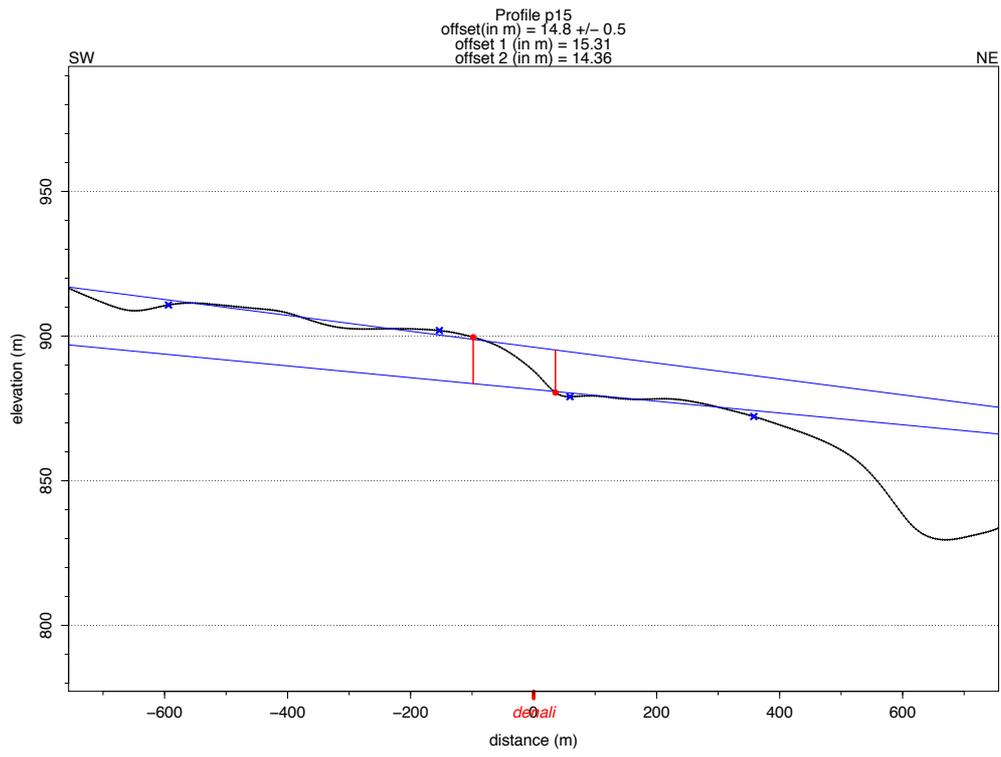












Annexe 4 : Détail des échantillons collectés en Alaska et au Yukon

nom_site	date	coordonnées gps			elevation (+/- 10m)	masque	nom échantillon terrain	nom échantillon labo	type	type datation	type roches	commentaires
		lat	lon	x								
chisana_creek	26/09/2014	62.078489	-142.26628		1442	TO14_sit_Be1a	CHISA9a	monoclastes	Be-10	plusieurs basaltes	âge minimum surface glaciaire (Reid ou Moose)	
chisana_creek	26/09/2014	62.078489	-142.26628		1442	TO14_sit_Be1b	CHISA9	amalgame	Be-10	quartzites-granites	échantillon en surface pour profil	
chisana_creek	26/09/2014	62.0834	-142.2744		1495	TO14_sit_Be2a	CHIS10a	monoclastes	Be-10	1 granite + 1 basalte	concentration steady-state pour érosion. Haut surface érosionnée	
chisana_creek	26/09/2014	62.0834	-142.2744		1495	TO14_sit_Be2b	CHIS10b	amalgame	Be-10	quartzites-granites	concentration steady-state pour érosion. Haut surface érosionnée	
chisana_creek	41/08	62.09388	-142.27516		1317	TO14_sit_Be3b	CHISA13	amalgame	Be-10	quartzites-granites	Blanc dans rivière. Fluvial (petits galets roulés). TO14_sit_Be3a n'existe plus.	
chisana_creek	26/09/2014	62.09388	-142.27516		1317	TO14_sit_Be3c	CHISA13	monoclastes	Be-10	1 granite+3 basaltes	surface glaciaire dans vallées (ancienne moraine ?)	
chisana_creek	26/09/2014	62.09388	-142.27516		1350	TO14_sit_Be4a	CHISA11a	amalgame	Be-10	quartzites-granites	surface glaciaire dans vallées (ancienne moraine ?)	
chisana_creek	26/09/2014	62.09388	-142.27516		1350	TO14_sit_Be4b	CHISA11b	amalgame	Be-10	quartzites-granites	Blanc dans moraine romale du glacier	
chisana_creek	26/09/2014	62.0381	-142.2814		1077	137/45:15/70	CHISA13a	monoclastes	Be-10	1 granite+3 basaltes	Blanc dans moraine romale du glacier	
chisana_creek	26/09/2014	62.0381	-142.2814		1077	137/45:15/70	CHISA12	monoclastes	Be-10	quartzites-granites	Blanc dans moraine romale du glacier	
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_densité		densité	soil_pit			
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be1c	CHISA1b	amalgame	soil_pit_2.5m	quartzites-granites ?		
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be1c	CHISA1	sable	soil_pit_2.5m			
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be2c	CHISA2b	amalgame	soil_pit_2m	quartzites-granites ?		
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be2c	CHISA2	sable	soil_pit_2m			
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be3a	CHISA3b	monoclastes	soil_pit_1.5m	quartzites-granites ?		
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be3a	CHISA3	amalgame	soil_pit_1.5m	quartzites-granites ?	plus on remonte vers le sol, plus il y a de clastes et plus ils sont gros	
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be3c		sable	soil_pit_1.5m			
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be4a		monoclastes	soil_pit_1m	quartzites-granites ?		
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be4b	CHISA4b	amalgame	soil_pit_1m	quartzites-granites ?		
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be4c		sable	soil_pit_1m			
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be4c	chisa4	monoclastes	soil_pit_0.75m	quartzites-granites ?		
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be5b	chisa5b	amalgame	soil_pit_0.75m	quartzites-granites ?		
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be5c	chisa5	sable	soil_pit_0.75m	quartzites-granites ?		
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be6a		monoclastes	soil_pit_0.5m	quartzites-granites ?		
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be6b	chisa6b	amalgame	soil_pit_0.5m	quartzites-granites ?		
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be6c		sable	soil_pit_0.5m			
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be7a	chisa6	monoclastes	soil_pit_0.25m	quartzites-granites ?	très riche en racines, très poreux avec beaucoup de vide entre les grains. MO qui imprègne le sol. Présence d'un peu de clastes roulés	
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be7b	chisa7b	amalgame	soil_pit_0.25m	quartzites-granites ?		
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be7c	chisa7	sable	soil_pit_0.25m			
chisana_creek	27/09/2014	62.081	-142.2719		1469	TO14_sit_sp1_Be8c		terre	soil_pit_0m			
stuver_creek	26/09/2014	62.4053	-141.956716	450611	914	DE14_sit_Be1b		amalgame	Be-10	quartzites	Blanc dans Stuver River	
stuver_creek	26/09/2014	62.40549	-141.955765	450611	6919771	DE14_sit_Be2b		amalgame	Be-10	quartzites	Blanc dans Stuver River	
cross_creek	24/09/2014	62.1224852	-142.33401	430412.32	6888541.4	TO14_sit_sp1_densité		densité	soil_pit			
cross_creek	24/09/2014	62.1224852	-142.33401	430412.32	6888541.4	TO14_sit_sp1_Be1a	cross10	monoclaste	soil_pit_1.9m	quartzites-granites ?		
cross_creek	24/09/2014	62.1224852	-142.33401	430412.32	6888541.4	TO14_sit_sp1_Be1b		amalgame	soil_pit_1.9m	quartzites-granites ?		
cross_creek	24/09/2014	62.1224852	-142.33401	430412.32	6888541.4	TO14_sit_sp1_Be2a		amalgame	soil_pit_1.8m	quartzites-granites ?		
cross_creek	24/09/2014	62.1224852	-142.33401	430412.32	6888541.4	TO14_sit_sp1_Be1b		monoclaste	soil_pit_1.7m	quartzites-granites ?		
cross_creek	24/09/2014	62.1224852	-142.33401	430412.32	6888541.4	TO14_sit_sp1_Be2b	cross2	monoclaste	soil_pit_1.7m	quartzites-granites ?		
cross_creek	24/09/2014	62.1224852	-142.33401	430412.32	6888541.4	TO14_sit_sp1_Be3a		monoclaste	soil_pit_1.5m	quartzites-granites ?		
cross_creek	24/09/2014	62.1224852	-142.33401	430412.32	6888541.4	TO14_sit_sp1_Be3b	cross3	monoclaste	soil_pit_1.5m	quartzites-granites ?		
cross_creek	24/09/2014	62.1224852	-142.33401	430412.32	6888541.4	TO14_sit_sp1_Be4a		amalgame	soil_pit_1m	quartzites-granites ?		
cross_creek	24/09/2014	62.1224852	-142.33401	430412.32	6888541.4	TO14_sit_sp1_Be4b	cross4	amalgame	soil_pit_1m	quartzites-granites ?		
cross_creek	24/09/2014	62.1224852	-142.33401	430412.32	6888541.4	TO14_sit_sp1_Be5a		amalgame	soil_pit_0.5m	quartzites-granites ?		
cross_creek	24/09/2014	62.1224852	-142.33401	430412.32	6888541.4	TO14_sit_sp1_Be5b	cross5	amalgame	soil_pit_0.5m	quartzites-granites ?		
cross_creek	24/09/2014	62.1224852	-142.33401	430412.32	6888541.4	TO14_sit_sp1_Be6a		monoclaste	soil_pit_0.3m	quartzites-granites ?		
cross_creek	24/09/2014	62.1224852	-142.33401	430412.32	6888541.4	TO14_sit_sp1_Be6b	cross6b	amalgame	soil_pit_0.3m	quartzites-granites ?	au-dessus : 30cm de sol	
cross_creek	24/09/2014	62.1224852	-142.33401	430412.32	6888541.4	TO14_sit_sp1_Be6c	cross6c	sable	soil_pit_0.3m	quartzites-granites ?	au-dessus : 30cm de sol	
cross_creek	24/09/2014	62.1224852	-142.33401	430412.32	6888541.4	TO14_sit_sp1_co		gros bloc d'environ 30x40x20cm	soil_pit_1.6m	quartzites-granites ?		
cross_creek	23/09/2014	62.12719	-142.3276		1772	20730	cross7	amalgame	Be-10	grise-qtz-micas-boules vertes ?	échantillonnage surface sur T1 (présence de galets décimétriques, roulés)	
cross_creek	23/09/2014	62.12799	-142.3276		1772	20730	cross8	amalgame	Be-10	grise-qtz-micas-boules vertes ?	Blanc dans T0. échantillonné sur barres 10-blocs<30cm	

nom_site	date	coordonnées gps					elevation (+/-10m)	masque	nom échantillon terrain	nom échantillon laboratoire	type	type_datation	type_roches	commentaires
		lat	lon	x	y	z								
swamp_site_sp1	16/09/2014	61.783968	-140.098477	547552	6850444	796		DE14_MO1a		MO (mousse)	C14	60-65cm prof (permafrost)	dans cône alluvial, sur T1	
swamp_site_sp1	16/09/2014	61.783968	-140.098477	547552	6850444	796		DE14_MO1b		MO (mousse)	C14	60-65cm prof (permafrost)	dans cône alluvial, sur T1	
swamp_site_sp1	16/09/2014	61.783968	-140.098477	547552	6850444	796		DE14_MO1c		MO (mousse)	C14	60-65cm prof (permafrost)	dans cône alluvial, sur T1	
swamp_site_sp1	16/09/2014	61.783968	-140.098477	547552	6850444	796		DE14_MO2		MO	C14	60-65cm prof (permafrost)	dans cône alluvial, sur T1	
swamp_site_sp1	16/09/2014	61.783968	-140.098477	547552	6850444	796		DE14_MO3		MO	C14	60-65cm prof (permafrost)	dans cône alluvial, sur T1	
swamp_site_sp1	16/09/2014	61.783968	-140.098477	547552	6850444	796		DE14_MO4a		MO	C14	60-65cm prof (permafrost)	dans cône alluvial, sur T1	
swamp_site_sp1	16/09/2014	61.783968	-140.098477	547552	6850444	796		DE14_MO4b		MO	C14	60-65cm prof (permafrost)	dans cône alluvial, sur T1	
swamp_site_sp1	16/09/2014	61.783968	-140.098477	547552	6850444	796		DE14_MO4c		MO	C14	60-65cm prof (permafrost)	dans cône alluvial, sur T1	
swamp_site_sp1	16/09/2014	61.783968	-140.098477	547552	6850444	796		DE14_MO5		MO	C14	40cm prof	dans cône alluvial, sur T1	
swamp_site_sp1	16/09/2014	61.783968	-140.098477	547552	6850444	796		DE14_MO6		MO	C14	45cm	dans cône alluvial, sur T1	
swamp_site_sp1	16/09/2014	61.783968	-140.098477	547552	6850444	796		DE14_MO7		MO	C14	57cm	dans cône alluvial, sur T1	
swamp_site_sp1	16/09/2014	61.783968	-140.098477	547552	6850444	796		DE14_MO8		MO	C14	41cm	dans cône alluvial, sur T1	
swamp_site_sp1	16/09/2014	61.783968	-140.098477	547552	6850444	796		DE14_OS1		sable	OSL	45cm	dans cône alluvial, sur T1	
swamp_site_sp2	16/09/2014	61.7836835	-140.0978	547588	6850413	796		DE14_MO9		MO	C14	52cm (permafrost)	dans cône alluvial, sur bas T2	
swamp_site_sp2	16/09/2014	61.7836835	-140.0978	547588	6850413	796		DE14_MO10		MO	C14	52cm (permafrost)	dans cône alluvial, sur bas T2	
swamp_site_sp2	16/09/2014	61.7836835	-140.0978	547588	6850413	796		DE14_MO11		MO	C14	52cm (permafrost)	dans cône alluvial, sur bas T2	
swamp_site_sp2	16/09/2014	61.7836835	-140.0978	547588	6850413	796		DE14_MO12		MO	C14	52cm (permafrost)	dans cône alluvial, sur bas T2	
swamp_site_sp2	16/09/2014	61.7836835	-140.0978	547588	6850413	796		DE14_MO13		MO	C14	52cm (permafrost)	dans cône alluvial, sur bas T2	
swamp_site_sp2	16/09/2014	61.7836835	-140.0978	547588	6850413	796		DE14_MO14		MO	C14	52cm (permafrost)	dans cône alluvial, sur bas T2	
swamp_site_sp2	16/09/2014	61.7836835	-140.0978	547588	6850413	796		DE14_MO15		MO	C14	52cm (permafrost)	dans cône alluvial, sur bas T2	
swamp_site_sp2	16/09/2014	61.7836835	-140.0978	547588	6850413	796		DE14_MO16		MO	C14	52cm (permafrost)	dans cône alluvial, sur bas T2	
swamp_site_sp2	16/09/2014	61.7836835	-140.0978	547588	6850413	796		DE14_MO17		MO	C14	52cm (permafrost)	dans cône alluvial, sur bas T2	
swamp_site_sp2	16/09/2014	61.7836835	-140.0978	547588	6850413	796		DE14_MO18		MO	C14	51cm	dans cône alluvial, sur bas T2	
swamp_site_sp2	16/09/2014	61.7836835	-140.0978	547588	6850413	796		DE14_MO19		MO	C14	52cm (permafrost)	dans cône alluvial, sur bas T2	
swamp_site_sp2	16/09/2014	61.7836835	-140.0978	547588	6850413	796		DE14_MO20		MO	C14	52cm (permafrost)	dans cône alluvial, sur bas T2	
swamp_site_sp2	16/09/2014	61.7836835	-140.0978	547588	6850413	796		DE14_OS2		sable	OSL	44cm	dans cône alluvial, sur bas T2	
swamp_site_sp3	18/09/2014	61.7836377	-140.097053	547628	6850408	798		DE14_MO30		MO	C14	70cm (permafrost)	dans cône alluvial, sur haut de T2	
swamp_site_sp3	18/09/2014	61.7836377	-140.097053	547628	6850408	798		DE14_MO31		MO	C14	70cm (permafrost)	dans cône alluvial, sur haut de T2	
swamp_site_sp3	18/09/2014	61.7836377	-140.097053	547628	6850408	798		DE14_MO32		MO	C14	70cm (permafrost)	dans cône alluvial, sur haut de T2	
swamp_site_sp3	18/09/2014	61.7836377	-140.097053	547628	6850408	798		DE14_MO33		MO	C14	70cm (permafrost)	dans cône alluvial, sur haut de T2	
swamp_site_sp3	18/09/2014	61.7836377	-140.097053	547628	6850408	798		DE14_MO34		MO	C14	70cm (permafrost)	dans cône alluvial, sur haut de T2	
swamp_site_sp3	18/09/2014	61.7836377	-140.097053	547628	6850408	798		DE14_MO35		MO	C14	70cm (permafrost)	dans cône alluvial, sur haut de T2	
swamp_site_sp3	18/09/2014	61.7836377	-140.097053	547628	6850408	798		DE14_OS4	DEN1	sable	OSL	60cm	dans cône alluvial, sur haut de T2	
swamp_site_sp3	18/09/2014	61.7917701	-140.047579	550079	6847818	802		DE14_Be1	KO11	sable	Be10		blanc dans koldern creek TO	
lake_site	17/09/2014	61.7600743	-140.051299	550079	6847818	802		DE14_MO21		MO (tree bark)	C14	60cm (permafrost)	dans surface glaciaire	
lake_site	17/09/2014	61.7600743	-140.051299	550079	6847818	802		DE14_MO22		MO	C14	60cm (permafrost)	dans surface glaciaire	
lake_site	17/09/2014	61.7600743	-140.051299	550079	6847818	802		DE14_MO23		MO	C14	60cm (permafrost)	dans surface glaciaire	
lake_site	17/09/2014	61.7600743	-140.051299	550079	6847818	802		DE14_MO24		MO	C14	55cm	dans surface glaciaire	
lake_site	17/09/2014	61.7600743	-140.051299	550079	6847818	802		DE14_MO25		MO (leaf)	C14	60cm (permafrost)	dans surface glaciaire	
lake_site	17/09/2014	61.7600743	-140.051299	550079	6847818	802		DE14_MO26		MO	C14	36cm	dans surface glaciaire	
low_pine_site	18/09/2014	61.7600743	-140.051299	550079	6847818	802		DE14_OS3	DEN2	sable	OSL	45cm	dans surface glaciaire	
low_pine_site	18/09/2014	61.3893	-139.1776	880				DE14_Be4	lowp4	sable	Be10		dans surface glaciaire, 15cm profond, sable superficiel	
low_pine_site	18/09/2014	61.374885	-139.147316	855				DE14_Be5	lowp5	sable	Be10		Blanc TO dans dike river	
low_pine_site	18/09/2014	61.3893	-139.1776	880				DE14_OS5		argile	OSL		dans surface glaciaire, bloc d'argile épongé d'eau juste au dessus du permafrost	

Annexe 5 : Résultats des analyses au spectromètre de masse du ¹⁰Be.

Samples	m		Depth g/cm2	Density	Altitude	Pressure	Scaling	Ppapll	Pmuons1	Pmuons2	10Be meas	10Be uncertainty	Model	denudation	denudation g/cm2	Expo Age	±
	Depth	Density															
CHISA1	2.5	2.5	625	2.5	1469	849	3.736	12.553	0.023	0.055	140 204	17 893	140 215	0	0	503 635	64 275
CHISA10	0	2.5	0	2.5	1495	846	3.813	12.811	0.023	0.055	601 871	49 529	601 988	0	0	47 259	3 889
CHISA10a	0	2.5	0	2.5	1495	846	3.813	12.811	0.023	0.055	2 762 894	114 644	2 762 889	0	0	226 734	9 408
CHISA11	0	2.5	0	2.5	1260	871	3.163	10.629	0.021	0.052	216 942	10 043	216 942	0	0	20 375	943
CHISA11a	0	2.5	0	2.5	1260	871	3.163	10.629	0.021	0.052	216 942	10 043	216 942	0	0	20 375	943
CHISA12	0	2.5	0	2.5	1077	890	2.723	9.149	0.019	0.050	26 043	6 573	26 043	0	0	2 827	713
CHISA12a	0	2.5	0	2.5	1077	890	2.723	9.149	0.019	0.050	65 395	12 587	65 395	0	0	7 106	1 368
CHISA2	2	2.5	500	2.5	1469	849	3.736	12.553	0.023	0.055	401 113	38 252	401 127	0	0	786 762	75 029
CHISA3	1.5	2.5	375	2.5	1469	849	3.736	12.553	0.023	0.055	228 460	33 800	228 462	0	0	86 385	12 781
CHISA4	1	2.5	250	2.5	1469	849	3.736	12.553	0.023	0.055	68 613	5 112	91 578	0	0	23 253	#DIV/0!
CHISA5	0.75	2.5	187.5	2.5	1469	849	3.736	12.553	0.023	0.055	483 076	42 374	68 608	0	0	17 395	1 296
CHISA5b	0.75	2.5	187.5	2.5	1469	849	3.736	12.553	0.023	0.055	221 645	12 008	483 141	0	0	39 455	3 461
CHISA9	0	2.5	0	2.5	1442	852	3.658	12.289	0.022	0.054	45 305	9 511	45 305	0	0	18 004	975
CHISA9a	0	2.5	0	2.5	1442	852	3.658	12.289	0.022	0.054	72 169	6 969	72 160	0	0	85 746	8 280
CROSS0	1.9	2.5	475	2.5	1339	862	3.371	11.325	0.022	0.053	81 843	7 475	81 842	0	0	72 302	6 604
CROSS1	1.7	2.5	425	2.5	1339	862	3.371	11.325	0.022	0.053	104 364	15 966	104 364	0	0	19 953	3 053
CROSS2	1.7	2.5	425	2.5	1339	862	3.371	11.325	0.022	0.053	50 299	5 951	50 298	0	0	7 037	833
CROSS3	1.5	2.5	375	2.5	1339	862	3.371	11.325	0.022	0.053	393 707	73 268	393 703	0	0	36 771	6 843
CROSS4	1	2.5	250	2.5	1339	862	3.371	11.325	0.022	0.053	229 633	114 851	229 633	0	0	21 365	10 886
CROSS5	0.5	2.5	125	2.5	1339	862	3.371	11.325	0.022	0.053	27 645	3 609	27 650	0	0	4 468	563
CROSS6b	0.3	2.5	75	2.5	1272	869	3.194	10.732	0.021	0.048	23 517	3 670	23 518	0	0	3 076	480
CROSS7	0	2.5	0	2.5	1272	869	3.194	10.732	0.021	0.048	110 335	16 416	110 341	0	0	16 100	2 395
CROSS8	0	2.5	0	2.5	1272	869	3.194	10.732	0.021	0.048	195 195	23 810	492 269	0	0	68 731	8 384
LOWP4	0.15	2.5	37.5	2.5	880	912	2.306	7.750	0.018	0.048	75 641	12 825	75 643	0	0	20 836	3 533
LOWP5	0	2.5	0	2.5	855	915	2.258	7.585	0.017	0.048				0	0		
CHISA6T	0.5	2.5	125	2.5	1469	849	3.736	12.553	0.023	0.055				0	0		
CHISA7T	0.25	2.5	62.5	2.5	1469	849	3.736	12.553	0.023	0.055				0	0		
KO11	0	2.5	0	2.5	732	928	2.029	6.818	0.016	0.047				0	0		
Den 1	0	2.5	0	2.5	798	921	2.149	7.221	0.017	0.048				0	0		
Den2	0.45	2.5	112.5	2.5	802	921	2.157	7.246	0.017	0.048				0	0		

Annexe 6 : Résultats des analyses au spectromètre de masse de ^3He .

Nom	Mesuré			Corrigé du Blanc		Concentration		Prof. (m)
	Repro ^3He	^3He (cps)	Err (cps)	^3He (cps)	Err (cps)	^3He (at/g)	Err (at/g)	
CHISA3b	1.3%	4.37	0.20	4.18	0.21	5.27E+06	2.63E+05	1.5
CHISA4b	1.3%	4.24	0.20	4.05	0.21	4.51E+06	2.32E+05	1
CHISA5b	1.3%	4.42	0.20	4.23	0.21	2.88E+06	1.42E+05	7.50E-01
CHISA6b	1.3%	2.80	0.15	2.61	0.16	5.25E+06	3.14E+05	5.00E-01
CHISA7b	1.3%	3.27	0.16	3.08	0.17	5.66E+06	3.07E+05	2.50E-01
CROSS0	1.3%	1.73	12.00	1.54	12.00	2.09E+06	1.63E+07	1.9
CROSS2	1.3%	9.40	0.30	9.21	0.32	1.37E+07	4.82E+05	1.7
CROSS3	1.3%	6.60	0.20	6.41	0.22	8.60E+06	2.92E+05	1.50
CROSS4	1.3%	5.01	0.20	4.82	0.21	7.10E+06	3.11E+05	1.00
CROSS5	1.3%	7.23	0.25	7.04	0.27	7.53E+06	2.86E+05	0.5
CROSS6b	1.3%	7.24	0.22	7.05	0.24	6.88E+06	2.34E+05	0.3
CHISA11_re	1.3%	12.90	0.40	12.71	0.43	1.87E+07	6.36E+05	
CROSS7	1.3%	22.60	0.44	22.41	0.53	1.92E+07	4.53E+05	
CROSS8	1.3%	1.52	0.10	1.33	0.10	2.38E+06	1.88E+05	
CHISA12	1.3%	34.08	0.52	33.89	0.68	2.75E+07	5.52E+05	
CHISA13	1.3%	5.90	0.22	5.71	0.23	4.34E+06	1.78E+05	

Active tectonics around the Yakutat indenter: First geomorphological constraints along the Southern Denali and Totschunda faults

Anaïs Marechal¹, Jean-François Ritz¹, Matthieu Ferry¹, Stéphane Mazzotti¹, Régis Braucher², and Pierre-Henri Blard³

¹*Geosciences Montpellier, UMR5243, Université Montpellier 2, Place E. Bataillon, 34 095 Montpellier*

²*CEREGE Aix-en-Provence*

³*CRPG Nancy*

ABSTRACT

Abstract should be roughly 250 words.

INTRODUCTION

The Yakutat collision zone is an outstanding example of continental indenter-tectonics (Fig. 1). At the transition between a subduction and a strike-slip boundary, the thickened oceanic crust of the Yakutat block (carried by the Pacific plate) collides with the North America plate at 50.3 mm/yr, at the border between Alaska and the Yukon Territory (Canada) (Elliott et al., 2010). It results in a strong partition of deformation, with block extrusion to the West at 13.5 mm/yr (Elliott et al., 2013; Mériaux et al., 2009) and diffused inland deformation with high shortening rates (up to 10 mm/yr) to the East (Marechal et al., 2015). Inland, the Denali fault is a recognized active strike-slip structure as shown by the Mw7.9 earthquake that occurred along its central part in 2002 and propagated onto the Totschunda strike-slip branch (Haeussler et al., 2004) (Fig. 1). A slip rate gradient has been documented from the central to the eastern and western parts of the Denali Fault (Bemis et al., 2015): from 12.1 to

13.6 mm/yr in its central part (Matmon et al., 2006; Mériaux et al., 2009), the slip rate decreases to 8.4 ± 2.2 mm/yr at the junction with the Totschunda fault, which velocity is estimated at 6 ± 1.2 mm/yr (Matmon et al., 2006). Richter and Matson (1971) didn't recognize any evidence of activity in the geomorphology along the Southern Denali Fault (from the Totschunda junction). However, Seitz et al. (2010) document paleoearthquakes from a trench study and estimate a ~ 3 mm/yr horizontal slip rate from offset "blobs" structures. South of the Kluane Lake, GPS data evidence 2.0 ± 0.9 mm/yr of dextral motion along the southern tip of the Denali Fault, while a ~ 10 mm/yr NE-SW shortening rate is estimated across the southern Denali and the Duke River faults (Marechal et al., 2015). GPS data also suggests that the deformation within the Yakutat syntaxis is radiating from an indenter with velocity vectors rotating clockwise from NW to NE within a 90° sector centered on the tip of the Yakutat block (Fig. 1).

GPS data and preliminary geomorphological data raise the question of how the diffuse deformation field is accommodated along the southern Denali, Totschunda and Duke River faults. In this paper, we present new constraints from a detailed geomorphological study along the southern Denali and Totschunda faults, and a first reconnaissance along the Duke River fault. Our observations allow determining the kinematics (sense of motion and slip rate) along these three faults, and bring new insight into the present geodynamics of the Yakutat collision.

Geomorphological setting

The morphology of the studied area has been shaped not only by the tectonics but also by the glaciers (Cordilleran Ice Sheet) that covered it repeatedly during the late Pleistocene. The present day morphology is imprinted notably by the The Reid glaciation (MIS 8, ~ 250 ka) (Duk-Rodkin et al.) and the Wisconsin glaciation (MIS 2, < 28 ka) (Matthews Jr et al.,

1986). The southern Denali Fault runs through the Shakwak “trench” from the USA/Canada border to the Kluane Lake (Fig. 1). Using radiocarbon dating, Denton (1974) constrained the timing of the different glacial episodes in this trench during the Wisconsin times: at its maximum advance, the Macauley-Kluane glacier filled up the Shakwak trench (up to 300 ± 50 m) in $29\,600 \pm 460$ yr BP (ie. Last Glacial Maximum). The ice retreat occurred at 11.0 ± 0.16 kyr B.P in the trench close to the USA/Canada border and at 12.5 ± 0.2 kyr B.P. within the Kluane Lake from the dating of stabilized moraines. We calibrate those ages using OxCal (REF), yielding to respectively 12.95 ± 0.1 and 14.7 ± 0.3 kyr.

The Totschunda Fault runs through the Wrangells and St Elias Mountains over 190km. Matmon et al. (2010) provided a moraine chronosequence (Donnelly Dome) on the northern slope of the Alaskan Range (Fig. 1) using boulders ^{10}Be dating, and show that the maximum late Pleistocene glaciation occurred during MIS 4/3 (40-70 ka), followed by an intermediate episode around 25-30 ka (ie. LGM) and a latest Pleistocene episode around 12-17 ka. These results are in good agreement with ^{10}Be dating of one boulder and one sediments sample in a moraine 70km North of our study area (DFNM, see Fig. 2A) (Matmon et al., 2006). It constrains the timing of glacier retreat to 12.6 ± 1.6 ka. Moreover, three ^{10}Be samples in Donnelly Dome moraine constrain MIS 3 to 27.5 ± 3.3 ka (Matmon et al., 2010), which is consistent with Denton (1974) radiocarbon estimate (although not calibrated).

MORPHOTECTONIC ANALYSIS

Satellite imagery data

Our geomorphological study is based on the analysis of satellite images and Digital Elevation Models (DEM) completed with field observations and measurements. We used the Intermediate WorldDEM (refer to as WDEM hereafter) as a reference for the global analysis because it covers our entire study area. WDEM displays a 12m horizontal resolution and 5m

vertical relative accuracy. Data was provided by the German Space Agency (<https://tandemx-science.dlr.de>).

For detailed mapping of the Denali and Totschunda Faults on the Alaskan territory, we also used the IfSAR DEM (IfDEM). This elevation model has a 5-meter post spacing and vertical accuracy of 3 meters. Data was provided by USGS and hosted by the Geographic Information Network of Alaska (<http://ifsar.gina.alaska.edu>).

For site specific studies, we use an in-house photogrammetric DEM produced from tristereo Pleiades images (<http://www.geo-airbusds.com/pleiades/>). Two phases of acquisition (summers of 2013 and 2014) provided imagery for the whole Southern Denali Fault. The Totschunda Fault could not be acquired because of important cloud cover in the St Elias Mountains. We process the raw images using Erdas Imagine Photogrammetry software and obtain a 1-m-resolution DEM (PleDEM). Several kinematic GPS surveys (RTKDEM) were performed along the Denali Fault during the field campaign. RTKDEM and PleDEM datasets display a very satisfying correspondence: the mean difference is under a meter and the slope values are well reproduced. The difference is not significant and PleDEM data may be used for distance measurements where RTKDEM is not available.

Finally, we performed a 12 km x 5 km airborne photographic survey of the Chisana glacier study area and produce a very high-resolution DEM (PhoDEM) from a combined structure-from-motion and photogrammetric approach using Agisoft Photoscan software (REF). The resulting DEM displays a **XXXm**- and **XXm**- horizontal and vertical resolution, respectively.

Reverse slip rate along the Southern Denali Fault

In order to study the present kinematics along the Southern Denali fault, we analyzed morphological markers (glacial structures, alluvial terrace surfaces and risers) affected by the

fault along a 300-km-long section between the Denali-Totschunda junction to the North and the Denali-Duke River fault junction to the South (Figure 2).

We observe systematic vertical displacements affecting the Shakwak LGM surface as evidenced by topographic profiles surveyed along the entire section section (Figure 2 and **XXX** in Data Repository). These profiles show that the cumulative vertical offset since the LGM ranges from $6.3 \pm 0.1\text{m}$ to $18.5 \pm 3.6\text{m}$ with most values between 11 and 14m. Lower values may be explained by erosion and higher values by the superposition of fault-parallel glacial features. Indeed, all along the fault, elongated $\sim 8\text{-m}$ -high mounds outline the top of the scarp above the LGM surface (Figures 2A and 3B). We interpret these features as the combination of uplift associated with a superficial pop-up structure and erosion of the LGM surface by fluvial incision, dissecting the scarp in aligned blobs (Fig. 2C)

We carried out a detailed morphological study at Koidern Creek where a large fan is affected by the Southern Denali fault (Figs 1). At this site, the Shakwak LGM surface displays typical glacial landforms: striations, kame terraces, eskers, and moraines (Fig. 3). The creek incised into the LGM surface and deposited a $\sim 6\text{-km}$ -wide alluvial fan 5 km from the mountain foothills over the trace of the the Denali fault. This shows that the LGM surface was already incised and affected by a scarp at the time of the fan emplacement. Detailed analysis of PleDEM highlights vertically offset features (Fig. 3D): profile AA' across the LGM surface shows a $6.6 \pm 0.1\text{m}$ vertical offset. Profile BB' across the alluvial fan shows a vertical offset of $2.3 \pm 0.1\text{m}$ (profile BB'). Profile CC' across the youngest alluvial terrace T0b shows a $0.9 \pm 0.1\text{m}$ vertical offset. No offset may be showed in T2 because of dense vegetation or in T1 because of pronounced anthropization (road).

Along the first 85 km south of the junction, we observe evidence of both right-lateral and vertical displacements. Dextral offsets observed within shifted alluvial terraces and moraines range between 100m and 200m. However, we do not observe evidence of right-

lateral displacement along the southernmost two thirds of the fault (see blue star on Fig. 2A). If there are any, they would be smaller than 8m, which corresponds to the smallest object identifiable on our PleDEM dataset (4 pixels of 2m each).

Therefore, the Southern Denali Fault displays a reverse motion along its entire length with a dextral component along its northern third. From the 15 topographic profiles (XXX in Data Repository), we calculate a mean vertical offset of 13.0 ± 3.9 m. Given the locations of our study sites, the timing of glacier retreat may be derived at 13.8 ± 0.9 kyr (Denton, 1974), which yields to a mean vertical slip rate of 1.1 ± 0.3 mm/yr .

Right-lateral slip rate along Totschunda Fault

Contrary to the Southern Denali Fault, large right-lateral cumulative offsets are obvious all along the Totschunda fault (Fig. 1), notably where the fault crosses the main glacial valleys. It is the case within the Chisana glacier and the Ramshole creek where we observe both glacial and alluvial features deformed by the fault (Fig. 4A). Between Chisana glacier and Ramshole Creek, an ancient glacial surface (S2) is incised on its southern side by a linear U-shaped valley (Washé Creek) also abandoned today (S1). In the field, we found lateral moraine deposits in Washé Creek showing the glacial origin of S1 (Fig. 4B), which was fed, most likely, by glaciers descending from the Nutzotin Mountains watersheds. After our reconstruction, the right-lateral offset of S1 is 406 ± 30.3 m (note that the beheaded gully Ga on S2 indicates a minimum offset of 950 ± 100 m for S2).

In order to estimate the slip rate, we collected samples on top of S2 and S1 for in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^3He dating. The results between the two methods are not consistent and cannot bring a reliable age determination (see Repository Data). However, we can provide estimates on the basis of landscape interpretation. Given that S1 is the first abandoned glacial surface above the present-day Chisana Glacier, we consider that it formed

during the latest glacial maximum (MIS 3), 27.5 ± 3.3 ka ago after Matmon et al. (2010). This yields a slip rate of 14.8 ± 2.1 mm/yr.

Within Ramshole Creek, we observe a shifted riser between glacial surface S1 and alluvial terrace T1 likely formed during the post Wisconsin debacle (Fig. 4A and 4C). A large part of S1 is washed and eroded (S1b) by streams coming down from Nutzotin Mountains. One of these has deposited a debris fan F along the fault scarp. The projection of the S1/T1 riser onto the fault allows defining piercing points from which we estimate a maximum offset of 199.9 m (if we consider that there was no erosion of the risers) and a minimum offset of 145.3 m if we consider that the riser was eroded within its northeastern compartment. This yields a mean right-lateral offset for the S1/T1 riser of 172.6 ± 27.3 m. As at the Chisana site, sampling of the different markers was performed for cosmogenic ^{10}Be and ^3He dating but gave inconsistent results that cannot be used to estimate a slip rate (see Repository Data). Here again, we use the geomorphology to bring age constraints. The fact that the riser between T1 and T0 (the present stream bed) does not show any offset suggests that the offset affecting the S1/T1 riser was accumulated after the abandonment of T1. Using the age constraints given for the ice retreat in the area (ie. 12.6 ± 1.6 ka (Matmon et al., 2006)), we attribute this age to the formation and abandonment of T1 and estimate a slip rate of 13.8 ± 2.8 mm/yr.

Reverse slip rate on the Duke River Fault

Preliminary observations along the Duke River fault highlight a fresh scarp affecting the youngest abandoned glacial surface in the White River valley (Fig. 5A, see Fig. 2A for location). Using WDEM, we estimate the latter is affected by a mean vertical offset of 40.2 ± 10.3 m (Fig. 5B). Denton (1974) dated several moraines in the area and estimated an average ice retreat at 10.09 ± 2.07 kyr BP. This yields a vertical slip rate of 4.0 ± 1.3 mm/yr. The

sinuosity of the scarp suggests that the fault dips to the South with a relatively low angle dip and displays a reverse mechanism. Assuming a 30° dip yields a horizontal shortening rate of 8.0 ± 1.3 mm/yr.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

A detailed geomorphological analysis based on high-resolution satellite imagery and digital elevation models along with field observations and measurements yields new slip rate values for the Southern Denali and Totschunda Faults. Indeed, we confirm the horizontal slip rate gradient suggested by Matmon et al. (2006) and show that it tapers to zero ~ 85 km south of the junction. Additionally, it is at least partially accommodated by shortening with a vertical component reaching 1.1 ± 0.3 mm/yr on a near-vertical fault. In parallel, the Totschunda Fault displays recent deformation along its whole length and accommodates between 13.8 ± 2.8 mm/yr and 14.8 ± 2.1 mm/yr of right-lateral strike-slip rate. Finally, preliminary results from the Duke River Fault suggest it is active along its westernmost trace and accommodates 8.0 ± 1.3 mm/yr of shortening.

Marechal et al. (2015) propose a kinematic model for the syntaxis area where indenter-tectonics drives the deformation of the North America plate boundary. They propose that the deformation is bi-modal: to the West, localized in the accretionary prism and then on faults bounding an extruded block (ie Central Denali Fault); to the East, diffused and distributed in a wider system, with no evidence of active structures inland. In this model, 5 to 10 mm/yr of NE-SW-trending shortening are absorbed in a wide area around the Denali Fault. This inference is consistent with uplift we observe on the southern Denali Fault, highlighting that the deformation on such an old fault is potentially not driven by the structure but by the boundary strain rate conditions. However, the shortening rates across the Denali Fault are smaller than the 5-10mm/yr GPS shortening rates. Preliminary observation along the Duke

River fault suggest that it may absorb ~ 80% of the residual deformation. To the West, right-lateral slip rates along the Totschunda Fault fully support the predicted block lateral extrusion velocity of 13.5 mm/yr (Elliott et al., 2010; Mériaux et al., 2009). This fault could then represent the lateral boundary of this block, and be a major strand of the Denali fault in the syntaxis area.

A relevant question is the geometry of the Denali fault. The detailed mapping done in this study highlights a straight fault, without any curvature in valleys, which suggests a very steep reverse fault. Although surprising, other examples of steep reverse faults have already been shown such as during the 2005 Dahuiyeh earthquake (Iran) which occurred on a thrust fault dipping to $67 \pm 2^\circ$ (Talebian et al., 2006).

This result has a major impact on the seismic hazard in the area. Schwartz et al. (2012) show that the 2002 earthquake propagated from the Denali Fault onto the Totschunda strand not only because of favorable geometry and pre-earthquake stress state, but also because of the historical ruptures on both Totschunda and Southern Denali Fault. According to their paleo-earthquake study, the younger event found on the Southern Denali Fault drove the rupture. However, Doser (2004) notes a seismic quiescence on the Southern part of the Totschunda Fault, called “Cross Creek Fault” in her study. Having demonstrated that the Totschunda Fault accommodates the main strike-slip component in this area, it implies that the stress accumulation on this fault could be strong, especially because of the Coulomb stress transfer consecutive to the 2002 Denali earthquake. The seismic hazard may be important onto the Totschunda Fault.

ACKNOWLEDGMENTS

CNES-ISIS program for providing Pleiades images. DLR Tandem-X Science Program for providing Intermediate WorldDEM.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1. Seismo-tectonics map of Alaska/Yukon Territory border. Blue rectangle shows GPS dextral slip rate (Marechal et al., 2015). Orange rectangles provide dextral slip rates from Matmon et al. (2006) geomorphological study. Grey arrows give GPS shortening rates of Marechal et al. (2015). Green arrow is the rupture of the 2002 Denali earthquake (Haeussler et al., 2004). Blue arrow is the convergence rate between the Yakutat microplate and the North America plate (Elliott et al., 2010). Grey dots are instrumental seismicity (199X-2015), courtesy of Natasha Ruppert and Honn Kao. The yellow stars show the study areas of other figures. DD: Location of Donnelly Dome moraine (Matmon et al., 2010).

Figure 2. A: Fault-normal elevation profiles along the Denali Fault from the Totschunda junction to the Kluane Lake. Mean offsets are calculated using a linear regression between two points defined by the user. Offsets are calculated at the top and bottom of the scarp (define by the user), and final offset corresponds to the average of those measurements. The uncertainty integrates the two different estimations (difference between average and maximum value), but do not integrate the user interpretation of the different surfaces both sides of the fault. Green rectangles represent the location of profiles. Blue star shows the last occurrence of dextral offset from the junction. B: Aerial photography to the Northwest of the Denali Fault at Koidern Creek, see figure 3A for orientation of the view. C: Simple 3D cross-section of the Denali Fault.

Figure 3. A: Shaded relief map of the alluvial fan of Cross Creek deposited in a glacial surface (see Figure 1 & 2 for location) with location of detailed study areas (WorldDEM). B: Slope map of Southeast bank of the river, showing the alluvial terraces (from yellow to red), the glacial surface S1 in green, the alluvial fan in grey dots and the Denali Fault. Profiles AA'

and BB' show the location of Figure 3D (WorldDEM). C: 3D elevation model from kinematic GPS along the fault in the northwestern bank of the alluvial fan. D: Elevation profiles along the Denali Fault: AA' located in the glacial surface S1, BB' situated in the alluvial fan F and CC' in alluvial terrace T0b. Mean offsets are estimated using the same method than in Figure 2D.

Figure 4. A: Shaded relief map Totschunda Fault. Glacial surfaces S2 and S1 are incised by Washe Creek and Ramshole Creek (WorldDEM). B: Shaded relief map of Washe Creek study area (PhoDEM) highlighting the lateral offset on the Washe Creek valley. C: Slope map of Ramshole Creek study area (PhoDEM). Dashed green lines represent the different risers used for offset estimation.

Figure 5. A: Satellite image (GoogleEarth with vertical exaggeration) of the Duke River Fault (see Figure 1 & 2A for location). Red arrows highlight the fault and white line shows the profile. B: Elevation profiles along the Duke River Fault.

Figure 6. Kinematic model for the Yakutat indenter. Grey boxes are this study fault slip rates. Blue numbers are fault slip rates from previous studies (Marechal et al., 2015; Matmon et al., 2006; Mériaux et al., 2009). Grey vectors are shortening rate in the prism and lateral extrusion of Southern Alaska block (Elliott et al., 2013). Green arrow is the Yakutat/North America relative block motion (Elliott et al., 2013).

