

DYNAMIQUE D'UN GLISSEMENT DE TERRAIN ET LA RECONSTRUCTION DE SA
CHRONOLOGIE PRÈS DE LA VILLE DE FORT MCPHERSON, TERRITOIRES-DU-
NORD-OUEST

MÉLANIE CÔTÉ

THÈSE PRÉSENTÉE À LA FACULTÉ DES ÉTUDES SUPÉRIEURES
DE L'UNIVERSITÉ D'OTTAWA POUR L'OBTENTION DU GRADE À LA MAÎTRISE
(M.A GÉOGRAPHIE)

DÉPARTEMENT DE GÉOGRAPHIE
UNIVERSITÉ D'OTTAWA

©MÉLANIE CÔTÉ, OTTAWA, CANADA, 2011

RÉSUMÉ

L'analyse des cernes de croissance des arbres peut être un outil utile pour dater les événements géomorphologiques dans les régions où les données historiques sont rares ou manquantes. Dans cette étude, deux glissements de terrain rétrogressifs de la région de Fort McPherson, T.N.O, ont été étudiés par l'analyse dendrochronologique des épinettes noires (*Picea mariana (Mill) BSP*) endommagées par l'évènement. Le mouvement a incliné de nombreux arbres, a endommagé leurs systèmes racinaires et les a déplacé de leur position initiale. Une trentaine d'épinettes perturbées, sur deux sites (Mélanie et Charas), ont été échantillonnées le long de la coulée de boue ainsi qu'aux limites de cette même coulée, certaines retrouvées à la verticale dans le plancher du glissement, et d'autres dans un ancien chenal abandonné. En outre, 35 épinettes bien droites, debout, intactes et non perturbées ont également été échantillonnées sur les sites afin d'établir une série de référence maitresse.

Dans le premier cas, au site Mélanie, une analyse des cernes des arbres perturbés a révélé des anomalies dans la croissance des arbres. Plus précisément, une réduction des cernes de croissance a été remarquée dans les dernières années de la vie des arbres. Par ailleurs, une augmentation brutale de la largeur des cernes au même endroit a été retrouvée sur des arbres inclinés (bois de réaction). D'après des résultats, le glissement de terrain à ce site est considéré avoir eu lieu en 2002. Au deuxième site (site des Charas), en raison du nombre limité d'arbres laissés sur le terrain en plus d'une répartition spatiale assez grande, la dendrochronologie ne peut pas identifier avec précision l'année initiale du glissement de terrain du site des Charas. Les arbres se trouvant dans le sens de l'écoulement n'ont pas toujours représenté des signes de perturbation au cours d'une année en particulier, même si nous sommes convaincus qu'ils doivent avoir été localisés dans la zone touchée par l'évènement. Bref, les données montrent que les perturbations à ce site se sont étalées sur plusieurs années -ce n'est donc pas un événement unique- et que tous les arbres n'ont pas tous été impactés au même degré et dans la même année.

ABSTRACT

The analysis of growth rings of trees can be a useful tool for dating geomorphic events in regions lacking long historical records. In this study, we tried to date two retrogressive landslides in the region of Fort McPherson, NWT, by dendrochronological analysis of black spruce (*Picea mariana* (Mill) BSP)) damaged by the event. The movement has inclined many trees, damaged their root systems and has moved them from their initial growth position. More than thirty disturbed spruces at each site were sampled along the mudslide and at its the limits. Some were found upright in the floor of the slide, and some in an old abandoned channel. In addition, 35 straight spruces, standing, intact and undisturbed were also sampled on the sites to establish a reference series.

In the first case, at Mélanie site, an analysis of tree rings showed anomalies in the growth of some disturbed trees. Specifically, a reduction of growth rings was noticed in the last years of the life of trees. Moreover, a sudden increase in ring width at the same location was found on leaning and tilting trees (reaction wood). On the basis of our results, this landslide is estimated to have occurred in 2002. In the second case, at the Charas site, due to the limited number of trees left on the field, plus a relatively large spatial distribution, dendrochronology could not completely identify the initiation date of this landslide. The trees in the direction of flow have not always shown signs of disturbance during a particular year, although we believe they should have been located in the area affected by the event. Therefore, the data showed that disruption at this site was spread over several years, so this is not a single event, and that not all trees have been impacted to the same extent and in the same year.

REMERCIEMENTS

Pour mon directeur de thèse **BERNARD LAURIOL** celui qui a orienté ma thèse dans le bon sens, celui qui a su me motiver dans mes moments de doute. Vous avez sacrifié beaucoup de votre temps pour moi. Un gros merci pour la confiance et la liberté que vous m'avez accordées.

Pour **PIERRE BERTRAND**, qui a tant fait pour moi côté cartographie et qui s'est assuré que tout était parfait.

For **TREVOR PORTER** who showed me that patience and determination do pay off and who has been a big help with dendrochronology.

Pour **ALEXANDER YARD** et **JONATHAN TANGUAY**, à la sueur de leur front, qui ont réalisé l'échantillonnage sur le terrain pendant les belles journées, mais aussi pendant les jours de pluies et de moustiques! Merci aussi à **LAURA, MATT ET ÉMILIE**.

Aussi je tiens à remercier **KAMYLLE ALIE POIRIER** qui a suivi mon progrès et m'aidant à réaliser autant de choses.

Pour **LISA** et **SARAH**, je porte toute ma gratitude à vous deux qui ont su me pousser et me motiver lorsque j'étais prête à tout lâcher. Je n'aurais pu terminer cette thèse sans vous deux.

Pour ma famille, pour toujours me faire briller et me soutenir dans toutes mes péripéties!

Merci finalement au soutien financier : INAC (Affaires indiennes du Nord du Canada), NSTP (The Northern Scientific Training Program) et NSERC (Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada).

Table des matières

Résumé.....	II
Abstract.....	III
Remerciements	IV
Tables des matières.....	V
Liste des Figures.....	VIII
Liste des Tableaux.....	XIII

<u>CHAPITRE I : INTRODUCTION</u>	1
1.1 Introduction	1
1.2 Objectifs et hypothèses	3
1.3 Conclusion	5

<u>CHAPITRE 2 : REVUE DE LA LITTÉRATURE</u>	9
2.1 Introduction	9
2.2 L'origine des glissements de terrain	9
2.2.1 Glissements de terrain rétrogressifs et le changement climatique de l'Arctique	10
2.3 L'influence des événements géomorphologiques sur la croissance des arbres.....	13
2.4 Conclusion	16

<u>CHAPITRE 3 : RÉGION D'ÉTUDE</u>	17
3.1 Introduction.....	17
3.2 Le bassin de Stony Creek	20
3.3 Géologie.....	20
3.4 Climat.....	21
3.5 Végétation	22
3.6 Morphologie générale des glissements de terrain	26
3.7 La photo interprétation du ruisseau des sites.....	29
3.7.1 À l'échelle de Stony Creek	30
3.7.2 À l'échelle du site des Charas	31
3.8 Conclusion	33

<u>CHAPITRE 4 : SÉDIMENTOLOGIE DE MÉLANIE ET CHARAS</u>	38
4.1 Introduction.....	38
4.2 Granulométrie des sédiments.....	38
4.2.1 Méthodes et techniques.....	39
4.2.2 Résultats des mesures.....	39
4.2.3 Interprétation.....	41
4.3 Les mesures d'Atterberg	48
4.3.1 Méthodes et objectifs	49
4.3.2 Résultats.....	50
4.4 La perte au feu	52
4.4.1 Méthodes et techniques	52
4.4.2 Résultats.....	53
4.5 Les analyses isotopiques	56
4.5.1 Méthodes et techniques	57

4.5.2 Résultats.....	57
4.6 Conclusion	61

CHAPITRE 5: MÉTHODOLOGIE DE L'ANALYSE DENDROCHRONOLOGIQUE..... 62

5.1 Introduction.....	62
5.2 Stratégie d'échantillonnage	63
5.3 Préparation des échantillons en laboratoire	66
5.4 L'analyse des cernes de croissance	66
5.4.1 Interdatation	67
5.4.2 Analyse de la structure des âges	68
5.4.3 Standardisation.....	69
5.5 Conclusion	70

CHAPITRE 6: LE SITE MÉLANIE: RÉSULTATS DES ANALYSES DE LA DENDROCHRONOLOGIE..... 71

6.1 Introduction.....	71
6.2 Analyse de la courbe de croissance.....	71
6.3 Analyse du bois de réaction.....	77
6.4 Analyse de l'année de mortalité des arbres perturbés.....	80
6.5 Discussion et conclusion	80

CHAPITRE 7: LE SITE DES CHARAS: RÉSULTATS DE L'ANALYSE DENDROCHRONOLOGIQUE..... 84

7.1 Introduction.....	84
7.2 Analyse de la courbe de croissance.....	84
7.3 Analyse du bois de réaction.....	87
7.4 Analyse de l'année de mortalité des arbres perturbés.....	89
7.6 Discussion.....	93
7.7 Conclusion	93

CHAPITRE 8 : ANALYSE DES DIVERS FACTEURS SUSCEPTIBLES DE DÉCLENCHER UN GLISSEMENT DE TERRAIN..... 95

8.1 Introduction.....	95
8.2 Les processus anthropiques.....	95
8.3 Les processus géologiques	96
8.4 Les conditions climatiques.....	101
8.4.1 La température	102
8.4.2 Les précipitations	105
8.5 Discussion.....	107
8.6 Conclusion	113

CHAPITRE 9 : CONCLUSION..... 114

9.1 Introduction.....	114
9.2 Déterminer l'âge des glissements de terrain.....	114
9.3 Déterminer l'élément déclencheur ou les facteurs qui causent un glissement de terrain.....	116
9.4 Conclusion	116

9.5 Recommandation 118
Bibliographie 120
Annexe 130

Liste des figures

Chapitre 1 : Introduction

Figure 1.1: Localisation de la région d'étude (Photothèque Nationale de l'Air)	4
Figure 1.2 : Relief des Territoires du Nord-Ouest (Ressources Naturelles du Canada).....	6
Figure 1.3: Bassin de Stony Creek, Territoires du Nord-Ouest, Canada (google map 2011)	6
Figure 1.4: Emplacement des glissements de terrain Mélanie et des Charas, ainsi que tous les glissements de terrain en 2005.....	7
Figure 1.5 : Tremblements de terre au Yukon et l'ouest des Territoires du Nord-Ouest de ces derniers 5 ans.....	8
Figure 1.6 : Localisation des sites qui ont déjà été l'objet d'étude dans les monts Richardson et Ogilvie..	8

Chapitre 2 : Revue de la littérature

Figure 2.5: Glissement typique de la région du plateau Peel (66°56' et 135°02') photo BL. Août 2003. Région de Fort McPherson, TNO	12
Figure 2.6: a) La morphologie d'un arbre. b) Un segment d'un arbre récolté en 2009 (Territoires du Nord-Ouest) qui représente la partie inclinée de l'arbre. c) Une courbe de croissance de l'arbre montrant la largeur des anneaux de croissance d'un arbre : un segment de l'arbre représente la croissance normale de l'arbre tandis que l'autre montre la perturbation qu'a encaissée l'arbre lors de la coulée de boue issue du glissement de terrain	15

Chapitre 3 : Région d'étude

Figure 3.1: Image satellite des 2 sites d'études, Territoires du Nord-Ouest. Le site Mélanie à la gauche et le site des Charas à la droite.....	18
Figure 3.2: Photographies panoramiques des deux sites d'études prises en juin 2010. Site Mélanie, Territoires du Nord-Ouest (a et b) et site des Charas vue d'un hélicoptère (c). Photo d'Alexander Yard.....	19
Figure 3.3: Lithologie de la roche en place. Région de Fort McPherson, TNO (selon Norris 1981)	23
Figure 3.4: géologie de quaternaire. Région de Fort McPherson, TNO (selon Duk-rodkin et Hugues, 1992).....	23
Figure 3.5: Températures annuelles provenant des données des stations de Fort McPherson et d'Aklavik, Territoires du Nord-Ouest. Source : Meteorological Service of Canada	24
Figure 3.6: Température d'étés provenant des stations de Fort McPherson et d'Aklavik, Territoires du Nord-Ouest. Source: Meteorological Service of Canada.....	24
Figure 3.7: Précipitation totale de la station de Fort McPherson, Territoires du Nord-Ouest. Source : Meteorological Service of Canada.....	25
Figure 3.8: Précipitations (pluie et neige) pour la station de Fort McPherson en 2006. Source: Meteorological Service of Canada.....	25

Figure 3.9: Le bassin de Stony Creek et la position de plusieurs glissements de terrain (1944, 1950-52, 1970-72 et 2005). Territoires du Nord-Ouest	27
Figure 3.10: Photographies du site Mélanie : (a) Mur de retrait exposant la glace. (b) Au sol, on voit des fentes et de grands tapis organiques et (c) une ancienne coulée de boue lobée. (d) La géométrie du chenal d'évacuation a vraiment changé vers le bas de la coulée de boue	28
Figure 3.11: Photographies du site des Charas: (a et b) Le mur de retrait est composé de glace massive. (c) Le glissement se liquéfie et apporte avec lui des sédiments et de la matière organique dans le plancher (d)	28
Figure 3.12: Effet du dégel du pergélisol	29
Figure 3.13: La distribution des glissements de terrain actifs et inactifs d'une partie du bassin de Stony Creek, Territoires du Nord-Ouest pour la période de 1952 à 2010	32
Figure 3.14 : Evolution spatiale (1944-2010) d'un glissement de terrain rétrogressif, site des Charas, Territoire du Nord-Ouest. La position du mur de retrait de 2010 est discutable, mais elle indique un recul depuis 2008.....	35
Figure 3.15 : Profil du recul du mur de retrait en utilisant le transect a-b de la figure 3.15	36
Figure 3.16 : Le développement d'un glissement de terrain rétrogressif (1949-1987) dans la région de Mayo, Yukon (Burn et Friele 1989).....	37

Chapitre 4 : Les sites de Mélanie et des Charas

Figure 4.1: Composition granulométrique des deux sites de la région d'étude	42
Figure 4.2 : Résultats de la moyenne de l'analyse granulométrique au laser du site Mélanie et des Charas.....	43
Figure 4.3 Textures présentes aux sites Mélanie (bleu) et des Charas (rouge) selon la distribution du pourcentage de la taille des particules d'argile, de limon et de sable.	44
Figure 4.4: Granulométrie du site des Charas, monts Richardson, Territoires du Nord-Ouest	45
Figure 4.5: Profil transversal des multiples transects du site des Charas.....	46
Figure 4.6 : Profil transversal des multiples transects du site Mélanie.....	46
Figure 4.7 : Granulométrie du site Mélanie, monts Richardson, Territoires du Nord-Ouest.....	47
Figure 4.8 : Analyse granulométrique des 2 sites d'étude	48
Figure 4.9: Résultats de l'analyse de la limite de plasticité selon le modèle de Casagrande (Conseil National de Recherche du Canada).....	52
Figure 4.10: Résultats de l'analyse en pourcentage géochimique des deux sites d'étude	55
Figure 4.11: Résultats de l'analyse en ppm géochimique des deux sites d'étude	56
Figure 4.12 : La localisation des 20 points échantillonnés pour l'analyse isotopique.....	60
Figure 4.13: Diagramme des résultats isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des échantillons d'eau combinés ensemble montrent une pente de 5.8 ($\delta^2\text{H}-5.8 \delta^{18}\text{O}=-54; r^2=0.72$)	61

Chapitre 5: Méthodologie de l'analyse dendrochronologique

Figure 5.1: Les cernes de croissance plus foncés et denses à la gauche signifient que l'arbre a été forcé à s'incliner, développant du bois de réaction..... 65

Figure 5.2: Photographies des arbres morts échantillonnés : a) Arbres affectés par la coulée de boue sur les côtés du chenal d'évacuation. b) Arbres morts retrouvés dans un chenal. c) Arbres retrouvés totalement à la verticale. d) Arbres pris au milieu de la coulée de boue et partiellement enfouis. e) Arbres enfouis d'au moins 1 mètre par la coulée de boue 65

Figure 5.3: cerne de croissance des arbres (la partie plus claire représente le bois de printemps (initial) et la partie plus foncée représente le bois d'été (final))..... 68

Chapitre 6: Le site Mélanie: résultats des analyses dendrochronologiques

Figure 6.1 Série des arbres perturbés du site de référence. Le graphique montre les séries de cernes en individuelles en gris (tous les arbres), la chronologie moyenne du site est en noir et la profondeur de densité de l'échantillonnage (nombre des séries de cernes disponibles pour chaque année) est en rouge . 72

Figure 6.2: Série des arbres perturbés du site de Mélanie. Le graphique montre les séries de cernes en individuelles en gris (tous les arbres), la chronologie moyenne du site est en noir et la profondeur de densité de l'échantillonnage (nombre des séries de cernes disponibles pour chaque année) est en rouge 73

Figure 6.3: Indice EPS, qui est la valeur moyenne des séries chronologiques corrélées, est supérieur à 0.75 dès le début des années 1870. Ce qui signifie que nous avons environ 75% de signal et 25% de bruit. Dès les années 1904, l'indice augmente à 0.88. La corrélation entre les échantillons d'une série signifie que la région a un signal fort 74

Figure 6.4: Le graphique montre la chronologie moyenne du site Mélanie (bleu), la chronologie moyenne du site de référence (rouge), une ligne de corrélation entre les deux séries (mauve) ainsi qu'un indice de confiance (noir) 75

Figure 6.5: Le graphique montre un exemple d'un échantillon standardisé et non standardisé. Le tout prouve que nous devons standardiser tous les échantillons afin d'éliminer les changements systématiques de l'arbre (hauteur de la tige, génétique, âge et les conditions du site) ainsi que les fluctuations des conditions environnementales. Ces corrections de la largeur des anneaux de croissances sont très importantes afin de ne pas confondre un stress avec l'un ou l'autre de ces facteurs. 76

Figure 6.6: COFFECHA a performé une standardisation de la série Mélanie de deux façons différentes: en rouge, on peut voir la moyenne arithmétique et en bleu, la moyenne robuste. Il y a une différence significative entre les courbes 77

Figure 6.7: Exemples des réponses à la perturbation du sol enregistrées dans les cernes des divers échantillons du site de Mélanie 78

Figure 6.8: Arbres perturbés (12) du site Mélanie qui présentaient du bois de réaction entre 2002 et 2007. Le graphique montre les échantillons perturbés en bleu, gris et mauve, la chronologie moyenne de la série du site en rouge et la chronologie du site de référence en noir 79

Figure 6.9 : Analyse dendrochronologique du site Mélanie, monts Richardson, Territoires du Nord-Ouest (le chiffre représente le numéro de l'échantillon et les échantillons encadrés les arbres retrouvés déracinés) 82

Figure 6.10 : Analyse dendrochronologique du site Mélanie, monts Richardson, Territoires du Nord-Ouest 83

Chapitre 7: Le site des Charas: résultats des analyses dendrochronologiques

Figure 7.1: Série des arbres perturbés du site des Charas. Le graphique montre les séries de cernes en individuelles en gris (tous les arbres), la chronologie moyenne du site est en noir et la profondeur de densité de l'échantillonnage (nombre des séries de cernes disponibles pour chaque année) est en rouge..... 85

Figure 7.2: Le graphique montre la chronologie moyenne du site des Charas (bleu), la chronologie moyenne du site de référence (rouge), une ligne de corrélation entre les deux séries (mauve) ainsi qu'un indice de confiance (noir) 86

Figure 7.3: Exemples des réponses à la perturbation du sol enregistrées dans les cernes des diverses échantillons du site des Charas 88

Figure 7.4: arbres perturbés du site des Charas. Peu d'arbres présentaient du bois de réaction. Ces 9 échantillons montrent une soudaine augmentation de la largeur des cernes de croissance en 1950, 1972, 1990 et 2006. 88

Figure 7.5 : Analyse dendrochronologique du site de Charas, monts Richardson, Territoires du Nord-Ouest (la lettre ou le chiffre représente le numéro de l'échantillon, un carré; un arbre enfoui et déraciné et un cercle; un arbre enfoui par la coulée de boue) 91

Figure 7.6 : Analyse dendrochronologique du site des Charas, monts Richardson, Territoires du Nord-Ouest 92

Chapitre 8 : analyse des divers facteurs possibles de déclencher un glissement de terrain

Figure 8.1: Divers processus anthropiques susceptibles de créer un glissement de terrain (Wissam 2009, Baillie 2011, Gominet 2008)..... 97

Figure 8.2: Glissement de terrain rotationnel causé par un tremblement de terre dans la région de Notre-Dame de la Salette, Québec, Canada (Ministère des transports du Québec). juin 2010 98

Figure 8.3 : Tremblements de terre au Yukon et dans l'ouest des Territoires du Nord-Ouest durant la dernière année (2011) 99

Figure 8.4 : Emplacement du glissement de terrain au site Mélanie a), et le tremblement de terre le 1er décembre 2010 b). 100

Figure 8.5 : Cotes de gravité des feux de forêts (Ressources Naturelles du Canada) 100

Figure 8.6 : Les 50 années les plus chaudes (source : Met Office) 101

Figure 8.7: A) Anomalies des températures annuelles moyennes de l'air par rapport à la moyenne 1961-1990, basées sur des stations terrestres au nord du 60°N. B) Température moyenne de l'air de l'été et annuelle de la station d'Inuvik, TNO (Lacelle et al. 2009) 104

Figure 8.8: Relation entre les anneaux de croissance des arbres perturbés et les températures d'été de la station de Fort McPherson..... 105

Figure 8.9. Précipitations totales pour la période de 1930, 1940, 1945, 1950, 1995, 2000, 2005 et 2008 source : Meteorological Service of Canada	107
Figure 8.10 : Tremblements de terre près de la région d'étude (Fort McPherson, TNO).....	108
Figure 8.11 : Localisation des 5 tremblements de terre (b à f) les plus près de la région d'étude (a)	109
Figure 8.12 : Principaux tremblements de terres (source Ressources Naturelles du Canada)	109
Figure 8.13: Précipitations totales de la région de Fort McPherson pour la période de 1949, 1950 et 1951, ainsi que 2000, 2001 et 2002 (source Climate Weather Office).....	111
Figure 8.14 : Température moyenne de la région de Fort McPherson pour la période de 1949, 1950 et 1951, ainsi que 2000, 2001 et 2002 (source Climate Weather Office)	112

Liste des tableaux

Tableau 3.1: Inventaire des photographies aériennes utilisées de la région d'étude	30
Tableau 3.2: Glissements actifs et inactifs entre la période de 1940 et 2010	30
Tableau 4.6 : Résultats de la limite d'Atterberg (limite de liquidité et de plasticité pour le site des Charas et Mélanie	51
Tableau 4.7 : Classification des sols selon la valeur de leur indice de plasticité	51
Tableau 4.8: Distribution de la matière organique et des carbonates aux sites Mélanie et des Charas	54
Tableau 4.9 : Contenu en matière organique dans les sédiments où le tronc d'arbre a été trouvé (site de Mélanie)	54
Tableau 4.10 : Résultats de l'analyse géochimique des échantillons pour les deux sites d'étude (Mélanie 1 représente un échantillon pris dans le mur de retrait, Mélanie 2 et Charas représentent des échantillons pris dans la coulée de boue.....	54
Tableau 4.12: Résultats de l'analyse isotopique pour les échantillons prélevés dans la coulée de boue	58
Tableau 4.13: Analyse isotopique pour les échantillons prélevés dans la glace massive	58

Tableaux en annexe :

Tableau 3.3: Information des glissements de terrain de 1952 à 2010.....	129
Tableau 4.1: résultats de l'analyse granulométrique du site Mélanie à l'aide du tamis. La moyenne des 6 transects indiquent que 10.5% des sédiments récoltés sont plus gros que 63 microns, ce qui regroupe les sables et les graviers puisque les limons et argiles sont sous les 63 microns	130
Tableau 4.2 : Résultats de l'analyse granulométrique du site des Charas à l'aide du tamis. La moyenne des 9 transects indiquent que 18.8% des sédiments récoltés sont plus gros que 63 microns, ce qui regroupe les sables et les graviers puisque les limons et argiles sont sous les 63 microns	131
Tableau 4.3 : Calculs qui amènent à la détermination de la limite de liquidité pour les sites des Charas et Mélanie	132
Tableau 4.4: Etapes à la détermination de la limite de plasticité pour les sites des Charas et Mélanie	133
Tableau 4.5 : Résultats de la détermination de la limite d'Atterberg pour les sites de Mélanie et des Charas.....	134
Tableau 4.11: Calculs de la perte au feu : matière organique et carbonates	134
Tableau 5.1 : Coordonnées des échantillons des arbres perturbés au site Mélanie	135
Tableau 5.2 : Coordonnées des échantillons des arbres perturbés au site des Charas.....	135
Tableau 6.1: Information sur les 38 arbres perturbés par le glissement de terrain sélectionnés du site des Mélanie, tous des arbres qui semblaient présenter une inclinaison et des blessures	

causées par le glissement de terrain.....136

Tableau 7.1: Information sur les 30 arbres de référence sélectionnés au site des Charas, tous des arbres vivants, ne présentant aucun bois de réaction, inclinaison ou de blessures137

Tableau 7.2: Information sur les 35 arbres perturbés par le glissement de terrain sélectionnés au site des Charas, tous des arbres qui semblaient présenter une inclinaison et des blessures causées par le glissement de terrain.....138

CHAPITRE I : INTRODUCTION

Dans le présent chapitre d'introduction, nous nous en tenons à la définition d'un glissement de terrain, j'illustre les causes et les processus de déclenchement qui engendrent une déstabilisation de la pente. J'introduis le principe de la dendrochronologie qui est au centre de cette thèse. J'établis finalement mes objectifs et mon hypothèse de travail ainsi que ma zone d'étude (Fort McPherson, T.N.O).

1.1 INTRODUCTION

Les glissements de terrain sont des phénomènes naturels très répandus sur la Terre, et même sur la planète Mars (Hsui 2001, Atkinson 2010). À cet égard, les glissements de terrain au Canada sont concentrés dans des régions physiographiques possédant des types de sol et de matériaux rocheux, des structures géologiques ainsi que topographiques favorables à ce type de phénomène. D'après Mollard (1977), quatre régions au Canada sont propices aux glissements de terrain : les Cordillères de l'Ouest, une partie de la région des Plaines intérieures, la région des basses terres du St-Laurent ainsi que la basse vallée du Mackenzie et des alentours du nord-ouest du Canada. Les glissements de terrain sont des formes de relief omniprésentes se produisant dans des terrains vallonnés sous des climats variés (Crozier 1986). L'instabilité de la pente est l'élément clé qui provoque le glissement de terrain. Cette instabilité peut se produire dans une zone de pergélisol.

Les observations indiquent qu'au cours de ces dernières années, les processus géomorphologiques dans l'Arctique ont changé et s'intensifient (Rowland et al. 2010). Bien que l'évolution du paysage change, son ampleur et sa rapidité récemment observés suggèrent que la région est particulièrement sensible aux changements climatiques (Gooseff et al. 2009). Il est d'ailleurs établi que le récent réchauffement climatique va favoriser l'érosion sur les versants et les glissements de terrain (Rowland et al. 2010), dont les glissements de terrain rétrogressifs ou régressifs (Lacelle et al. 2003). Ce type de glissement de terrain est reconnaissable dans le paysage grâce à leur allure en forme de fer à cheval (Burn and Friele 1989, Lewkowicz 2003, Lacelle et al. 2009). Ces changements sont le résultat d'un réchauffement à l'échelle régionale et plus particulièrement de la fonte du pergélisol (Rowland et al. 2010), car ce type de glissement est lié au dégel du sol et de la glace sous l'effet tout particulier de la pluie ou du soleil (Dyke 2000). En effet, plusieurs études ont montré que le climat et les perturbations naturelles sont fortement reliés. Plus particulièrement, il y a un lien étroit entre les

fortes précipitations et les glissements de terrain (Caine 1980, Kim et al. 1991, Corominas et Moya 1998, Au 1998). Une étude récente (Lacelle et al. 2010) souligne que dans les versants des vallées qui entaillent les plateaux des monts Richardson, les glissements de terrain sont surtout causés par de fortes précipitations provoquant la liquéfaction du sol ce qui déclenche alors le processus. Cependant, la hausse de températures semble être une cause encore plus importante selon Lewkowicz (2003). À cet égard, certains indices indiquent clairement que l'élévation de la température annuelle moyenne dans l'Arctique et dans le subarctique influence et façonne le paysage depuis au moins les quinze dernières années (Zhang et al. 2000 et 2005, Wolf et al. 2000, Smith et al. 2005). Zhang (2000) a noté une augmentation de 2°C à 3°C pour l'Ouest et le centre de l'Arctique. Mais autres que les facteurs climatologiques, d'autres facteurs naturels ou géomorphologiques sont aussi capables de causer une perturbation du sol et un glissement de terrain par la suite.

Cependant, comme la majorité des glissements de terrain rétrogressifs du Nord-ouest canadien surviennent dans des régions inhabitées, leur âge exact est généralement inconnu, si bien qu'il est encore difficile d'établir un lien précis entre l'âge des glissements et leur origine. Il s'en suit que le rôle du climat n'est pas encore bien établi. Les scientifiques ont besoin d'améliorer la compréhension des mécanismes de rétroaction du changement du paysage afin de mieux prévoir les processus géomorphologiques en réponse au changement climatique en cours (Rowland 2010). La dendrochronologie peut alors être très utile à résoudre ce point.

Beaucoup d'études ont utilisé la dendrochronologie pour dater les glissements de terrain en régions tempérées (Alestalo 1971, Fritts 1976 et 1991, Bégin et Filion 1988, Schweingruber et al. 1993, Szeicz et MacDonald 1995, Wiles et al. 1996, Strunk 1997, Stoffel et al. 2005 2006, 2008, 2009 et 2010). Depuis les premières observations sur la datation des processus géomorphologiques au moyen de la dendrochronologie (Alestalo 1971), la recherche a proliféré et cette technique est la plus précise à ce jour pour dater ces processus (Stoffel et al. 2010). La dendrogéomorphologie est une sous-discipline de la dendrochronologie. Elle permet d'étudier à partir de l'étude des cernes de croissance des arbres des perturbations géomorphologiques récentes. Ces perturbations seraient passées inaperçues par les méthodes d'analyse traditionnelles (Fritts 1976 et 1991, Schweingruber et al. 1993). La dendrochronologie est basée sur le principe que les arbres poussant dans les climats tempérés et froids forment des anneaux de croissance annuels. Ceux-ci enregistrent les perturbations externes telles que celles liées au climat ou à des événements géomorphologiques (Strunk 1997, Stoffel et al. 2010).

Étant donné qu'il arrive qu'un arbre soit directement affecté par un glissement de terrain, les cernes permettent de déterminer l'année de l'événement, ou même parfois la saison durant laquelle la perturbation est survenue (Stokes et Smiley 1968, Stoffel et al. 2005, 2006, 2008, 2009, 2010). Cependant, la dendrochronologie n'a jamais été utilisée pour dater les glissements de terrain rétrogressifs dans les régions de pergélisol continu parce que dans les régions de forêts, il est rare de trouver de la glace massive enfouie. Or, pour qu'il y ait un glissement rétrogressif, il faut qu'il y ait de la glace massive. En absence de cette glace, nous avons des glissements rotationnels comme celui décrit par Bégin et Filion (1988).

1.2 OBJECTIFS ET HYPOTHÈSES

Ce projet de thèse présente une étude sur la chronologie des glissements de terrain, au pied des monts Richardson, dans la région de Fort McPherson, tout près de la frontière entre le Yukon et les Territoires du Nord-Ouest (Fig.1.1). La région occupe un terrain assez bas en altitude, soit inférieur à 500 m (Fig.1.2). Il s'agit du plateau connu sous le nom de Peel Plateau, lequel est l'objet d'une intense prospection pétrolière et gazière (Morrell et al. 1995). La région correspond à un plateau couvert de till, reposant en discordance sur des schistes et des grès (Norris 1981). La région sélectionnée pour l'étude est plus précisément le bassin versant de Stony Creek. Ce bassin a une superficie de 375 km² et il est situé au sud-ouest de la ville de Fort McPherson (Fig.1.3). Ses eaux de drainage s'écoulent dans le fond de vallées aux versants raides et plats en aval, et en V en amont. Il prend sa source dans les monts Richardson vers 700 m d'altitude. Il se jette à 10 m d'altitude dans la rivière Peel, en face de Fort McPherson.

Cette thèse comporte plusieurs objectifs et hypothèses. Le premier objectif se rapporte à la datation et l'évolution des glissements de terrain, et se ramène à deux aspects : suivre la dynamique d'un glissement de terrain dans l'espace et sa coulée de boue, et dater la création d'un glissement de terrain rétrogressif et la formation de sa coulée de boue. Pour se faire, l'âge des glissements de terrain dans la zone considérée sera établi à partir de photographies aériennes de la Photothèque Nationale de l'Air (NRCan). Les photographies aériennes (1944, 1952-1954, 1970-1972, 1980-1982) et des images Google Earth (Quickbird) permettront de localiser les glissements et d'établir des périodes à l'intérieur desquelles les glissements ont été présents dans la région de Fort McPherson. Ajoutons que les images satellites Spot et Landsat ne seront pas utilisées parce que leur faible résolution (30 et 10 m

respectivement) ne permet pas l'identification de petits des glissements de terrain rétrogressifs. Les photographies aériennes et les anciennes cartes contiennent beaucoup de renseignements utiles concernant la succession des glissements de terrain (Aero data 1999, Lang et al. 1999). Alors, avec les photographies aériennes et les images, nous allons tenter de déterminer s'il y a une évidence d'une augmentation récente d'activité de glissements de terrain rétrogressifs dans la région comme on devrait s'y attendre si le climat estival se réchauffe.

Cependant, comme les photos ne sont pas annuelles, mais seulement décennales ou plus, il est impossible de dater avec précision l'année des glissements avec ces seules photos. Donc une autre méthode, la dendrochronologie, sera utilisée. La datation absolue des glissements de terrain à l'aide de la dendrochronologie fournit un des seuls moyens de déterminer avec précision leur âge. On présume que l'âge de la mort des arbres échantillonnés, déterminé par datation croisée, sera le même que le glissement de terrain rétrogressif qui a enterré les arbres échantillonnés. Nous allons tenter de démontrer ici que la méthode dendrochronologique peut être appliquée utilement en région de pergélisol. L'application de la méthode dendrochronologique qui forme le cœur de cette thèse de maîtrise sera appliquée à deux sites : Mélanie ($67^{\circ} 15' 11.28''\text{N}$ et $135^{\circ} 16' 17.95''\text{O}$) et Charas ($67^{\circ} 15' 18.45''\text{N}$ et $135^{\circ} 13' 59.22''\text{O}$) qui sont environ à 2.8 km de distance l'un de l'autre (Fig.1.4).

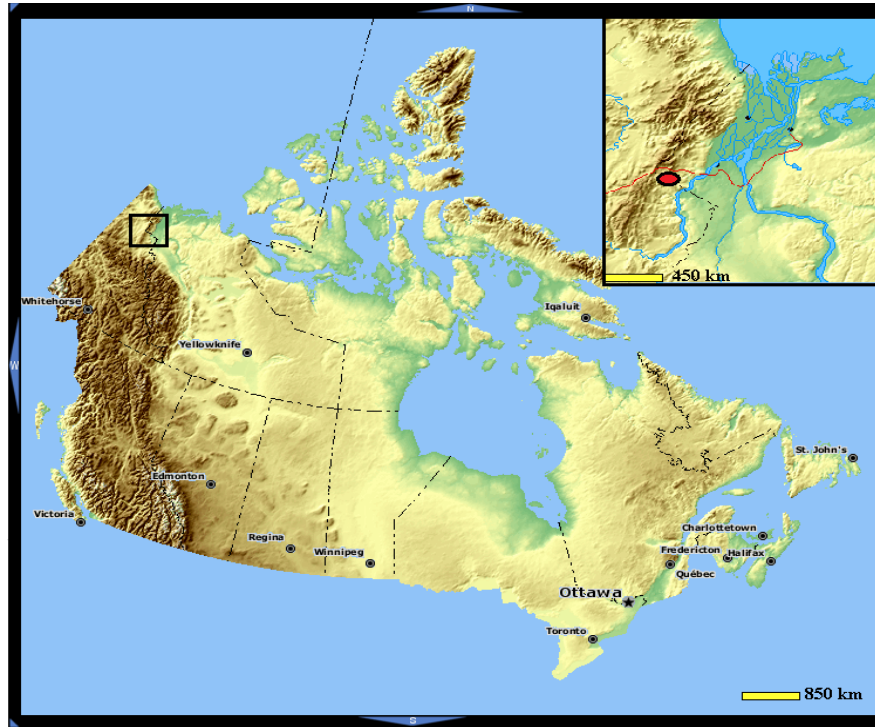


FIGURE 1.1: LOCALISATION DE LA RÉGION D'ÉTUDE (PHOTOOTHÈQUE NATIONALE DE L'AIR).

La figure 1.4 indique l'emplacement des glissements de terrain Mélanie et des Charas (points en jaune) ainsi que tous les glissements de terrain actifs qui existaient en 2005. Nos deux glissements de terrain rétrogressifs sont très représentatifs de la région. Plusieurs glissements de ce type ont été observés dans le Bassin de Stony Creek. Nous pouvons voir que les deux sites d'études sont situés près de Dempster Highway, ce qui nous donne un accès assez facile.

La deuxième portée de cette recherche est de déterminer quels sont les facteurs de déclenchements de glissements de terrain dans la région étudiée. Afin de déranger l'instabilité d'un sol, divers éléments sont à considérer. Nous ferons l'analyse des données climatiques dans le but de vérifier s'il y a une relation entre les glissements et les événements climatiques marquants dans la région (température et précipitation). En effet, il y a plusieurs éléments climatiques qui peuvent provoquer des glissements, notamment un changement graduel ou rapide des températures ou encore un changement dans la fréquence et l'ampleur des précipitations (Onodera et al. 1974, Caine 1980, Perret et Bégin 1997, Corominas et Moya 1998, Clague 2003, Lewkowicz 2003, Pelfini et Santilli 2008), les événements géologiques comme les tremblements de terrain (Grissino-Mayer 1996, Sécurité Publique Canada 2007, Ressources naturelles du Canada 2010) et leurs vibrations, en effet, la région est sensible aux

séismes. Il y a eu des tremblements de terre dans la région en 1944, 1955, 1989 ainsi que plusieurs ces dernières années (Fig.1.5, Sécurité Publique Canada 2007, Ressources naturelles du Canada 2010). Il y a aussi la possibilité que des facteurs anthropiques, comme la construction d'un chemin, l'excavation d'une carrière ou le dynamitage, ont engendreront de fortes secousses menant à un glissement de terrain. Notre hypothèse est toutefois qu'avec la hausse de température, les glissements de terrain rétrogressifs se multiplieront davantage. Les températures élevées sont l'élément le plus susceptible de faire fondre la glace massive enfouie dans le mur de retrait d'après nous.

1.3 CONCLUSION

Les sites étudiés se situent dans une zone riche en glissements de terrain et en glaces souterraines. La figure 1.6 montre la localisation des sites qui ont déjà été l'objet d'étude dans les monts Richardson et Ogilvie. Notre étude est une contribution qui va enrichir la connaissance de la dynamique des glissements de terrain en relation avec la fonte de la glace du pergélisol dans cette région du Nord-Ouest canadien.

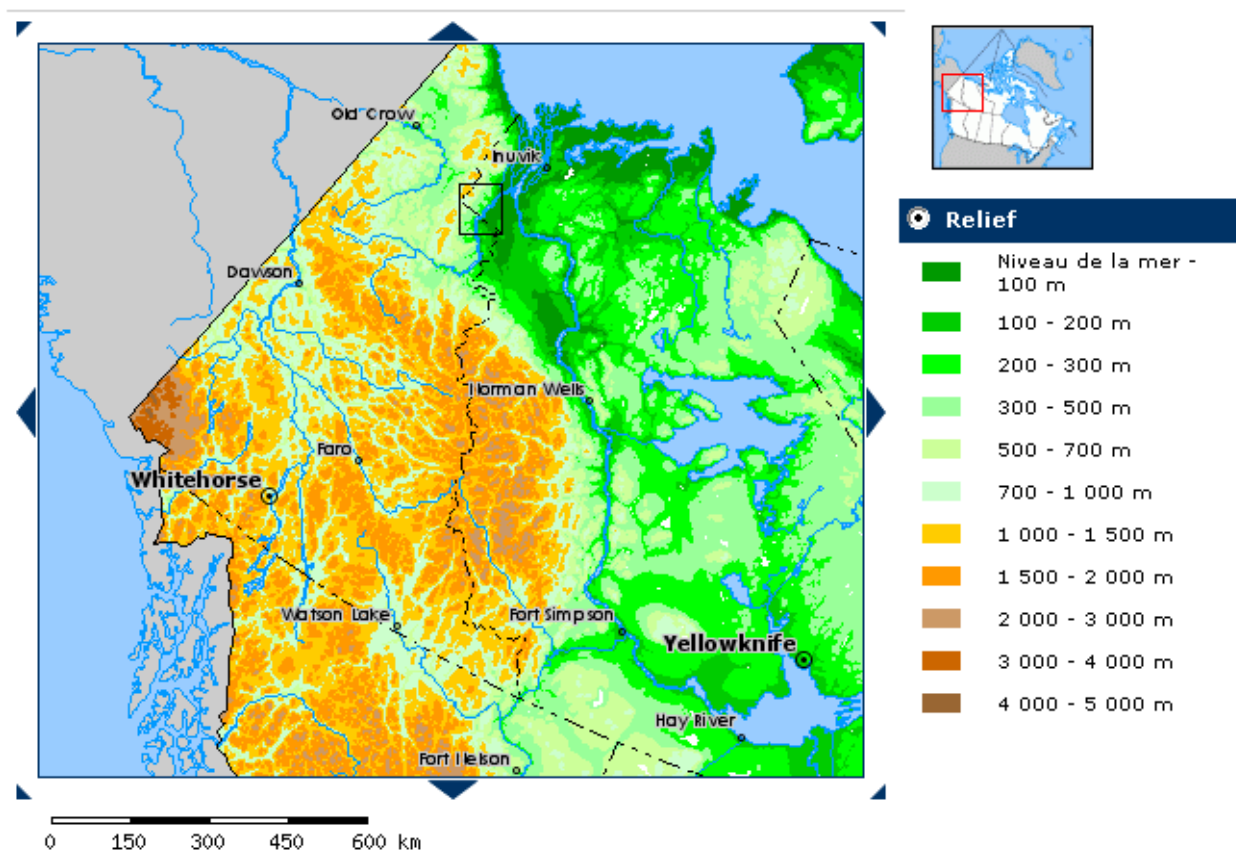


FIGURE 1.2: RELIEF DES TERRITOIRES DU NORD-OUEST, CANADA (RESSOURCES NATURELLES DU CANADA).



FIGURE 1.3: BASSIN DE STONY CREEK, TERRITOIRE DU NORD-OUEST, CANADA (GOOGLE MAP 2011).

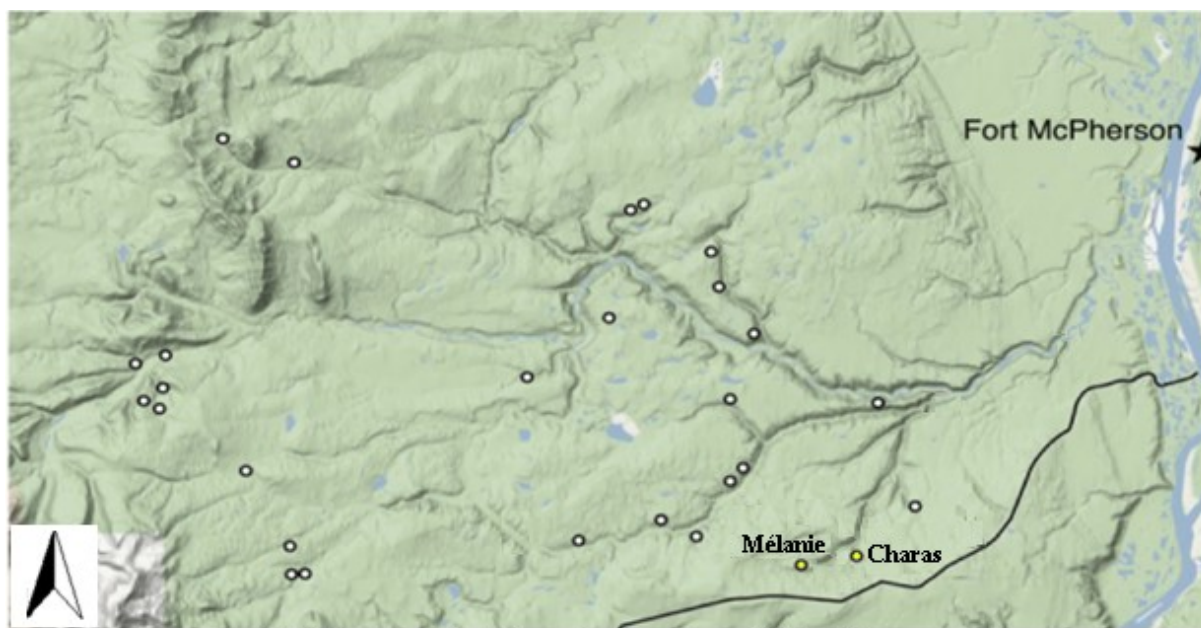


FIGURE 1.4 : EMBLACEMENT DES GLISSEMENTS DE TERRAIN MÉLANIE ET DES CHARAS, AINSI QUE TOUS LES GLISSEMENTS DE TERRAIN EN 2005.

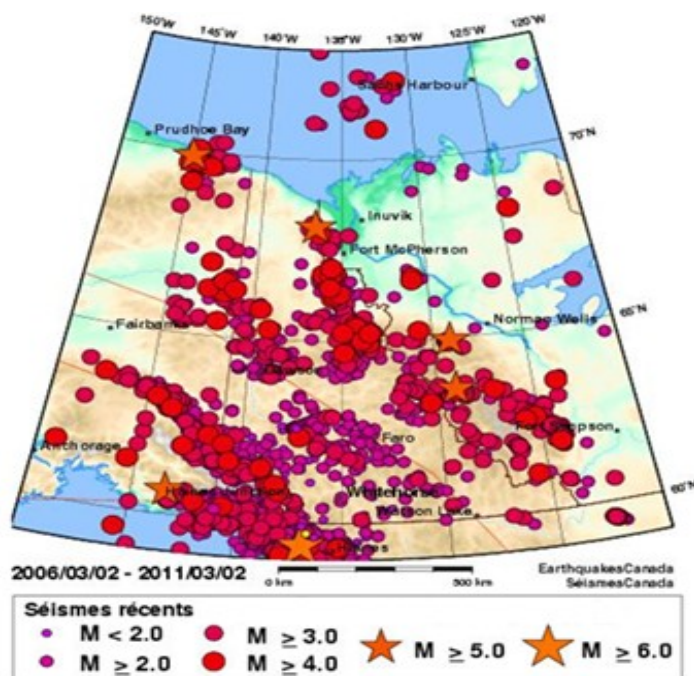


FIGURE 1.5 : TREMBLEMENTS DE TERRE AU YUKON ET À L'OUEST DES TERRITOIRES DU NORD-OUEST AU COURS DE CES DERNIERS 5 ANS.

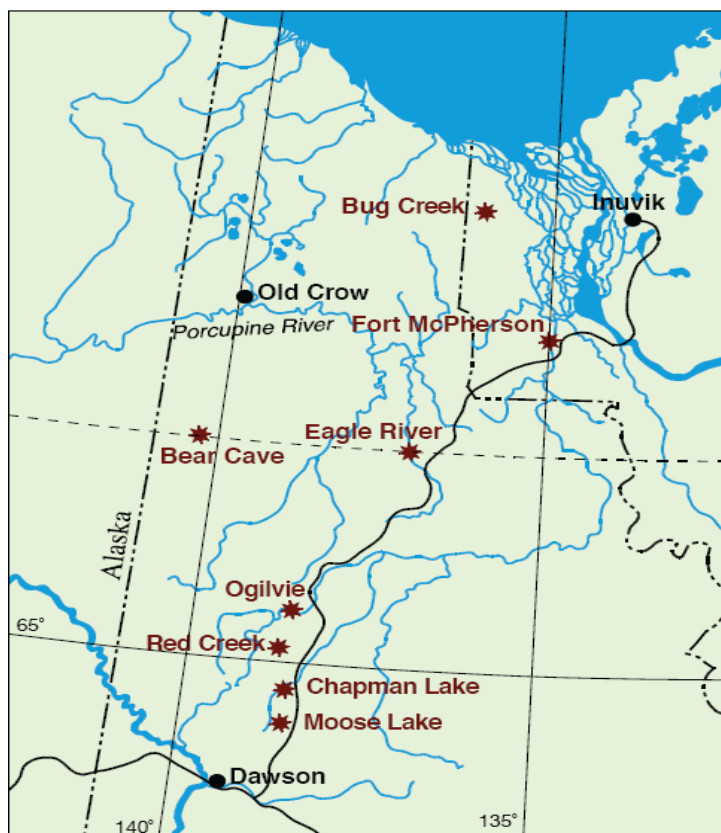


FIGURE 1.6 : LOCALISATION DES SITES QUI ONT DÉJÀ ÉTÉ L'OBJET D'ÉTUDE DANS LES MONTS RICHARDSON ET OGILVIE

CHAPITRE 2 : REVUE DE LA LITTÉRATURE

Dans ce chapitre, je présente l'origine et les causes des glissements de terrain en général d'après la littérature consacrée à ces questions. Ensuite, la description d'un glissement de terrain typique de notre région d'étude est approfondie : glissement de terrain rétrogressif. Je mentionne certains critères importants pour la formation d'un glissement de terrain comme la hausse de température de l'air, un haut taux de précipitations et la fonte du pergélisol. Je présente aussi les diverses possibilités qui font qu'un glissement de terrain perturbe et dérange la croissance normale des arbres.

2.1 INTRODUCTION

Ce chapitre présente la revue de la littérature sur les glissements de terrain. Le terme glissement de terrain est un peu difficile à clarifier tant il dépend de divers éléments. Selon sa vitesse (lent ou rapide), son type de mouvement (effondrement, chute de pierres ou de blocs, laves torrentielles, coulées boueuses, éboulements, désagrégation d'un massif rocheux, etc.) et sa source de minéraux (roche marneuse, schistes, colluvions fines, moraines argileuses, etc.), on peut y associer différentes caractéristiques. Plus précisément, selon son emplacement sur la planète, son élément déclencheur variera ainsi que son impact.

2.2 L'ORIGINE DES GLISSEMENTS DE TERRAIN

Un glissement de terrain est le déplacement d'une masse de roches, de sédiments ou du sol sous l'influence de la gravité (Crozier 1986, Clague 2010). Il est le résultat d'une rupture par cisaillement et il se produit généralement sur des talus ou des versants ayant une pente modérée. Les mouvements de terrain sont issus d'un changement d'équilibre des forces sur le versant (rapport entre une force résistante et une force motrice) à la suite de processus physiques et/ou chimiques qui, à leur tour, dépendent de différents facteurs (Djamel, 2008). En général, il y a un processus de liquéfaction des sédiments, lequel donne des coulées de boue parfois dévastatrices.

Les glissements de terrain sont communément classés en fonction de leur vitesse, du type de mouvement et de la source de minéraux (Crozier 1986, Turner et Schuster 1996, Clague 2010). La nature géologique des terrains est un facteur important dans l'apparition de ces phénomènes (Dyke 2000) tout comme le sont la présence de l'eau ou de la glace, et la pente (Crozier 1986). Les matériaux

affectés sont très variés (roches marneuses ou schisteuses, formations tertiaires altérées, colluvions fines, moraines argileuses, etc.), mais globalement la présence d'argile en forte proportion est toujours un élément favorable compte tenu de leurs caractéristiques mécaniques. La construction de barrages hydroélectriques est aussi fréquemment une cause de glissements de terrain sur un versant dont la base a été inondée. La saturation des terrains en eau (présence de sources, de fortes précipitations, de fonte des neiges brutale) joue aussi un rôle moteur dans le déclenchement de ces phénomènes (Iverson et al. 2000). La présence de glace est aussi un facteur important dans les glissements. Elle a la capacité d'induire des mécanismes de rupture notables quand elle fond. Lorsque les facteurs favorables au déclenchement sont réunis (lorsque la valeur limite d'un des facteurs déterminants est atteinte ou dépassée), nous sommes en présence d'un glissement de terrain (Chagnon 1968, Gagnon 1972).

Clague (2003) souligne qu'il y a une distinction assez importante entre les mécanismes et les causes qui favorisent le déclenchement et créent des glissements de terrain (Turner et Schuster 1996). « Les déclencheurs sont les mécanismes, identifiables ou non, qui provoquent les mouvements de pente. Les causes sont plutôt les conditions géologiques et topographiques qui font qu'un versant est sujet à un glissement de terrain » (Clague 2003). Le terme "déclencheur" de glissements de terrain est couramment utilisé. On y associe des processus comme l'érosion et le mouvement des vagues et des cours d'eau au pied des versants, les tremblements de terre, les éruptions volcaniques, des orages, de la pluie sur de la neige, un cycle de gel-dégel ou une activité anthropique susceptible de bouleverser la stabilité naturelle du sol. Ces éléments sont tous aussi capables d'induire des contraintes dépassant la résistance au cisaillement du substratum rocheux (Crozier 1986, Clague 2003, Commission géologique du Canada-Ressources Naturelles du Canada 2007). Il est possible aussi qu'un glissement de terrain soit causé par la détérioration lente d'un versant lorsque la stabilité du substratum rocheux atteint un seuil au-delà duquel un événement anodin déclenche une rupture catastrophique (Turner et Schuster 1996, Clague 2003, Djamel 2008).

2.2.1 GLISSEMENTS DE TERRAIN RÉTROGRESSIFS ET LE CHANGEMENT CLIMATIQUE DE L'ARCTIQUE

Il existe une grande variété de glissements de terrain. Selon la vitesse du mouvement du sol, on peut parler pour les mouvements lents pour lesquels la déformation est progressive et non brutale d'un affaissement consécutif, d'un tassement par retrait de sols argileux, et d'un fluage de matériaux plastiques par exemple (Institut des risques majeurs 2008). Pour les mouvements rapides, on parle d'effondrement, d'une chute de pierres ou de blocs, de laves torrentielles et de coulées boueuses

(Gominet 2008). Alors, que ce soit par éboulements, par la désagrégation d'un massif rocheux ou par une coulée de matériaux saturés en eau dévalant un chenal abrupt (Commission géologique du Canada-Ressources Naturelles du Canada 2007, Commission géologique du Canada 2010), les glissements de terrain sont scindés en divers groupes selon leur vitesse et leur évolution. Certaines régions sont vulnérables en raison de pentes abruptes, d'autres en raison de leur substratum rocheux comme dans les Prairies ou bien suite à la présence de vallées érodées dans des sédiments glaciomarins (Ressources naturelles du Canada 2007). Le Nord canadien est tout aussi susceptible et vulnérable aux glissements de terrain tout particulièrement les glissements rétrogressifs dus au dégel dans des sédiments riches en glace qui entraîne un écoulement subséquent du sol.

La figure 2.5 montre un glissement de terrain rétrogressif soit un glissement de terrain typique du Nord-ouest canadien. Ce type de glissement a diverses composantes structurelles (Grom 2008). Il est formé d'un mur de retrait presque à la verticale dans lequel affleure de la glace souterraine massive et couverte de diamictons et d'une couche organique (Fig.2.5a). La glace massive est généralement la plus abondante dans la partie supérieure du pergélisol (à moins de 10-20 m de la surface) et dans les sols à grains fins (Mackay 1972). Le glissement de terrain possède aussi une zone d'ablation, qui est la zone au pied du mur de retrait qui accumule beaucoup de sédiments en été et de la neige en hiver. La coulée de boue qui se forme souvent en été au pied du mur est formée de sédiments fins comme l'argile et le limon ainsi que d'un important volume d'eau. Sur la figure 2.5, on voit une zone de transport qui permet l'évacuation des sédiments vers le bas et une zone d'accumulation qui est la partie où la masse déplacée se situe au-dessus de la surface du sol initial. En parlant de la durée de vie des glissements rétrogressifs, il semble que la plupart restent actifs entre 3 et 25 ans, et plus précisément en moyenne de 12 à 15 ans (Burn et Lewkowicz 1990). Toutefois, un glissement de terrain rétrogressif représentatif de cette région peut demeurer actif pour les 30 à 50 prochaines années après quoi la végétation locale vient généralement recoloniser le sol ne laissant qu'une cicatrice en forme de fer à cheval (Fig.2.5d, French et Heginbottom 1983, Burn et Friele 1989). On aperçoit aussi sur la figure un *kettle* (Fig.2.5e). Ils sont fréquents dans les paysages glaciaires et se forment lorsque d'énormes blocs de glace restent à moitié enfouis dans le sol après le retrait d'un glacier. Lorsque le bloc de glace fond, un creux reste et se remplit d'eau.

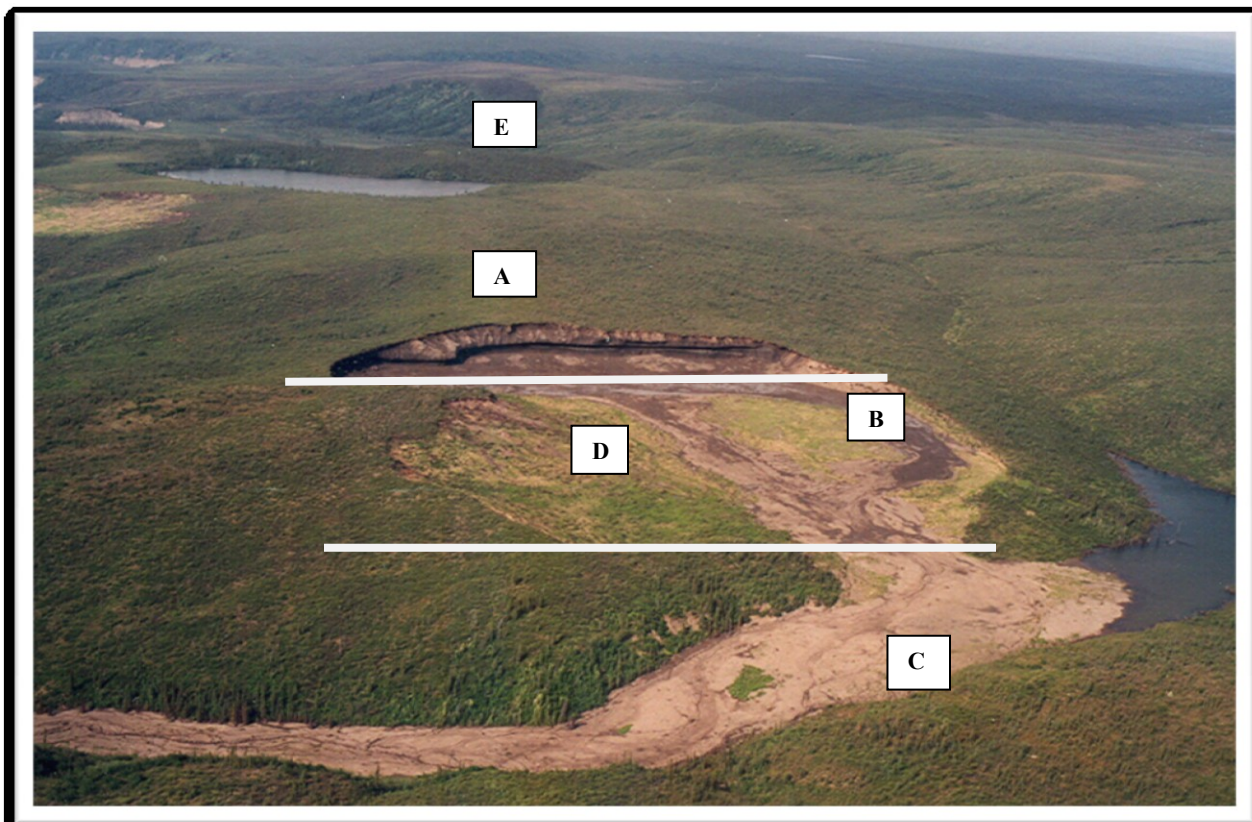


FIGURE 2.5: GLISSEMENT TYPIQUE DE LA RÉGION DU PLATEAU PEEL (66°56' ET 135°02') PHOTO BL. AOUT 2003. RÉGION DE FORT MCPHERSON, T.N.O. A) MUR DE RETRAIT B) ZONE D'ÉVACUATION C) COULÉE DE BOUE D) ANCIEN GLISSEMENT EN VOIE DE RECOLONISATION VÉGÉTALE E) KETTLE.

Pour les régions du Nord, et plus particulièrement pour les glissements de terrain régressifs, la question de stabilité du versant et de la création des glissements semble tourner autour du rôle du pergélisol (Lewkowicz 2003). Un glissement de terrain régressif s'amorce lorsque la glace massive est exposée à la surface et devient très sensible aux éléments climatiques tels que la température et les rayonnements solaires (Burn 2000). Quelques heures suffisent après la naissance d'un glissement pour qu'il ait la possibilité de s'agrandir de plusieurs mètres par année (French et Heginbottom 1983, Heginbottom 1984, Lewkowicz et Burn 1990, Lantz et Kokelj 2008) et il peut rester actif aussi longtemps que la glace massive dans le mur de retrait reste exposée (Burn 2000). Si le glissement de terrain n'est pas bousculé, il peut être passif et garder le versant intact pour une certaine période de temps. Par contre, le tout dépend étroitement du climat. Lewkowicz (2003) indique que la fréquence et l'ampleur des glissements de terrain dépendent étroitement de la dégradation du pergélisol. Récemment, Lantz et Kokelj (2008) ont observé la fonte de la glace dissimulée dans les murs de retrait des glissements de terrain dans la vallée du Mackenzie pour la période de 1950 à 2004. Ils ont montré

que le taux de dégel était significativement plus élevé de 1973 à 2004 (36%) que pendant la période précédente de 1950 à 1973 (15%). Ils suggèrent que ces changements sont associés au réchauffement significatif des températures de l'air d'été. Les effets directs du réchauffement vont amplifier les impacts sur l'évolution du paysage et le sol, en plus de la chimie des lacs (Lantz et Kokelj 2008). D'ailleurs, Zhang (2000) indique une augmentation de la température pour l'Arctique entre 2°C à 3°C pour l'Ouest. Pour les régions au nord de 60° de latitude, cette augmentation devrait atteindre de 5°C à 7°C d'ici la fin du 21^e siècle. De plus, les températures estivales récentes de l'Arctique dépassent les données d'au moins 400 ans (Chapin et al. 2005). Avec la hausse des températures de l'Arctique, on s'attend à un accroissement des glissements de terrain rétrogressifs et des phénomènes thermokrastiques. Une autre étude suggère que l'étendue du pergélisol pourrait diminuer de 90 %, passant alors de 10,5 millions de km² à 1 million de km² à la fin du siècle (Lawrence et Slater 2005). De plus, des événements tels que la diminution de l'enneigement, la débâcle de la glace plus précoce, des dates de gel plus tardives ainsi que l'augmentation des températures du pergélisol ont été observées tout au long du 20^e siècle en Arctique (Lemke et al. 2007).

Concernant la durée d'un glissement de terrain rétrogressif actif, cela dépend fortement du climat, de la pente, de la distribution et la quantité de la glace dans le sol (Grom 2008). Selon divers articles, le taux de retrait du front des glissements varie entre 3 et 5 m/an pour la région du delta du Mackenzie (Mackay 1972), 16 m/an (entre 1949-1987) pour la région de Mayo (Burn et Friele 1989) et entre 2 et 11 m/an pour l'île Banks (Grom 2008). Alors, un glissement de terrain rétrogressif ne se stabilisera que lorsqu'une partie importante de la glace qui affleure dans le mur de retrait sera recouverte par des sédiments ou par la fonte complète de cette glace, ou encore lorsque la végétation la protégera des éléments climatiques. Il faut aussi un développement d'un gradient faible pour ne plus permettre l'écoulement de la coulée de boue (c'est-à-dire que la pente de la coulée de boue doit être supérieure à la pente au-dessus du mur de retrait) (Burn et Friele 1989, Burn et Lewkowicz 1990, Burn 2000, Lantz et Kokelj 2008). La longévité d'un glissement rétrogressif est donc en fonction de la topographie et de la glace qui est enfouie dans les sédiments (Burn et Lewkowicz 1990).

2.3 L'INFLUENCE DES ÉVÉNEMENTS GÉOMORPHOLOGIQUES SUR LA CROISSANCE DES ARBRES

La dendrochronologie est basée sur le fait que les arbres poussant dans les régions tempérées forment des anneaux de croissance annuels distincts (Stoffel et al. 2010). Dans les conifères, la

formation des cernes peut être divisée en deux périodes bien distinctes : dans les premiers stades de la saison de croissance, il y a la formation de grandes cellules avec des parois minces et, dans la saison plus tardive, le bois final a de plus petites cellules aux parois plus denses (Stoffel et Bollschweiler 2009). Ces couches sont plus sombres en apparence en raison des parois cellulaires plus épaisses. La taille de chaque anneau d'arbres est influencée par des stress biotiques (génétique, ainsi que le vieillissement des arbres) et des facteurs abiotiques (la lumière, la température, l'eau, l'approvisionnement en éléments nutritifs ou de l'influence de vents forts). Par conséquent, les arbres sur un même site enregistrent dans leurs anneaux de croissance des événements particuliers tels les fluctuations de la température ou des précipitations (Stokes et Smiley 1968, Cook et Kairiukstis 1990, Stoffel et Bollschweiler 2009). Mais ce qui nous intéresse dans cette étude est le fait que les arbres vont aussi enregistrer dans leurs cernes de croissances les perturbations mécaniques causées par des phénomènes géologiques de surface.

Les arbres peuvent enregistrer les effets des perturbations mécaniques provoqués par des processus externes si ceux-ci sont assez importants (Stoffel et Bollschweiler 2009). On peut parler de blessures, d'une rupture des branches, de l'enterrement du tronc ou de l'exposition des racines (Alesto 1971, Lundstrom et al 2008). Il faut dire que lorsque le tronc est, par exemple recouvert par une coulée de boue, la croissance de l'arbre sera perturbée car l'approvisionnement en nutriments et en eau sera limité et arrêté (Friedman et al. 2005, Stoffel et al. 2010). Le même phénomène se produit si le tronc est déplacé. D'un autre côté, si les racines de l'arbre sont endommagées ou exposées, elles ne sont plus en mesure de remplir leur rôle primaire et meurent assez rapidement. Toutefois, la mort de l'arbre dépend de la nature et de l'intensité de l'évènement dérangeant la croissance normale de l'arbre : instantanée, progressive ou graduelle. Mais une chose est certaine, l'arbre va souffrir du manque temporaire d'eau et de nutriments, provoquant une suppression des cernes de croissance et une formation plus étroite de ces mêmes cernes (McAuliffe et al. 2006, Stoffel et al. 2010). Pour l'inclinaison de l'arbre, elle résulte d'une pression accrue produite par l'accumulation des matériaux transportés. Il se peut aussi qu'il y ait une déstabilisation d'un arbre par suite d'un glissement de terrain ou d'une érosion (Lundstrom et al. 2007). Tous les arbres affectés par ces processus produisent généralement du bois de réaction (Casale et Margottini 1999).

Le bois de réaction est un réflexe de croissance qui renforce physiquement l'arbre incliné et peut le ramener à une position verticale. En effet le tronc de l'arbre incliné va toujours essayer de

retrouver sa position verticale, soit son centre géotropique créant par conséquent une allure en S. La figure 2.6a montre un arbre dont le centre de gravité a été déplacé par l'inclinaison. Il y aura alors une différence dans la croissance des anneaux des arbres (Fig. 2.6C). Le côté de l'arbre qui a été incliné aura des anneaux beaucoup plus larges que le côté non touché par l'inclinaison (Stoffel et Bollschweiler 2009). Ce phénomène est représenté par du bois de réaction qui apparaît comme une croissance excentrique des anneaux annuels (Bollschweiler 2007). Ils sont sombres et plus denses que les anneaux normaux (Fig.2.6b, Scurfield 1973, Zoiltai 1975, Shroder 1978, Schweingruber 1988 et 1996, Kokelj et Burn 2003). Bien que généralement, l'année de l'apparition du bois de réaction commence soit aussi l'année du basculement, il arrive que la réaction soit retardée de quelques années (Stoffel et al. 2010).

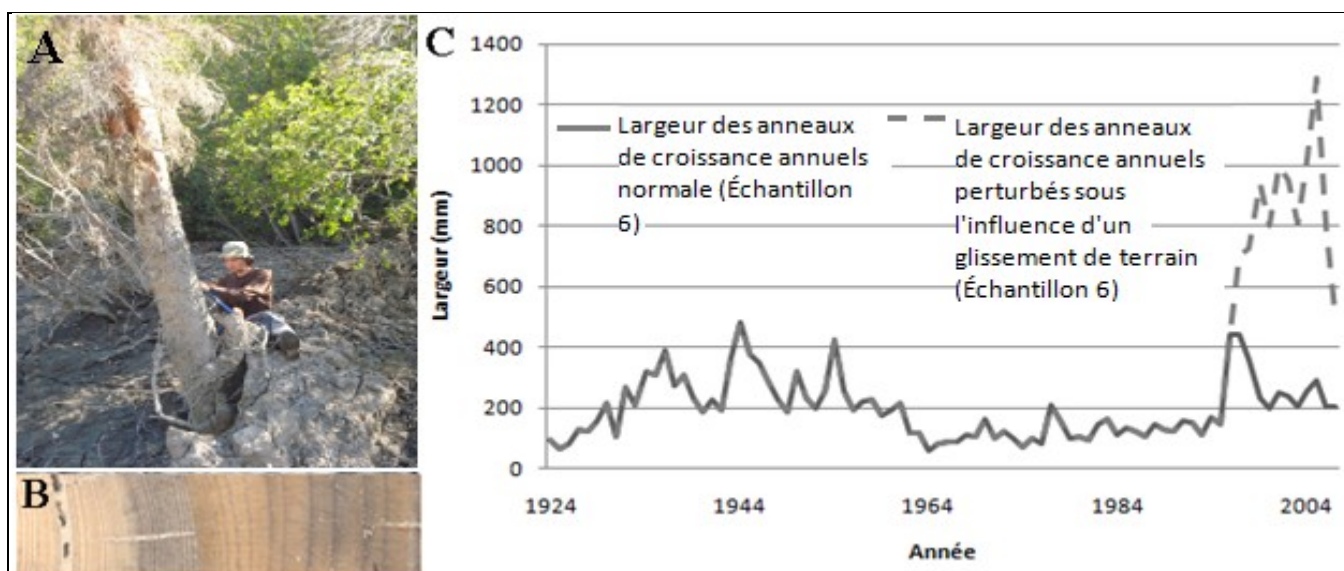


FIGURE 2.6: A) LA MORPHOLOGIE D'UN ARBRE. B) UN SEGMENT D'UN ARBRE RÉCOLTÉ EN 2009 (TERRITOIRES DU NORD-OUEST) QUI REPRÉSENTE LA PARTIE INCLINÉE DE L'ARBRE. C) UNE COURBE DE CROISSANCE DE L'ARBRE MONTRANT LA LARGEUR DES ANNEAUX DE CROISSANCE D'UN ARBRE : UN SEGMENT DE L'ARBRE REPRÉSENTE LA CROISSANCE NORMALE DE L'ARBRE TANDIS QUE L'AUTRE MONTRE LA PERTURBATION QU'A ENCAISSÉE L'ARBRE LORS DE LA COULÉE DE BOUE ISSUE DU GLISSEMENT DE TERRAIN.

En regardant les variations dans la largeur des anneaux de croissance annuels des arbres (large ou mince), nous pouvons dater avec précision les événements géomorphologiques tels que les séismes, les mouvements de masse, les glaciations et les inondations (Wiles et 1996, Shroder 1978). Ceci étant dit, les anneaux des arbres peuvent donc être utilisés pour nous donner l'âge de l'arbre et pour établir l'année d'un événement à condition que celui-ci ait mutilé ou tué l'arbre (Zoltai et Tarnocai 1974, Fritts 1976, Kokelj et Burn 2003). Lorsqu'il est question de la dendrochronologie, plusieurs auteurs

sont recommandés. Il s'agit d'Alestalo (1971), Fritts (1976, 1991), Grissino-Mayer (1992, 1996 et 2003), Wiles (1996) et Stoffel (2006, 2008, 2009, 2010).

Notons que les arbres qui poussent sur des sols sévèrement perturbés dans les zones de pergélisol produisent du bois de réaction causé par les déplacements du sol en raison du gel (Zoltai et Tarnocai 1974, Zoltai 1975, Kokelj et Burn 2003). Dans plusieurs sites d'étude dans la vallée du fleuve Mackenzie, Zoltai (1975) a extrait des sections d'arbres inclinés sur un terrain bosselé et de pergélisol. Il a constaté que tous les arbres exposés avaient au moins une période de croissance avec du bois de réaction. Les périodes de formation du bois de réaction ont servi à l'élaboration d'une chronologie de l'activité du pergélisol.

2.4 CONCLUSION

En conclusion à ce chapitre de la revue de la littérature, nous avons vu qu'un glissement de terrain rétrogressif, typique des régions nordiques, nécessite la fonte de la glace massive ensevelie sous le sol. Le glissement restera actif tout aussi longtemps qu'il y aura de la glace dans le mur de retrait. Pour qu'une pente soit déstabilisée, elle requiert spécialement l'action du climat (augmentation de la température et précipitations intenses). La liquéfaction donnera une coulée de boue destructive. Cette coulée de boue viendra perturber la croissance normale des arbres qu'elle recouvrira. On a aussi vu que les changements anatomiques que l'arbre a enregistrés nous aident à dater les événements du mouvement de masse (Fantucci et Sorriso-Valvo 1999, Stoffel et al. 2006). Les anneaux de croissances enregistreront alors cette perturbation, soit avec une croissance ou une diminution de la largeur des cernes. Finalement, avec le processus de la dendrogéomorphologie, nous sommes en mesure de dater le glissement de terrain par l'entremise de ces arbres perturbés. L'âge qui représente la perturbation au niveau des cernes de croissance sera la même que la création du glissement de terrain.

CHAPITRE 3 : RÉGION D'ÉTUDE

Ce 3^e chapitre introduit la région d'étude. On y explique pourquoi nous avons choisi les deux sites d'étude du bassin de Stony Creek, sur le Peel Plateau près de village de Fort McPherson. On y aborde ses caractéristiques physiques, sa géologie, son climat, sa végétation ainsi que la morphologie générale des glissements de terrain, et la chronologie des glissements d'après la photo-interprétation. Nous utiliserons la photo-interprétation pour le Site des Charas. Les photographies aériennes ne nous aident pas à tracer l'évolution du glissement du Site Mélanie, car il est trop jeune.

3.1 INTRODUCTION

Ce chapitre présente les caractéristiques physiques de la région d'étude près du village de Fort McPherson, Territoires du Nord-Ouest. Le Nord-Ouest canadien est riche en glissements de terrain. Plus précisément, le bassin versant de la rivière de Stony Creek, possède plus d'une centaine de glissements de terrain. Nous avons choisi deux glissements afin d'évaluer la pertinence de la dendrogéomorphologie pour établir la chronologie d'un glissement de terrain (Fig.3.1). Le site Mélanie, qui est le plus petit des deux, se situe aux coordonnées suivantes : 67° 15' 11.28"N et 135° 16' 17.95" O. Sur la figure 3.1, il est le glissement situé à la gauche de l'image. Il mesure environ 300 mètres de long et moins de 100m de large. Le deuxième site, celui des Charas, est un kilomètre de long et ± 200 m de large et sa coulée de boue mesure ±100m de long. Il se situe aux coordonnées suivantes : 67° 15' 18.45"N et 135 ° 13' 59.22" O. Les deux glissements ont une forme caractéristique des glissements de terrain rétrogressifs, donc associés à la fonte massive de la glace souterraine conservée dans le pergélisol (Burn et Friele 1988, Lacelle et al. 2003, Bjornson 2003, Lacelle et al. 2010). La figure 3.2 démontre une vue panoramique des glissements de terrain. Tous les deux possèdent un mur de retrait assez impressionnant riche en glace souterraine et une coulée de boue assez longue.



FIGURE 3.1: IMAGE SATELLITE DES DEUX SITES D'ÉTUDES (TERRITOIRES DU NORD-OUEST). LE SITE MÉLANIE EST À GAUCHE ET LE SITE DES CHARAS EST À DROITE.

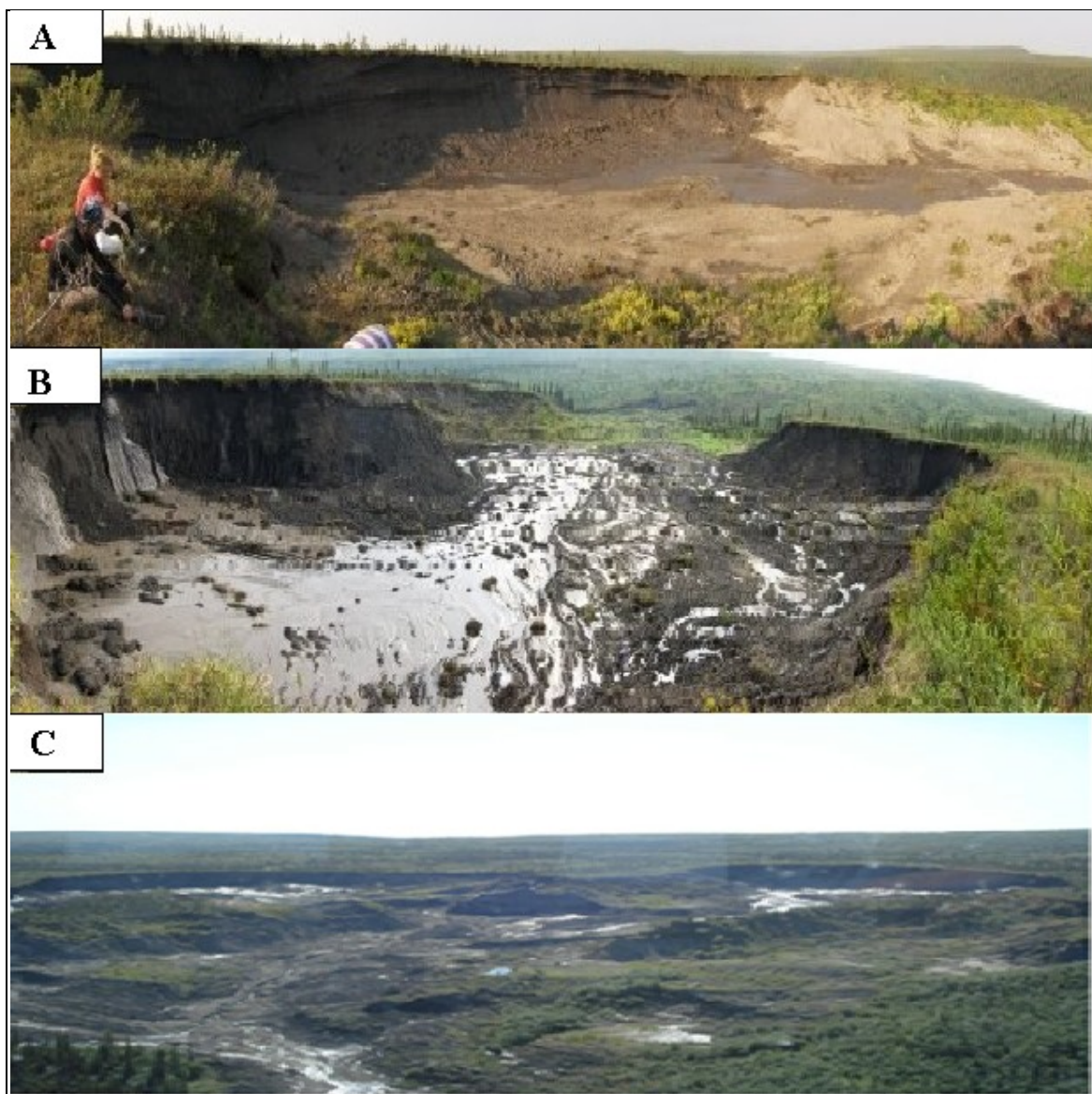


FIGURE 3.2: PHOTOGRAPHIES PANORAMIQUES DES DEUX SITES D'ÉTUDES PRISES EN JUIN 2010. SITE MÉLANIE, TERRITOIRES DU NORD-OUEST (A ET B). SITE DES CHARAS VUE D'UN HÉLICOPTÈRE (C). PHOTOS D'ALEXANDER YARD.

3.2 LE BASSIN DE STONY CREEK

Le bassin de Stony Creek se situe dans les limites des Territoires du Nord-Ouest. Il fait partie du Peel Plateau commençant dans la région de Rat River pour se terminer vers le bassin de Bonnet Plume. Cette région est constituée d'un plateau situé à 300 m d'altitude en moyenne et drainée par des affluents de la Rivière Peel. Le plateau se situe ainsi entre la vallée de la rivière Peel et les monts Richardson. Il est entaillé par des affluents de la Rivière Peel qui est elle-même un affluent du fleuve Mackenzie. Les versants des vallées sont entaillés dans la roche. Ils sont abrupts et offrent fréquemment une dissymétrie. La topographie générale du Peel Plateau comprend une surface vallonnée parsemée de lacs et entaillée par des canyons de 200 à 300 m de profondeur (Ricketts 1999). Le paysage de la région d'étude est un plateau couvert de dépôts glaciaires bosselés dominés par les monts Richardson. Il existe sur le plateau de vastes segments de moraines et d'éléments proglaciaires riches en glace. Nos deux sites se situent à environ 25 km à l'est de la limite maximum de la dernière glaciation. De plus, la région est sensible aux tremblements de terre : un remonte à 1944, un second à 1955, un troisième à 1989, tandis qu'une trentaine ont été enregistrés pendant ces 5 dernières années (Sécurité Publique Canada 2007).

La température moyenne du sol dans la région de Fort McPherson est de -2°C , de sorte que le pergélisol se trouve à quelques degrés de dégel (Smith 2005). Les enregistrements de températures du sol pris près de la région de Fort McPherson indiquent une épaisseur du pergélisol entre 90 et 150 m (Ricketts 1999). La forêt boréale couvre le plateau Peel jusqu'à l'altitude de 500m, au-delà s'étend la toundra (celle-ci ne couvre que 10% de Peel Plateau). Les parties inférieures du plateau se situent dans la forêt boréale et la partie supérieure dans celle de la toundra. Selon Viereck (1973), dans une forêt qui repose sur du pergélisol, les conditions de croissance des arbres sont limitées par plusieurs facteurs. On peut parler de faibles températures du sol, d'une mince couche de sol dégelée, d'une disponibilité en nutriments faible et d'une lente décomposition de la matière organique (Gill 1975). Au total, bien que le pergélisol ne se définisse que par la température, son existence englobe toutes les composantes du sol (minéraux, matières organiques, eau et glace).

3.3 GÉOLOGIE

La géologie de la région est bien connue grâce à la série de cartes 1581A, «Geology of the Northern Yukon and Northwestern District of Mackenzie » produite par Norris (1981) à l'échelle

1 :500 000. Géologiquement, la région considérée est essentiellement formée de couches horizontales de roches sédimentaires, de calcaires, de schistes et de grès (Ricketts 1999). Les roches qui affleurent dans la région d'étude sont des schistes du Crétacé. La carte indique que la roche appartient à la formation Boundary Creek, essentiellement des schistes bitumineux (Fig.3.3). Ce sont donc des roches facilement érodables par les rivières en raison de leurs grains qui sont fins. Pour ce qui en est des dépôts de surface, la carte 1745A intitulée « Surficial Geology, Fort McPherson-Bell River, Yukon-Northwest Territories » produite par Duk-Rodkin et Hugues (1992) à l'échelle 1:250 000, indique que la région d'étude est couverte de till du Pléistocène. Tout autour du site, on trouve des pentes douces à modérées couvertes de sédiments de 1 à 6 m d'épaisseur (Fig.3.4).

3.4 CLIMAT

Les valeurs mensuelles de la température de l'air et les précipitations totales soient les chutes de neige et les pluies ont été enregistrées à la station climatologique de Fort McPherson et sont accessibles grâce à la base de données climatique historique canadienne (Meteorological Service of Canada 2002). La base de données est une série de températures à long terme qui a été homogénéisée et conçue spécialement pour analyser les changements climatiques au Canada. Les données climatiques ont été enregistrées à la station de Fort McPherson depuis 1892 et elles fournissent un dossier assez long du climat, mais qui contient malheureusement beaucoup de trous. La station d'Aklavik détient un dossier climatique encore plus long que celui de Fort McPherson avec moins de trous temporels (1926 à 2007). La température moyenne annuelle à Aklavik ressemble à celle de Fort McPherson. Les données des deux stations ont été corrélées de 1930 à 2007. Les températures annuelles moyennes sont significativement corrélées et le coefficient de détermination (R^2) entre la moyenne annuelle à Fort McPherson et celle d'Aklavik est de 0.8. Ainsi, la température annuelle moyenne de l'air d'Aklavik peut être utilisée pour estimer les conditions à Fort McPherson, ce qui n'est pas le cas pour les précipitations.

Le climat de la région de Fort McPherson est caractérisé par des hivers relativement longs et des étés courts et assez chauds (Department of Environment and Natural Resources). La température moyenne annuelle varie autour de -10°C , les températures minimales extrêmes sont de -55°C et les températures les plus chaudes dépassent 30°C . Pour ce qui en est de la température moyenne hivernale, les mois de décembre, janvier et février ont une moyenne de -26°C . La température estivale, soit celle

des mois de juin, juillet et août, varie entre 6.5°C et 14°C (Fig.3.5 et 3.6, Gunn 2001). Il y a eu deux épisodes de réchauffement: dans les années 1940 ainsi que depuis les années 1980. Il y a aussi trois périodes de températures plus froides : soit en 1930, 1950 et 1970. Selon la station de Fort McPherson, T.N.O, il y a généralement peu de précipitations dans la région, soit entre 200 et 500 mm/an (Fig.3.7, Ricketts 1999). L'année 1970 a eu le plus de précipitation avec près de 600mm, pendant que les autres années se maintiennent à 300 mm. Juillet et août sont les mois les plus humides avec une moyenne entre 40 mm et 60 mm de pluies (Fig.3.8) tandis que la période la plus sèche est novembre qui reçoit entre 15 et 20 cm de neige (Department of Environment and Natural Resources 2007). Selon la station météorologique de Fort McPherson, la région connaît une période moyenne annuelle sans gel de 82 jours.

3.5 VÉGÉTATION

La région d'étude fait partie de l'écorégion des Plaines de la Taïga, et selon Payette et Pereg (1998) on y retrouve en majorité des épinettes noires et blanches. De plus, des communautés de lichens ainsi que des tourbières couvrent le sol (Department of Environment and Natural Resources 2007). Les incendies de forêt sont communs dans cette région dont les arbres ont su s'adapter en aboutissant en une mosaïque (Department of Environment and Natural Resources 2007). Les arbres principaux sont le bouleau à papier (bouleau blanc) (*Betula papyrifera*), les saules (*salix*), le mélèze (*Larix decidua Mill*), l'épinette blanche (*Picea glauca*) et noire (*Picea mariana*) (Park Canada, 2009). Le bouleau nain, le rosier sauvage, le thé du Labrador, le carex, la linaigrette forment une strate d'arbustes souvent dense.

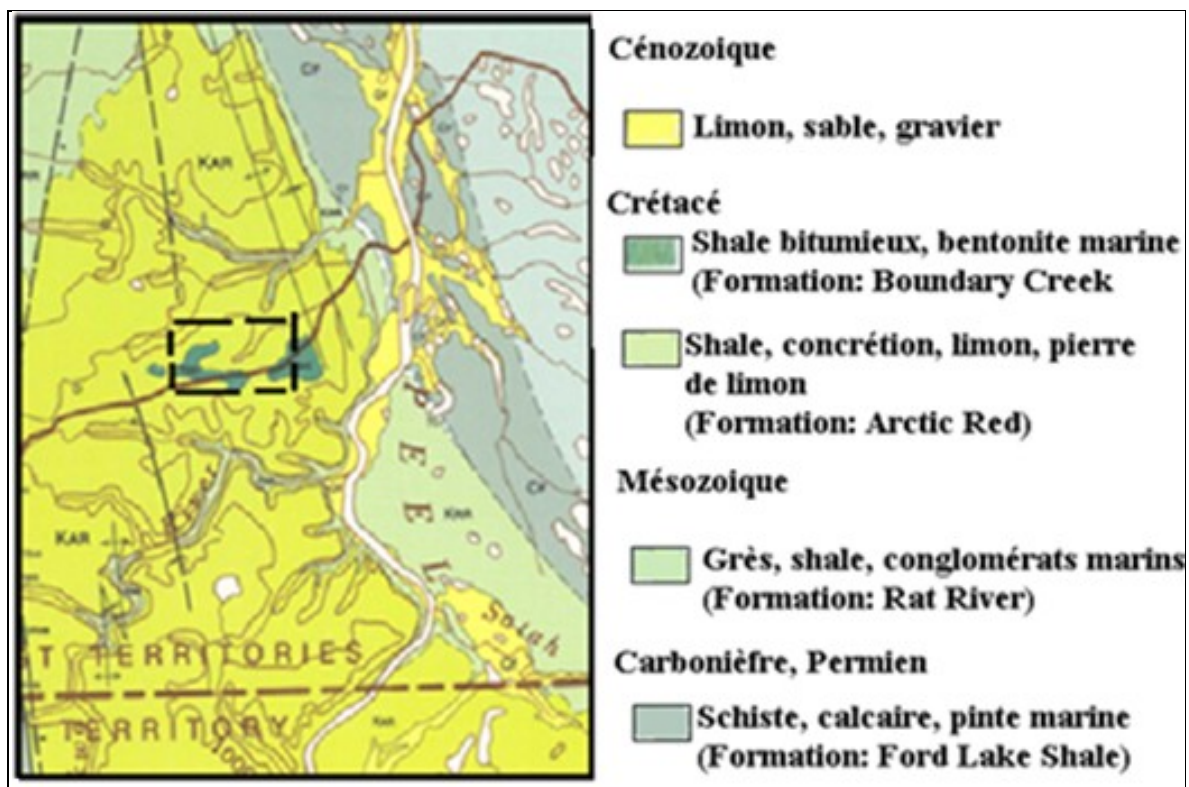


FIGURE 3.3: LITHOLOGIE DE LA ROCHE EN PLACE. RÉGION DE FORT MCPHERSON, T.N.O (SELON NORRIS 1981).

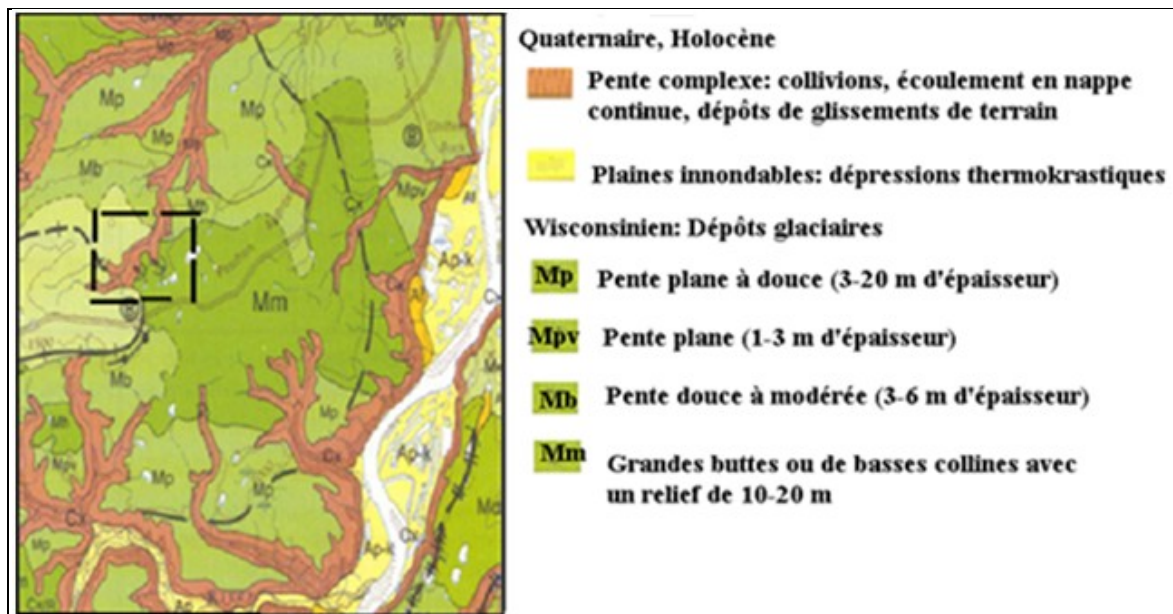


FIGURE 3.4: GÉOLOGIE DE QUATERNAIRE. RÉGION DE FORT MCPHERSON, T.N.O (SELON DUK-RODKIN ET HUGUES 1992).

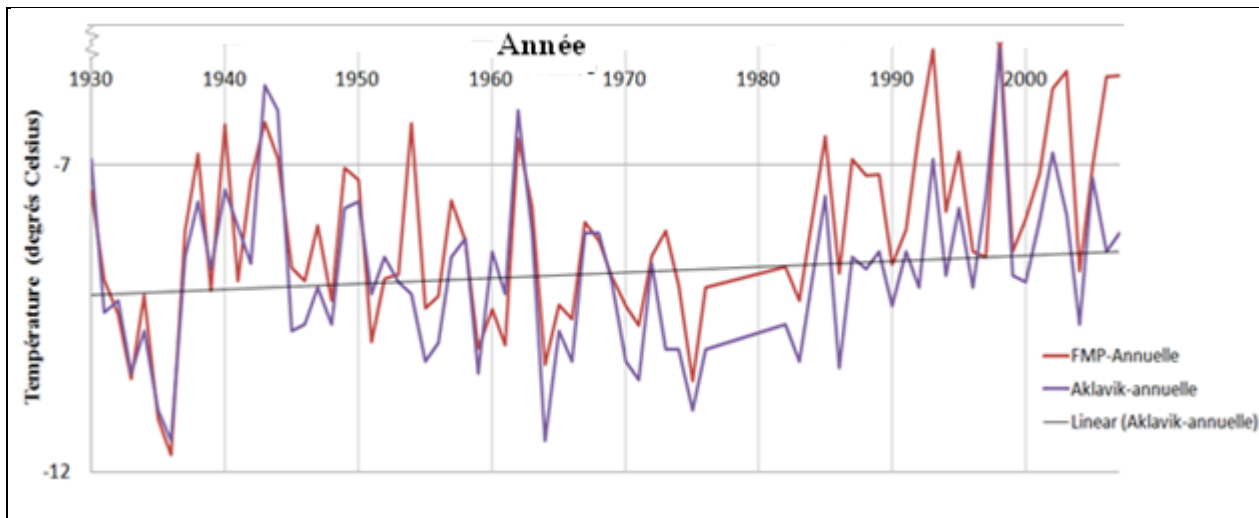


FIGURE 3.5: TEMPÉRATURES ANNUELLES PROVENANT DES DONNÉES DES STATIONS DE FORT MCPHERSON ET D'AKLAVIK, TERRITOIRES DU NORD-OUEST. SOURCE : METEOROLOGICAL SERVICE OF CANADA

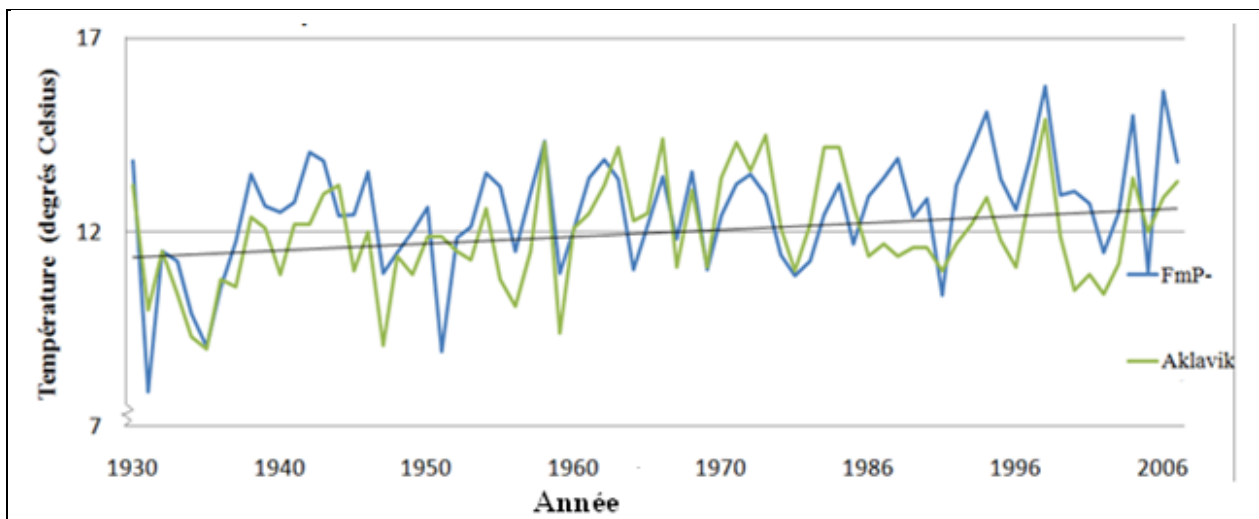


FIGURE 3.6 : TEMPÉRATURES D'ÉTÉS PROVENANT DES DONNÉES DES STATIONS DE FORT MCPHERSON ET D'AKLAVIK, TERRITOIRES DU NORD-OUEST. SOURCE: METEOROLOGICAL SERVICE OF CANADA.

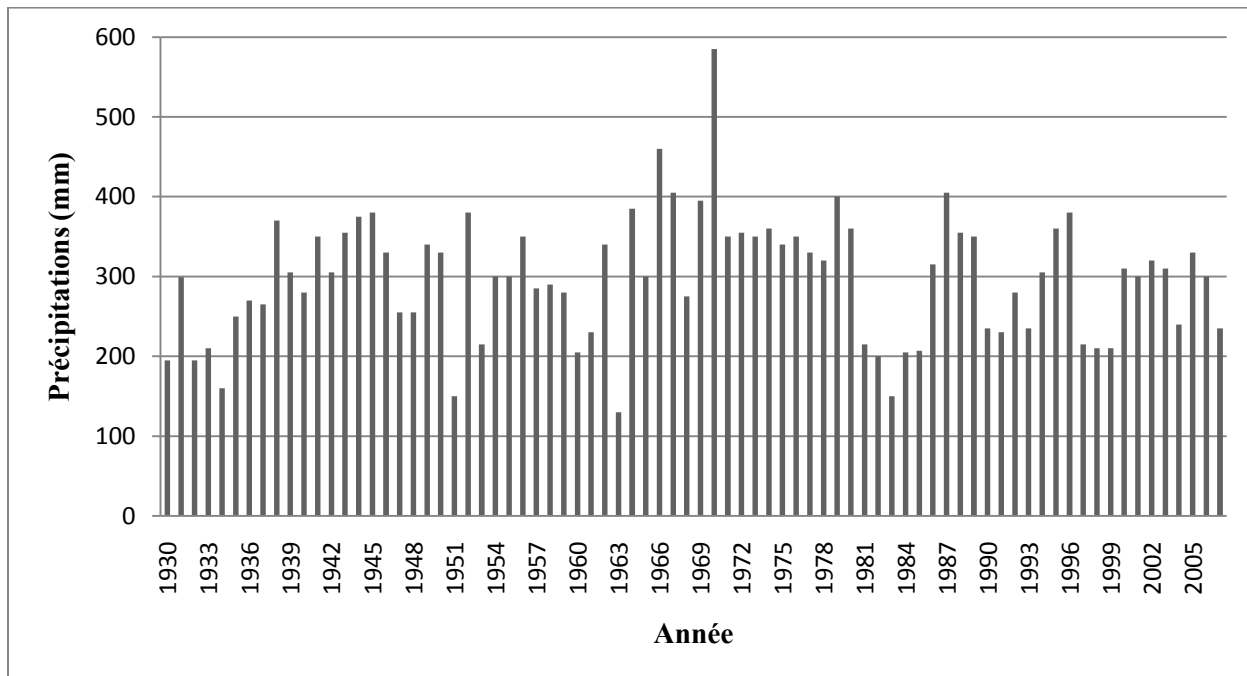


FIGURE 3.7: PRÉCIPITATIONS TOTALES DE LA STATION DE FORT MCPHERSON, TERRITOIRES DU NORD-OUEST. SOURCE : METEOROLOGICAL SERVICE OF CANADA.

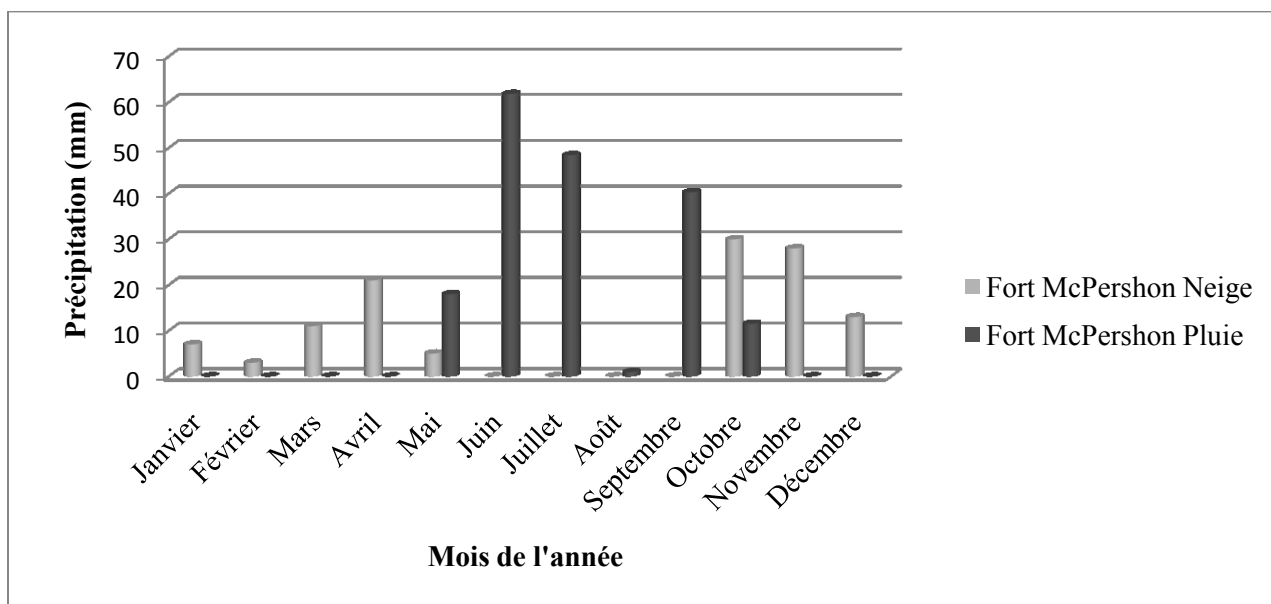


FIGURE 3.8: PRÉCIPITATIONS (PLUIE ET NEIGE) POUR LA STATION DE FORT MCPHERSON EN 2006. SOURCE: METEOROLOGICAL SERVICE OF CANADA.

3.6 MORPHOLOGIE GÉNÉRALE DES GLISSEMENTS DE TERRAIN

Il y a beaucoup de glissements de terrain dans le bassin de Stony Creek (Fig.3.9). La figure 3.9 présente la distribution de ces glissements pour les années 1944, 1950-1952, 1970-72 et 2005 établies à partir de photos aériennes et d'une image de Google Earth. Le détail de leur distribution a été analysé par K. Alie Poirier dans le cadre de sa thèse de mémoire de baccalauréat (2011). Les principaux résultats indiquent que les glissements de terrain sont une constante du paysage pendant toute la période considérée. À travers les dernières décennies, plus de 80% des glissements se sont produits sur les mêmes versants. Leur nombre s'est maintenu entre 20 et 30 (le faible nombre pour la période de 1944 est dû au fait qu'il n'y avait qu'une ligne de photos aériennes dans la région à cette date). Seulement un glissement a une durée de vie supérieure à plusieurs décennies (Site des Charas). Les autres glissements semblent avoir eu une durée de vie d'une dizaine d'années. En fait il semble que des glissements se produisent de manière catastrophique à 2 ou 3 reprises, puis ils se stabilisent permettant alors à la végétation de recoloniser progressivement le paysage. Cependant si le nombre de glissements est resté à peu près le même, il est intéressant de noter qu'en 2005 l'altitude moyenne des glissements est supérieure à celle des années 1970-1972, 1950-1952 et 1944. Ce déplacement en altitude est sûrement une conséquence du réchauffement climatique observé au cours des dernières décennies.

Sur le Peel Plateau, aucun glissement de terrain n'est identique : la profondeur des surfaces des glissements varie de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres de profondeur. Le glissement de terrain du site Mélanie et celui du site des Charas diffère un peu, mais en général, ils possèdent les mêmes éléments topographiques. La morphologie d'un glissement de type rétrogressif a été présentée aux figures 3.10 et 3.11. Un glissement de ce genre comprend un mur de retrait presque à la verticale, un plancher de faible pente et un canal d'évacuation avec une pente plus forte. Le mur de retrait, légèrement concave ou presque rectiligne (Fig.3.10a, Fig. 3.11a), mesure de 5 à 20 m de haut et il est composé d'argiles et de limons, de sédiments riches en glace massive et d'un couvert végétal d'environ 20 centimètres dans les 2 sites.

L'extension du plancher des glissements de terrain varie d'un mètre à plusieurs mètres par an aussi et il est constitué d'une pente douce loin du mur de retrait (Fig.3.10b, Fig.3.11d). Près du mur de retrait, les sédiments qui s'accumulent sont souvent saturés en eau provenant de l'ablation de la glace exposée dans le mur de retrait. En effet, la région est sensible au dégel des pergélisols (Fig 3.12). D'un point de vue morphologique, le mouvement des coulées s'accompagne de traces visibles comme la

présence de bourrelets, l'existence des petites marches d'escalier, mais aussi grâce à la courbure des troncs des arbres présents (Fig.3.10b et c). Une coulée active se décompose en trois parties : une zone source, une zone de transition et une zone d'accumulation (Fig.3.11a et d). Globalement, les chenaux et les coulées de boue sur le plancher sont contrôlés par la quantité d'eau et des sédiments provenant de la fonte de la glace du mur de retrait. De grandes bandes organiques et des arbustes vont souvent être remarqués en train de tomber ou surplombants le mur de retrait. En outre, cette boue qui couvre les troncs des arbres jusqu'à une hauteur d'environ 1 à 3 mètres indique que les sédiments sur le plancher du glissement sont épisodiquement devenus suffisamment fluides pour déclencher des coulées de boue épaisses. Les chenaux d'évacuation pour leur part sont plus profonds vers le bas de la coulée de boue (Fig.3.10d). Ce phénomène est sûrement lié au fait à une concentration des eaux et à leur force érosive.

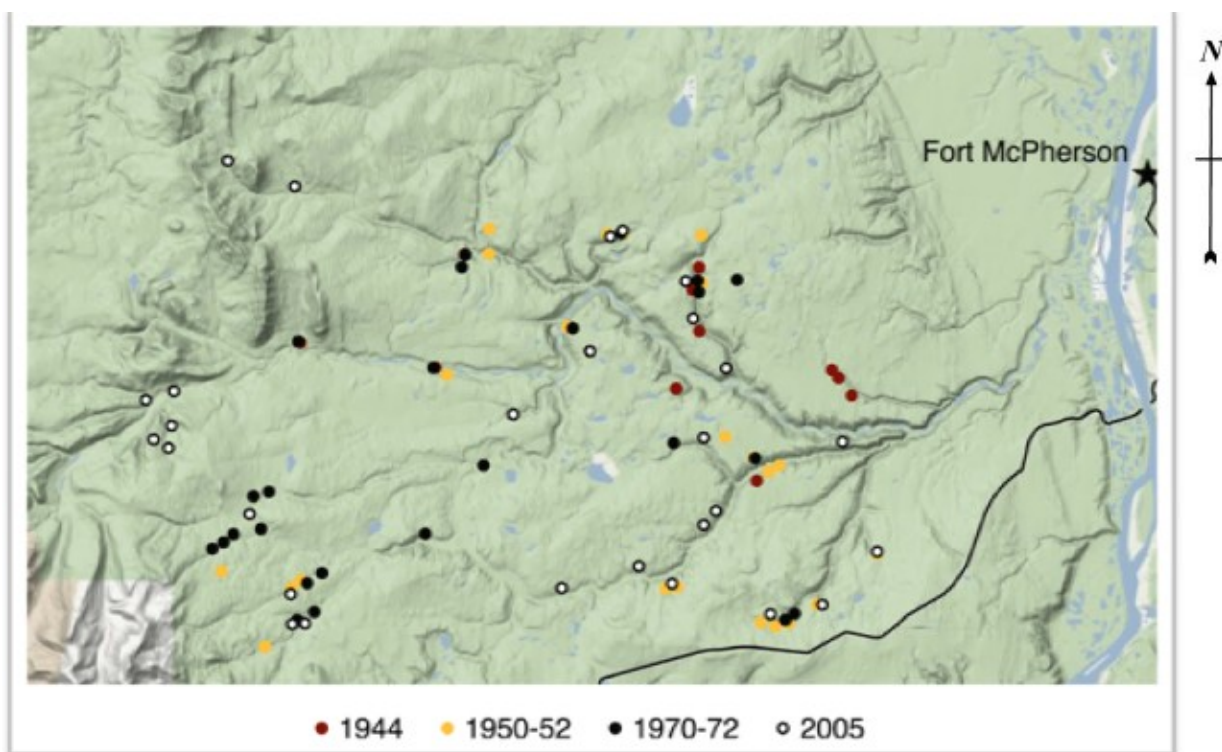


FIGURE 3.9: LE BASSIN DE STONY CREEK ET LA POSITION DES GLISSEMENTS DE TERRAIN (1944, 1950-52, 1970-72 ET 2005). TERRITOIRES DU NORD-OUEST.

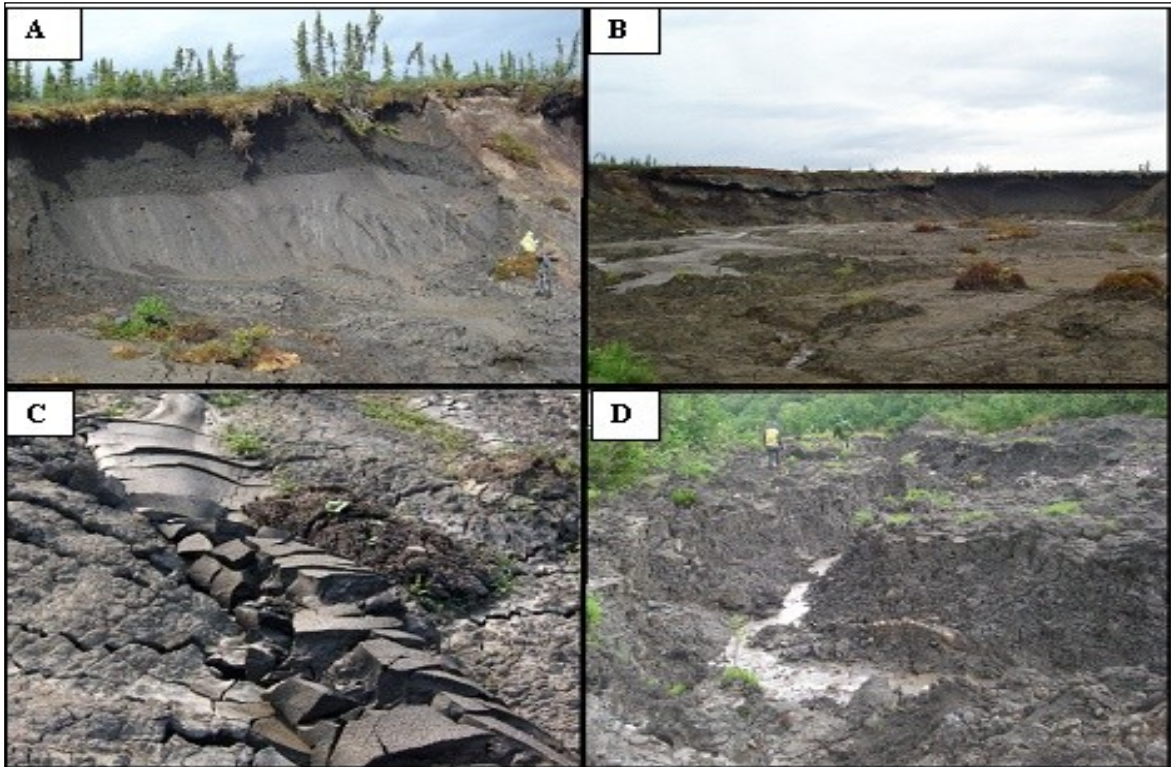


FIGURE 3.10: PHOTOGRAPHIES DU SITE MÉLANIE : (A) MUR DE RETRAIT EXPOSANT LA GLACE. (B) AU SOL, ON VOIT DES FENTES ET DE GRANDS TAPIS ORGANIQUES ET (C) UNE ANCIENNE COULÉE DE BOUE LOBÉE. (D) LA GÉOMÉTRIE DU CHENAL D'ÉVACUATION A VRAIMENT CHANGÉ VERS LE BAS DE LA COULÉE DE BOUE.

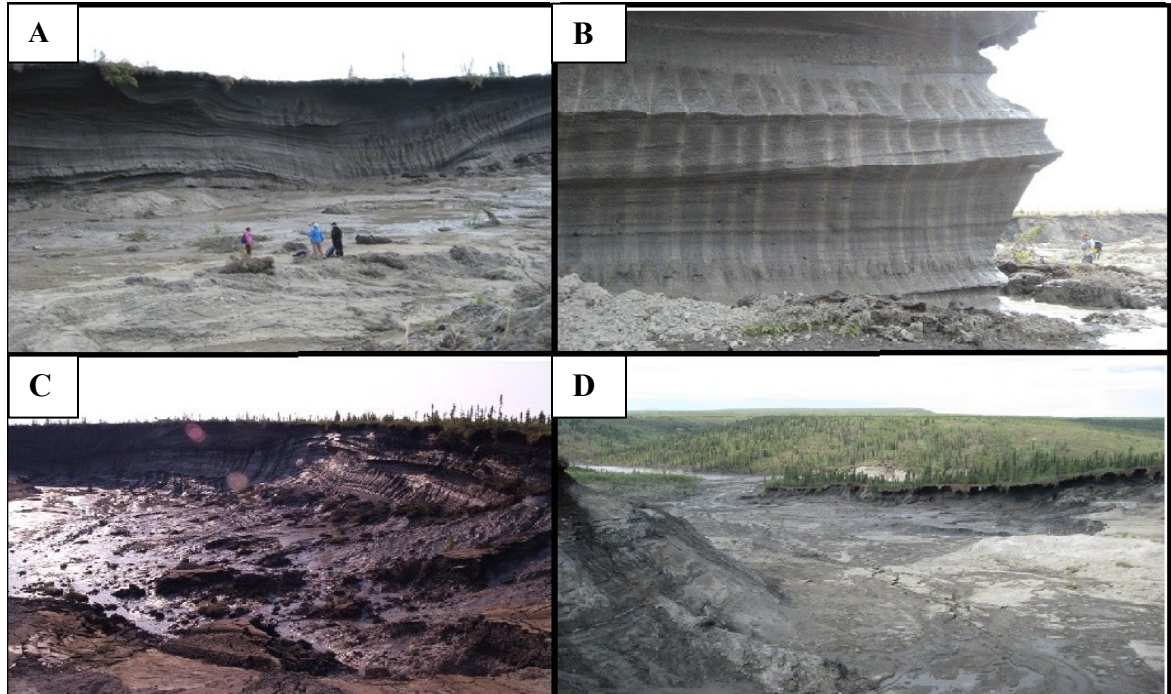


FIGURE 3.11: PHOTOGRAPHIES DU SITE DES CHARAS: (A ET B) LE MUR DE RETRAIT EST COMPOSÉ DE GLACE MASSIVE. (C) LE GLISSEMENT SE LIQUÉFIE ET APPORTE AVEC LUI DES SÉDIMENTS ET DE LA MATIÈRE ORGANIQUE DANS LE PLANCHER (D).

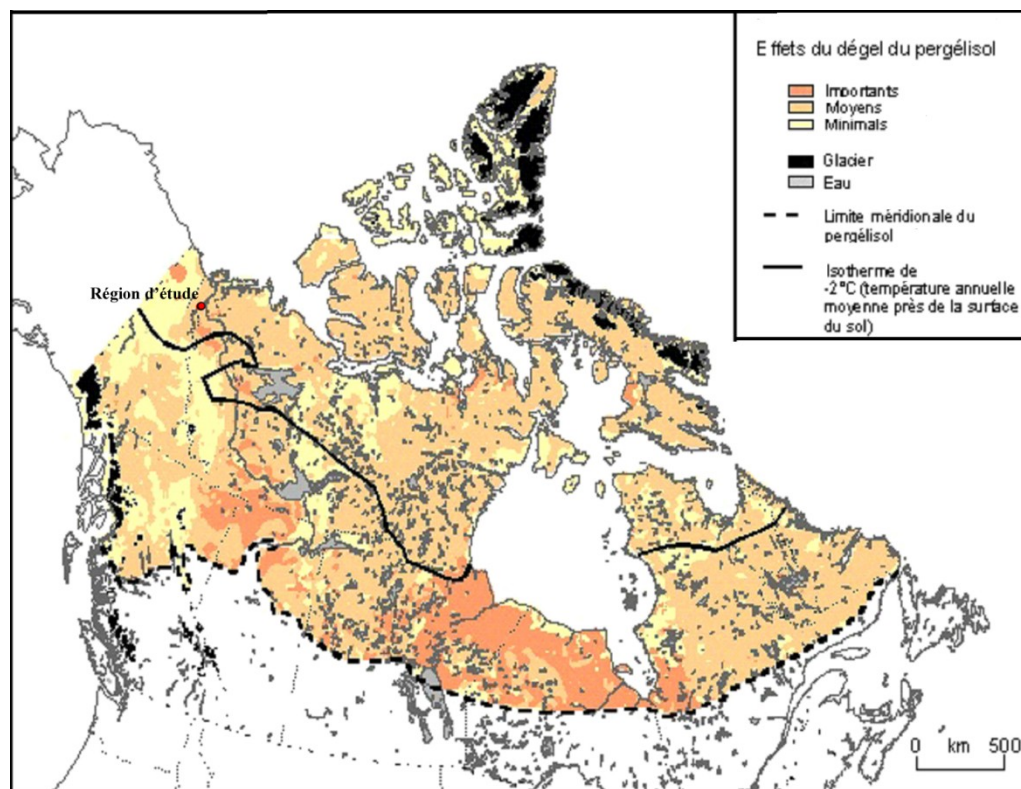


FIGURE 3.12: EFFETS DU DÉGEL DU PERGÉLISOL.

3.7 LA PHOTO INTERPRÉTATION DU RUISSEAU DES SITES

La photo-interprétation ou la télédétection serait le meilleur moyen pour dater les glissements de terrain dans la région étudiée et plus particulièrement pour savoir la date exacte des glissements ou encore pour suivre l'évolution des coulées de boue. Cela n'est pas toujours possible, car les images sont rares comme on a vu précédemment. C'est ainsi qu'on sait à partir des photos aériennes que le site de Mélanie n'existait pas en 1980, date de la dernière couverture aérienne. Cependant, le site des Charas est plus ancien et on peut suivre son évolution depuis 1952. On a donc fait sa photo-interprétation pour que nous puissions comparer les résultats de photo-interprétation à ceux de la dendrochronologie.

L'évolution des glissements de terrain lié à la fonte du pergélisol dans le bassin versant de Stony Creek, et plus précisément dans la région de Fort McPherson, a été observée pour la période de 1952 à 2010. Elle a été reconstruite à partir de photographies aériennes acquises de la Photothèque de la Librairie nationale (Ottawa, Canada) ainsi que des photographies aériennes (Tableau 3.1). Avec ces images, nous avons regardé l'évolution et la distribution spatiale des glissements de terrain. Pour notre

région d'étude, peu de photographies sont disponibles. La méthode est très simple : tout simplement suivre l'évolution des glissements de terrain jusqu'à ce qu'ils n'apparaissent plus sur les photographies aériennes.

TABLEAU 3.1: INVENTAIRE DES PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES UTILISÉES DANS LA RÉGION D'ÉTUDE

Date	Ligne de vol	# de photos	Altitude (pieds)	Échelle
1944	T3	50C-60C	Inconnu	1: 39 300
1952	A13489	11-15	35 000	1: 70 000
1954	A14363	1-6	35 000	1: 70 000
1970	A21538	192-198, 179-182	33 975	1: 70 000
1972	A22418	128-134	34 485	1: 70 000
1981	A25329	130-134	35 000	1 : 70 000

3.7.1 À L'ÉCHELLE DE STONY CREEK

À l'échelle du ravin dans lequel se trouvent les 2 sites étudiés (Mélanie et Charas), 5 glissements de terrain étaient en 1952 actifs (Tableau 3.3). Ces premiers glissements de terrain nous fournissent une base pour la comparaison des glissements de terrain des années postérieures (Tableau 3.2). En 1970, les 5 mêmes glissements de terrain étaient encore observés, mais l'un d'entre eux était dorénavant inactif pendant que les quatre autres étaient encore actifs. Ajoutons que la moitié de ces glissements actifs avaient augmenté en terme de superficie. En 1981, le nombre de glissements de terrain actifs avait encore diminué : sur les 5 glissements de terrain initiaux de 1952, seulement 2 glissements étaient encore actifs, ce qui représente le nombre le plus bas au cours d'une année d'observation, et seulement l'un d'entre eux avait augmenté en superficie. Ce glissement est celui des Charas : son mur de retrait a progressivement reculé et une partie à l'Est s'est totalement recolonisée. Finalement, la situation de 2010 change : trois glissements de terrain ont été identifiés comme étant actifs, mais deux d'entre eux sont de nouveaux glissements.

TABLEAU 3.2: GLISSEMENTS ACTIFS ET INACTIFS ENTRE LA PÉRIODE DE 1940 ET 2010.

Année	Glissements actifs	Glissements inactifs	Nouveaux glissements
1952	5	0	0
1970	4	1	0
1981	2	3	0
2010	3	4	2

Dans l'ensemble, tous les glissements de terrain répertoriés semblent s'être développés au sommet des versants. La majorité des glissements de terrain sont restés actifs au cours de quelques années seulement, mais finalement ils ont disparu en 1980 ou 2010. Seulement un glissement est resté actif tout au long de la période d'observation de 58 ans. Il faut dire que la vie d'un glissement de terrain rétrogressif actif de la région est d'une période de 30 à 50 ans, mais en moyenne cette durée est entre 12 et 15 ans (Burn et Lewkowicz 1990). Après cette période d'instabilité, il se forme une cicatrice en forme de fer à cheval (Burn et Friele 1989, Burn 2000). En résumé, la situation démontre que 3 glissements de terrain ont complètement disparu depuis 1970 et à leur place, la végétation est venue recoloniser le tout. Un glissement de terrain s'est totalement cicatrisé tandis qu'un autre a laissé sa place à un ravin.

3.7.2 À L'ÉCHELLE DU SITE DES CHARAS

La figure 3.14 nous montre l'évolution spatiale de 1944 à 2010 du glissement de terrain régressif provenant du site des Charas. Cette image nous démontre la progression du glissement de terrain. À l'aide des photographies aériennes (1944, 1952, 1970, 1972 et 1981) et des images de Google maps (Quick Bird : 2008 et 2010), nous avons pu reconstruire et suivre l'expansion du glissement. Nous pouvons constater que le glissement rétrogressif du site des Charas n'existait pas en 1944. Par contre, juste à côté de ce dernier, s'est formé un petit glissement de terrain, supposons-le, du même type, soit lié à la fonte massive de la glace étant donné que la région est constituée de pergélisol continu. À l'autre extrémité du lac, cet ancien glissement de terrain s'est toutefois éteint en 1952 et est depuis inactif, laissant derrière une cicatrice et une recolonisation de sa végétation.

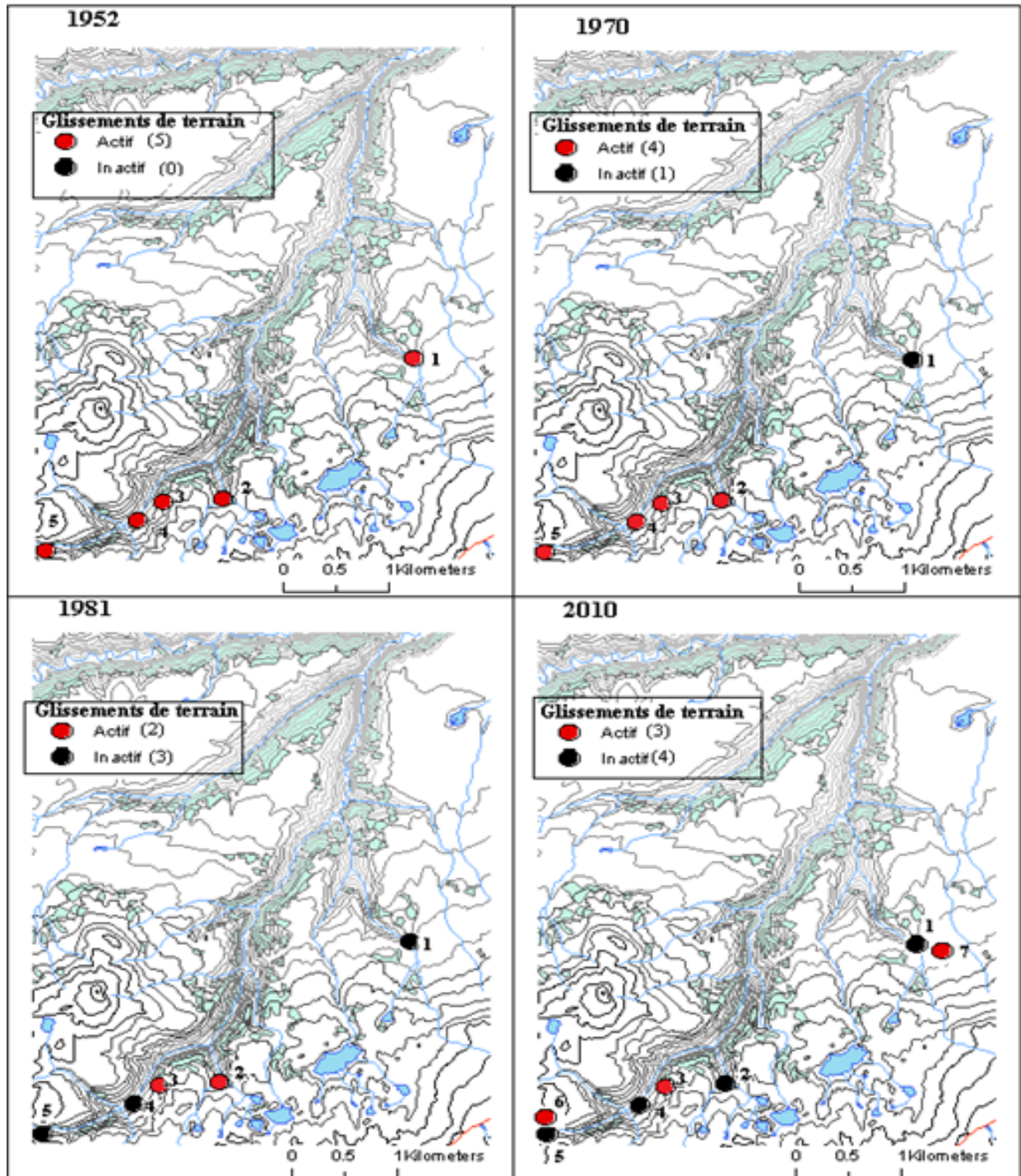


FIGURE 3.13: LA DISTRIBUTION DES GLISSEMENTS DE TERRAIN ACTIFS ET INACTIFS D'UNE PARTIE DU BASSIN DE STONY CREEK, TERRITOIRES DU NORD-OUEST POUR LA PÉRIODE DE 1952 À 2010

Le glissement de terrain du site des Charas n'était pas présent en 1944 : il apparaît pour la première fois sur les photographies aériennes de 1952 (le vert pâle représente l'année de 1952). Depuis, il a connu une évolution assez impressionnante avec un recul intéressant de la limite du mur de retrait constitué de glace massive (Fig.3.14 et 3.15). La figure nous montre la limite du recul du mur de retrait riche en glace. Elle illustre bien comment le mur de retrait évolue et recule avec le temps. On peut voir qu'en seulement 2 ans, de 1970 à 1972, le glissement de terrain a reculé d'une distance assez surprenante à comparer la limite du mur de 1981 et 2008 qui semble être une distance beaucoup moins considérable, car elle compte 27 ans. Finalement, la limite de 2010 est un peu une interprétation. Nous n'avions pas de photographie aérienne de disponible, alors nous estimons ce retrait selon notre impression de l'évolution du terrain effectué lors de nos deux visites dans la région en juin 2009 et août 2010.

Une étude faite par Burn et Friele (1989) sur un glissement de terrain rétrogressifs près de la région de Mayo, au Yukon, démontre une évolution semblable. L'évolution du mur de retrait a été analysée à partir de photographies aériennes pour la période de 1949-1987. Ce glissement était composé d'un mur de retrait d'environ 8 m de matières organiques surplombant le mur ainsi qu'une pente d'environ 2° (Burn et Friele 1988). Selon leur analyse, le mur de retrait fait face au nord-est et il ne reçoit pas l'insolation directe pour la période de mi-octobre à mi-avril. La fonte du mur de retrait se produit lorsque la température de l'air est supérieure à 0°C (Burn et Friele 1988). Les résultats produits sur une courte période de temps montrent que le mur de retrait, pour la période du 30 juin au 9 juillet 1982, a reculé de 7.4cm/jour et de 29 cm le 11 juillet pendant une période de précipitation qui a duré 12 heures (Burn et Friele 1988). Sur une plus longue période de temps, Burn et Friele (1988) notent que le mur de retrait a reculé en moyenne de 14 m/ans (Fig. 3.17).

3.8 CONCLUSION

Après avoir établi le climat, la végétation et la géologie de la région d'étude, nous pouvons fermer ce chapitre sur la description des divers éléments issus à l'intérieur de la région d'étude et la photo-interprétation de la région d'étude. Je peux conclure que les deux glissements de terrain sur le Plateau Peel qui sont retrouvés près de la ville de Fort McPherson sont très typiques de la région. À vrai dire, les glissements de terrain rétrogressifs envahissent la région du Nord-Ouest canadien. Leurs caractéristiques physiques sont semblables : ils ont une allure en fer à cheval, ils possèdent un mur de

retrait riche en glace massive qui a tendance à reculer et un plancher en pente pour permettre l'évacuation de la coulée de boue qui s'alimente de sédiments et de la glace qui tombent du mur de retrait. Finalement, une photo-interprétation du site des Charas a pu être créée, car il existe des photographies aériennes disponibles qui suivent l'évolution et la dynamique du glissement. Toutefois, ce n'est pas le cas pour le glissement du site Mélanie qui nécessite une autre approche.

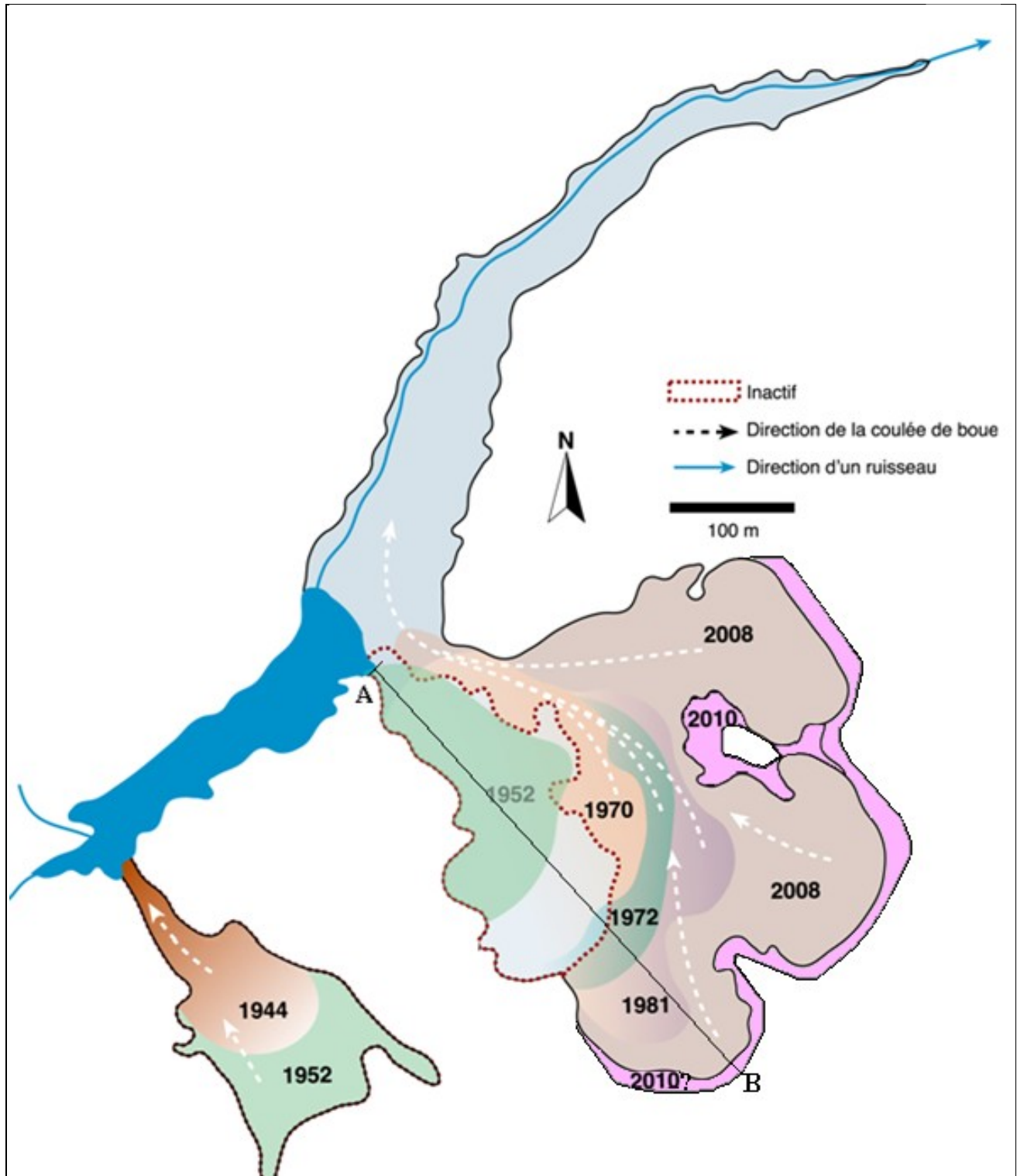


FIGURE 3.14 : ÉVOLUTION SPATIALE (1944-2010) D'UN GLISSEMENT DE TERRAIN RÉTROGRESSIF, SITE DES CHARAS, TERRITOIRE DU NORD-OUEST. LA POSITION DU MUR DE RETRAIT DE 2010 EST DISCUTABLE, MAIS ELLE INDIQUE UN REcul DEPUIS 2008.

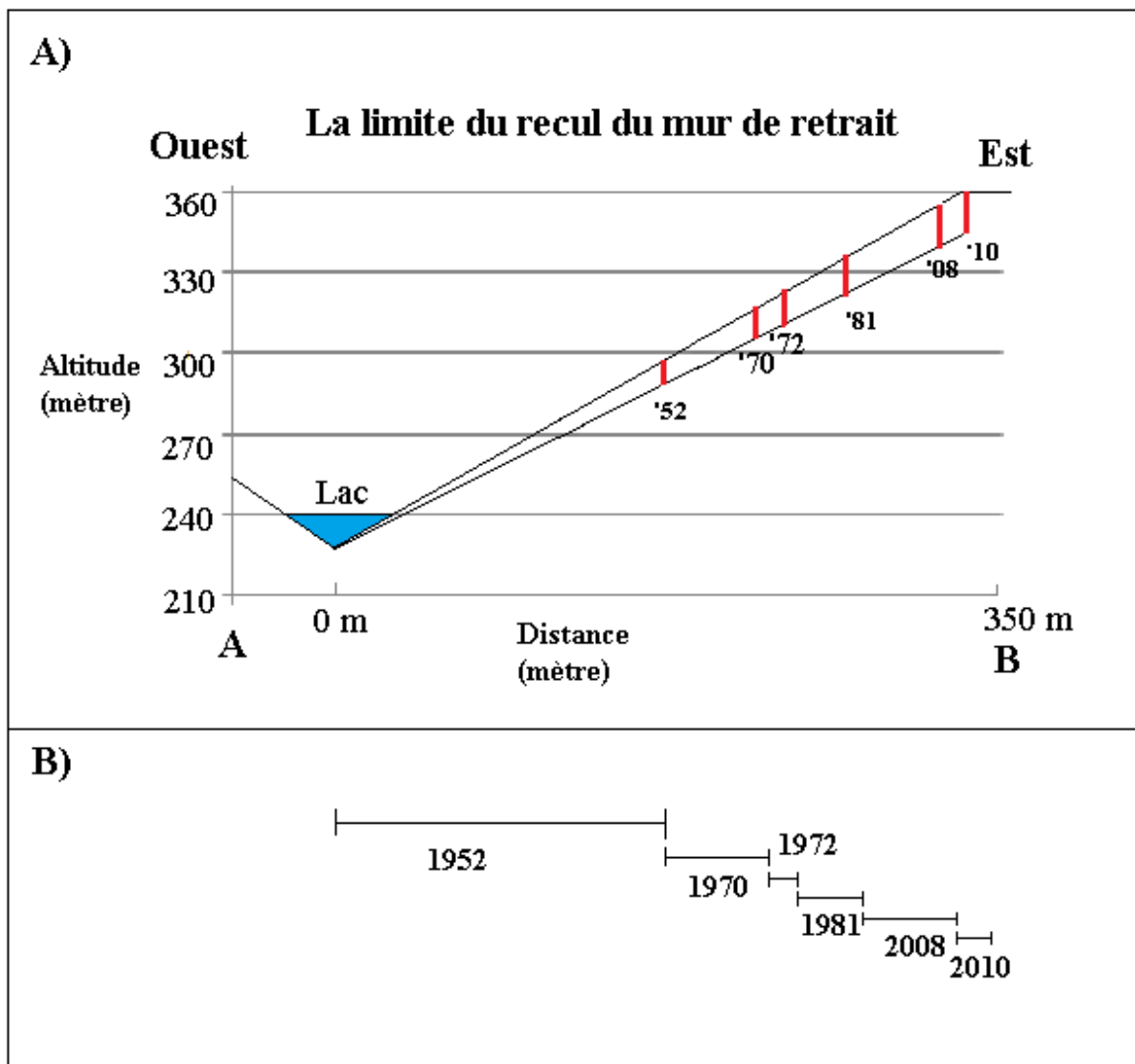


FIGURE 3.15 : PROFIL DU RECU DU MUR DE RETRAIT EN UTILISANT LE TRANSECT A-B DE LA FIGURE 3.14.

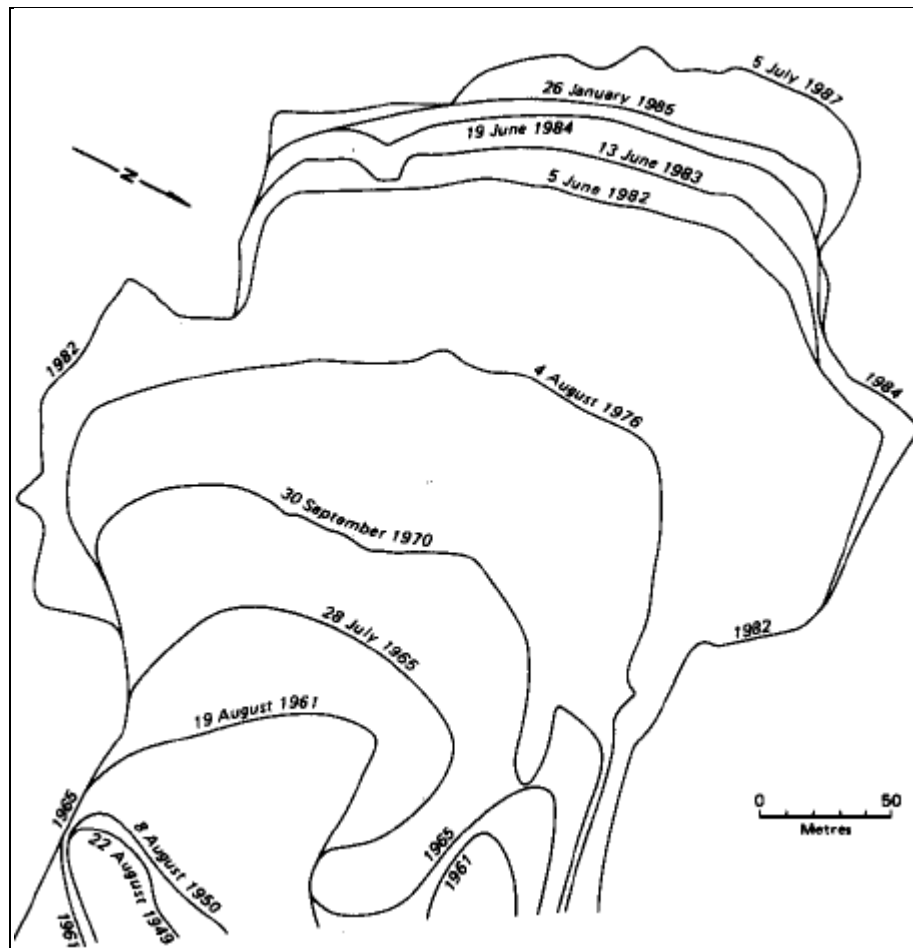


FIGURE 3.16 LE DÉVELOPPEMENT D'UN GLISSEMENT DE TERRAIN RÉTROGRESSIF (1949-1987) DANS LA RÉGION DE MAYO, YUKON (BURN ET FRIELE 1989).

CHAPITRE 4 : SÉDIMENTOLOGIE DES SITES DE MÉLANIE ET CHARAS

Ce chapitre présente les caractéristiques sédimentologiques déterminées par diverses méthodes (analyse au laser, analyse au tamis, la limite d'Atterberg, la perte au feu) ainsi qu'une analyse isotopique de la glace pour les deux sites d'étude.

4.1 INTRODUCTION

Les 2 sites étudiés pour tester la dendrochronologie à des fins de datations des glissements de terrain en milieu de pergélisol ont été sélectionnés pour trois raisons. Nous avons choisi les sites d'abord pour leur accès facile en raison du Dempster Highway. Deuxièmement, les deux glissements de terrain de la région sont localisés à la proximité du village de Fort McPherson, ce qui pourrait fortement intéresser la population locale (Saint-Martin 2008). Il faut dire que depuis 1970, cette ville n'est plus isolée car c'est à cette date qu'a eu lieu la construction de la route Dempster (Saint-Martin 2008). Aussi, nous savons que les Territoires du Nord-Ouest, le Nunavut et le Yukon sont trois grandes régions qui possèdent un futur prometteur. Ces endroits peu habités du Nord-Ouest canadien sont pleins de nouveaux projets : notamment des exploitations de ressources minières et le développement des axes de transport (Morrell et al. 1995). Finalement, l'expansion et la multiplication des glissements de terrain peuvent affecter les populations humaines de la région notamment par leur eau de fonte qui se déverse le long des ruisseaux et qui finira par atteindre la rivière Peel, ce qui viendra changer la sédimentologie et l'hydrologie de cette rivière (Rowland et al. 2010).

Dans ce chapitre, nous allons présenter les sédiments des coulées issues des glissements qui ont enfoui et/ou enterré les arbres qui seront analysés dans les chapitres 5 et 6. Nous nous pencherons aussi sur l'origine de l'eau qui déplace ou remanie les sédiments.

4.2 GRANULOMÉTRIE DES SÉDIMENTS

La granulométrie est une méthode qui permet de déterminer la taille des sédiments qui constituent l'essentiel du matériel des coulées de boue. Le mot boue est un terme assez vague qui englobe toutes sortes de matériaux assez fins gorgés d'eau. C'est pourquoi il est important d'essayer de mieux caractériser au moyen d'analyses le matériel qui est présent.

4.2.1 MÉTHODES ET TECHNIQUES

Les sédiments qui ont enterré ou qui ont blessé les arbres dans les 2 sites étudiés ont été échantillonnés suivant des transects transversaux aux coulées. Les échantillons prélevés ont été conservés dans des sacs en plastique jusqu'à leur analyse en laboratoire. Là, deux types d'analyse ont été faits. Le premier a consisté à faire une analyse granulométrique au laser et le deuxième au moyen d'un tamis de 63 μm . Les analyses granulométriques au laser ont été faites avec le laser Microtrac S3500. Cet instrument fournit une analyse de la taille des particules grâce à la technologie de diffusion de la lumière. La préparation des échantillons comprend la destruction de la matière organique avec une solution de peroxyde d'hydrogène (35%), suivie de la dispersion d'un lavage dans une solution d'hexamétaphosphate de sodium (10%) pour s'assurer de séparer efficacement les particules. Après avoir reposé pendant 24 heures, les échantillons font l'objet une dernière fois à une centrifugation et ils sont prêts à être analysés avec le Microtrac. Chaque échantillon a été analysé 3 fois. Les analyses au laser ont été faites sur 7 échantillons. Elles ont permis une analyse de la distribution des particules entre 296 μm et 0.4 μm . Ces analyses au laser permettent de connaître la médiane des sédiments ainsi que la moyenne, l'indice de *skewness* et celui du kurtosis. Ces paramètres sont utiles pour caractériser les sédiments. La deuxième méthode, celle basée sur le tamisage à l'eau ne permet que de séparer les limons et argiles (donc les sédiments plus petits que 63 μm) des sables. En l'occurrence, on a exclu les gravillons et les galets de l'analyse en utilisant un tamis de 2 mm. Les résultats donnent donc le rapport sable/limon et argiles. Nous n'avons pas inclus les gravillons et les galets, car ceux-ci sont presque totalement inexistant dans les coulées de sédiments issus des glissements.

4.22 RÉSULTATS DES MESURES

Une moyenne du pourcentage d'argile (≥ 0.026 à < 2 μm), de limon (> 2 à 63 μm) et de sable (< 63 à 1408 μm) a été établie à partir de trois mesures pour chaque échantillon effectué par le laser Microtrac. Les résultats de l'analyse au laser montrent que les sites des Charas et Mélanie sont majoritairement constitués de limons (respectivement 64% et 67%) et d'argiles (respectivement 29% et 26%) et qu'ils n'ont peu de sables (7%) et aucun gravier (Fig.4.1). La figure 4.2 qui illustre les résultats de l'analyse granulométrique au laser pour la moyenne des deux sites d'étude et montre une ligne assez droite entre les divers échantillons démontrant qu'il n'y a pas vraiment eu de triage. Le vent ou l'eau n'ont alors pas trié les matériaux. La moyenne granulométrique (M_z) est assez similaire entre le site des Charas et celui de Mélanie, soit respectivement de 13.60 μm et 15.47 μm . La mesure du kurtosis (K_g) nous permet de savoir si les données sont pointues ou plates par rapport à la

distribution normale (Stuart et Ord 1998). Les ensembles de données avec kurtosis faible ont tendance à avoir un sommet plat près de la moyenne plutôt que d'un pic aigu. Alors, l'indice de kurtosis pour le site des Charas et Mélanie est très similaire, respectivement 1.372 et 1.345. Il y a aussi l'indice du *Skewness* (Ski) qui est une mesure de l'asymétrie de la distribution des variables (Stuart et Ord 1998). Celle si peut être négative (signifiant que le côté gauche du graphique est plus long que le droit et que l'essentiel des valeurs se trouve à la droite) ou positive (indiquant que le côté droit est plus long que le gauche et que la majeure partie des valeurs se trouvent à la gauche de la moyenne). L'indice de *Skewness* pour le site des Charas (0.674) est très similaire à celui du site Mélanie (0.583). Une valeur de zéro indique que les valeurs sont relativement bien réparties sur les deux côtés de la moyenne, généralement, mais pas nécessairement ce qui implique une distribution symétrique (Szekely et Mori 2001). Somme toute, il faut dire qu'il y a une grande homogénéité entre les divers échantillons représentatifs de leur site d'étude.

La figure 4.3 montre les textures présentes aux deux sites d'étude Mélanie et des Charas selon la distribution du pourcentage de la taille des particules d'argile, de limon et de sable. Selon cette image, nos échantillons du site de Mélanie (bleu) sont plus fins que ceux des Charas. Les échantillons sont majoritairement situés dans la section 3 : argile limono-argileux. Les échantillons du site des Charas (rouge) se retrouvent majoritairement dans la section 8 : Loam limoneux. Un loam limoneux a moins de 52% de sable, entre 28% et 50% de limon et entre 7% et 27% d'argile (Audet et al. 2009). Cependant, la moyenne des échantillons pour le site des Charas montre que nous avons 7% de sable et 26% d'argile, ce qui concorde bien avec la description du loam, mais nous avons 67 % de limon, ce qui est nettement supérieur à la catégorie du loam. Nous pouvons dire que les échantillons des deux sites sont catégorisés entre des sédiments limono-argileux et loam limoneux.

Les résultats de l'analyse au tamis corroborent ceux du laser: sur 6 transects du site Mélanie, le pourcentage de sédiments plus petit que 63 microns (donc représentant du sable et du gravier) est de 90% et de 20 % pour les 9 transects du site des Charas (Fig.4.4 et 4.5, 4.6 et 4.7, tableau 4.1 et 4.2 en annexe). La figure 4.4 représente la composition granulométrique du site des Charas et la figure 4.5 montre son profil transversal. Ces deux images montrent qu'en grande majorité, on obtient un pourcentage de limon et d'argile un peu plus faible lorsque l'on se dirige vers le bas de la coulée de boue. Seuls deux endroits font exception à cette constatation, soit le transect numéro 9 positionné

devant un lac et le numéro 4 situé près du mur de retrait (Fig.4.4). Le phénomène est le même pour le site de Mélanie (Fig.4.6 et 4.7).

Une étude faite par Lacelle et al. (2003) sur une région d'étude située sur le plateau d'Aklavik dans les monts Richardson (dans les limites de la rivière Willow), à environ 150 km de nos deux sites, démontre des résultats granulométriques similaires aux nôtres. Leurs résultats montrent des échantillons majoritairement fins (entre 72 et 88%) ($<63\mu\text{m}$) avec une composante de sable presque identique à nos résultats, environ 20%. Une autre étude faite par Burne et Friele (1989) près de la région de Mayo au Yukon montre que leur composition de sable est en moyenne 1%, l'argile de 42% et le limon de 57%.

4.2.3 INTERPRÉTATION

Somme toute, la figure 4.8 démontre bien qu'en moyenne, le pourcentage de sable augmente un peu lorsque l'on se dirige vers le bas de la coulée de boue. À vrai dire, les échantillons qui sont éloignés du mur de retrait sont soumis à un lessivage par l'eau, signifiant que les sédiments fins comme les argiles et les limons seront entraînés plus loin, dans la vallée, pour laisser place aux sédiments un peu plus lourds comme les sables et les graviers. Il y a donc un petit phénomène de lessivage.

La différence entre les 2 sites (plus de limons au site Mélanie) s'explique par le fait qu'au site des Charas, la stratigraphie des sédiments en place montre des affleurements de sable et de gravier lesquels ont été incorporés aux limons et argiles.

Au total, le matériel qui compose les coulées de boue paraît assez similaire au point de vue granulométrique, peu importe le point d'échantillonnage.

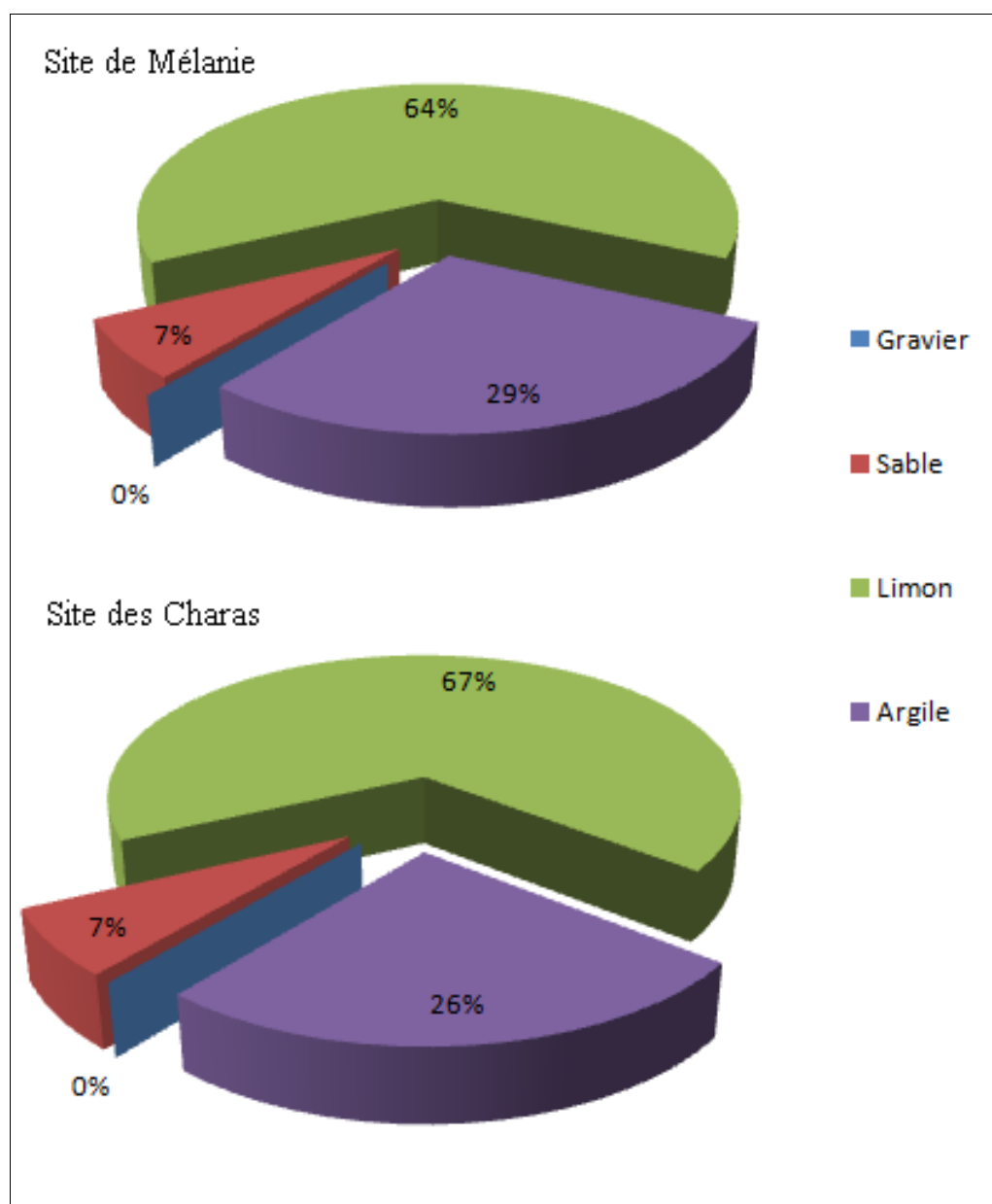


FIGURE 4.1: COMPOSITION GRANULOMÉTRIQUE DES DEUX SITES DE LA RÉGION D'ÉTUDE.

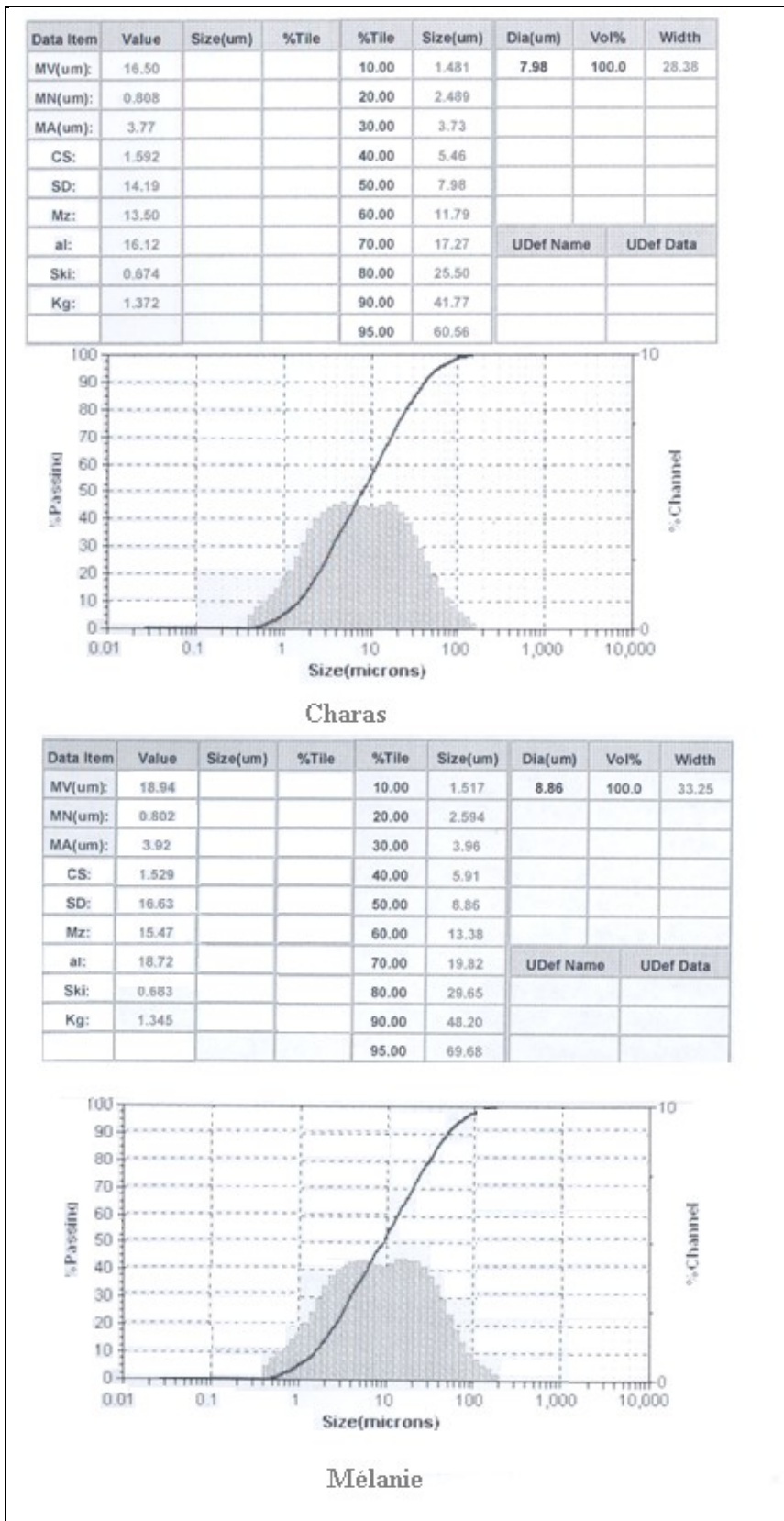


FIGURE 4.2 : RÉSULTATS DE LA MOYENNE DE L'ANALYSE GRANULOMÉTRIQUE AU LASER DU SITE MÉLANIE ET DES CHARAS

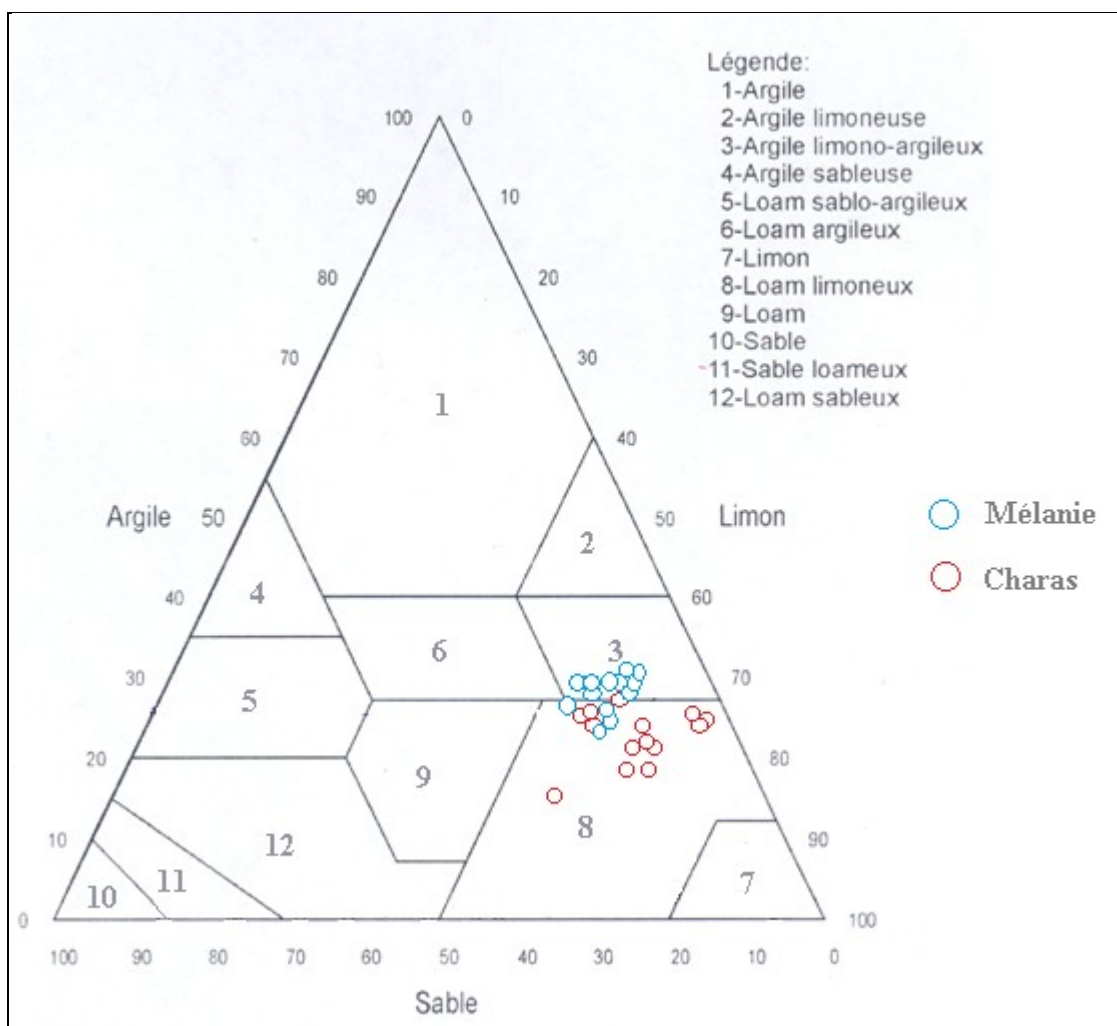


FIGURE 4.3 TEXTURES PRÉSENTES AUX SITES MÉLANIE (BLEU) ET DES CHARAS (ROUGE) SELON LA DISTRIBUTION DU POURCENTAGE DE LA TAILLE DES PARTICULES D'ARGILE, DE LIMON ET DE SABLE.

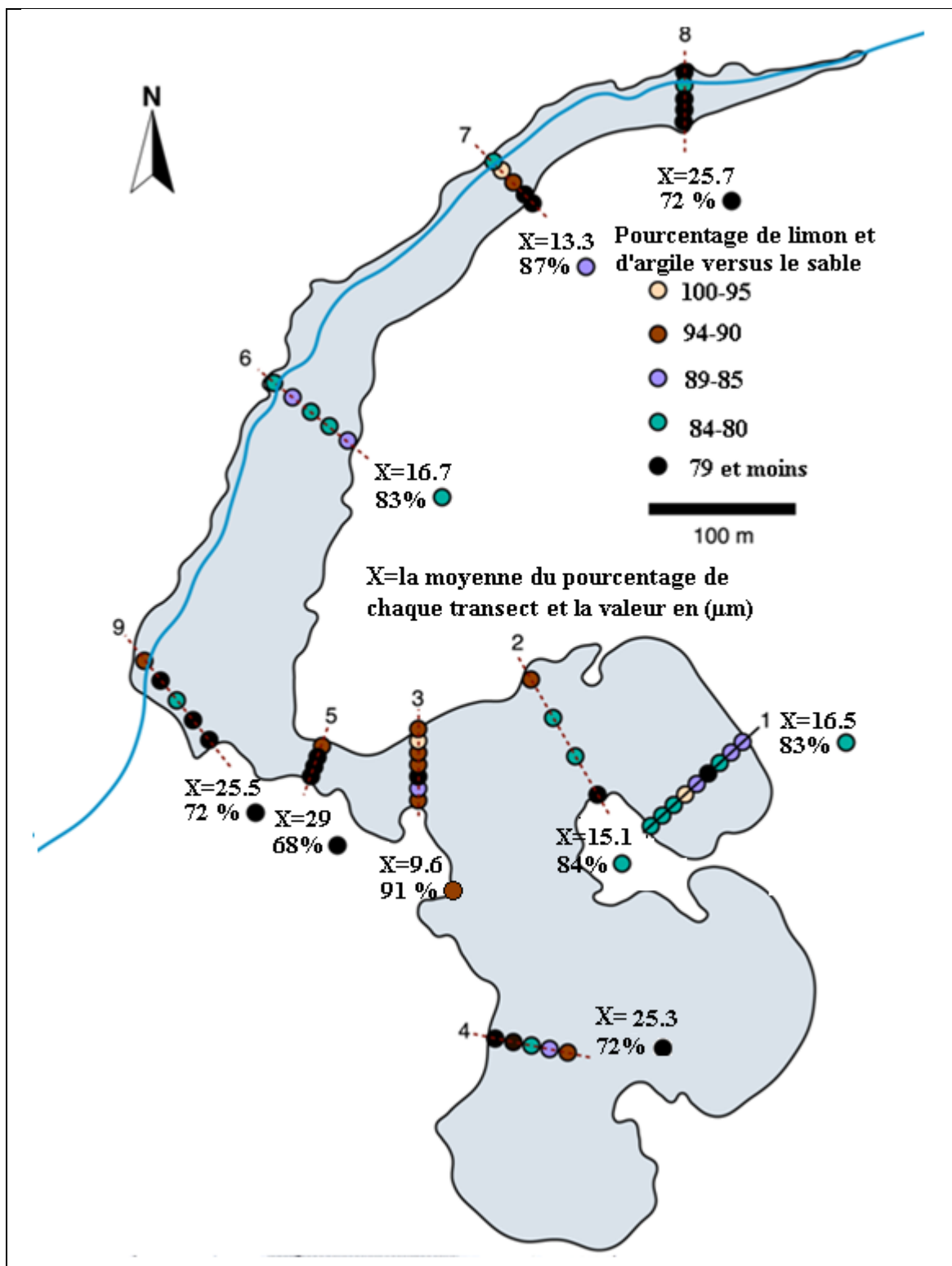


FIGURE 4.4: GRANULOMÉTRIE DU SITE DES CHARAS, MONTS RICHARDSON, TERRITOIRES DU NORD-OUEST.

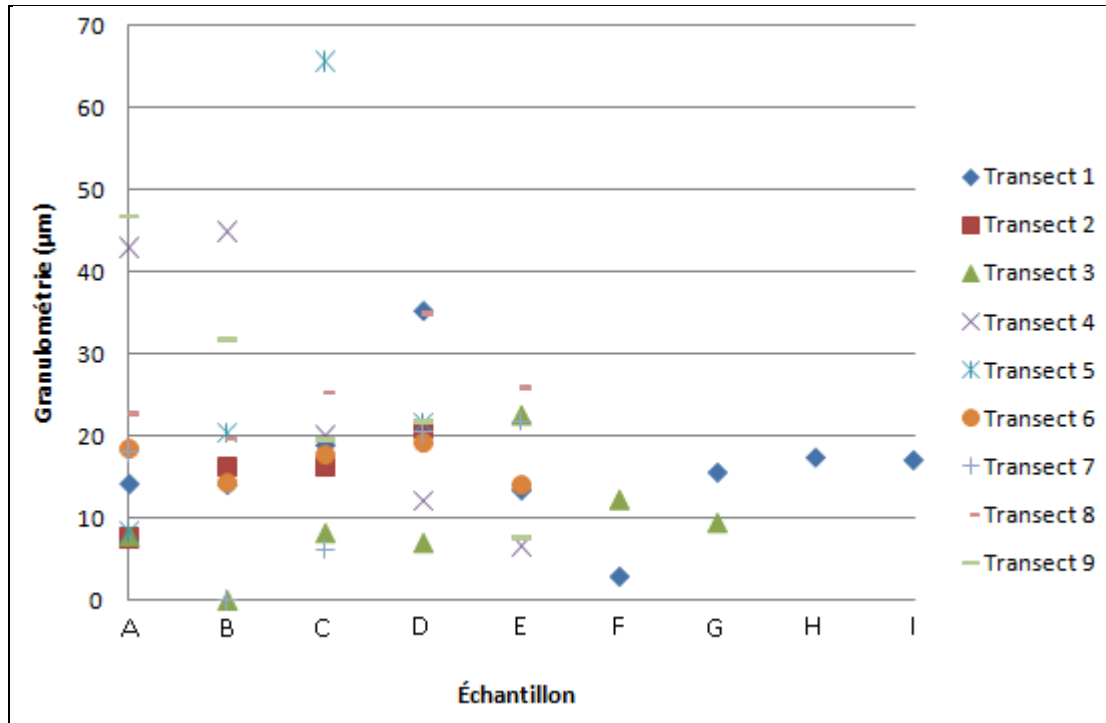


FIGURE 4.5: PROFIL TRANSVERSAL DES MULTIPLES TRANSECTS DU SITE DES CHARAS.

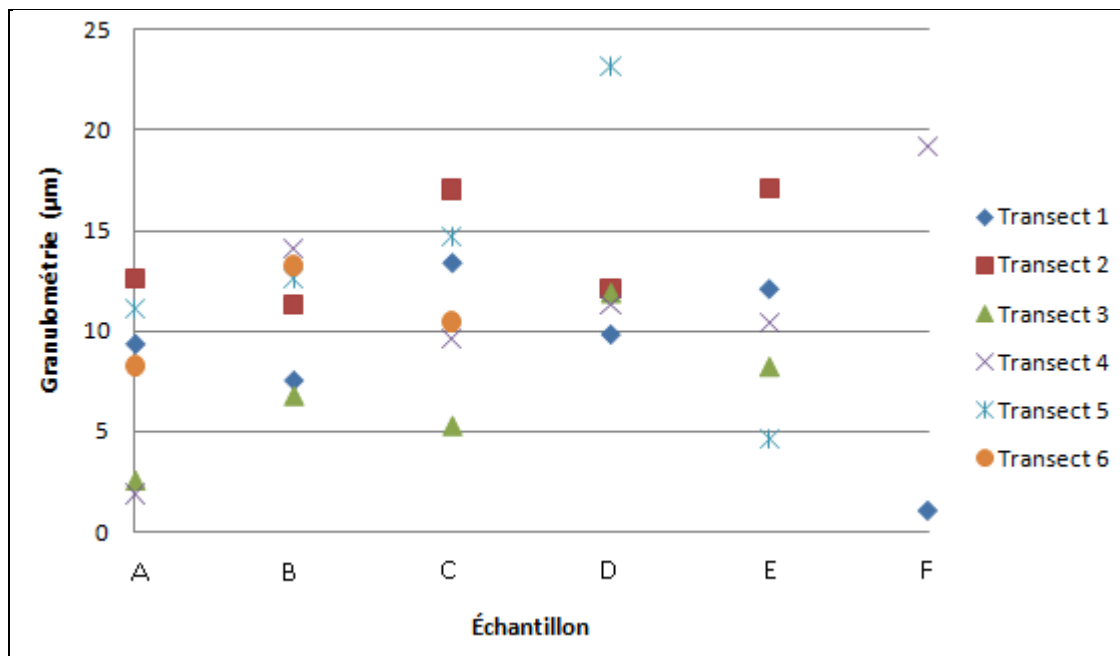


FIGURE 4.6: PROFIL TRANSVERSAL DES MULTIPLES TRANSECTS DU SITE MÉLANIE.

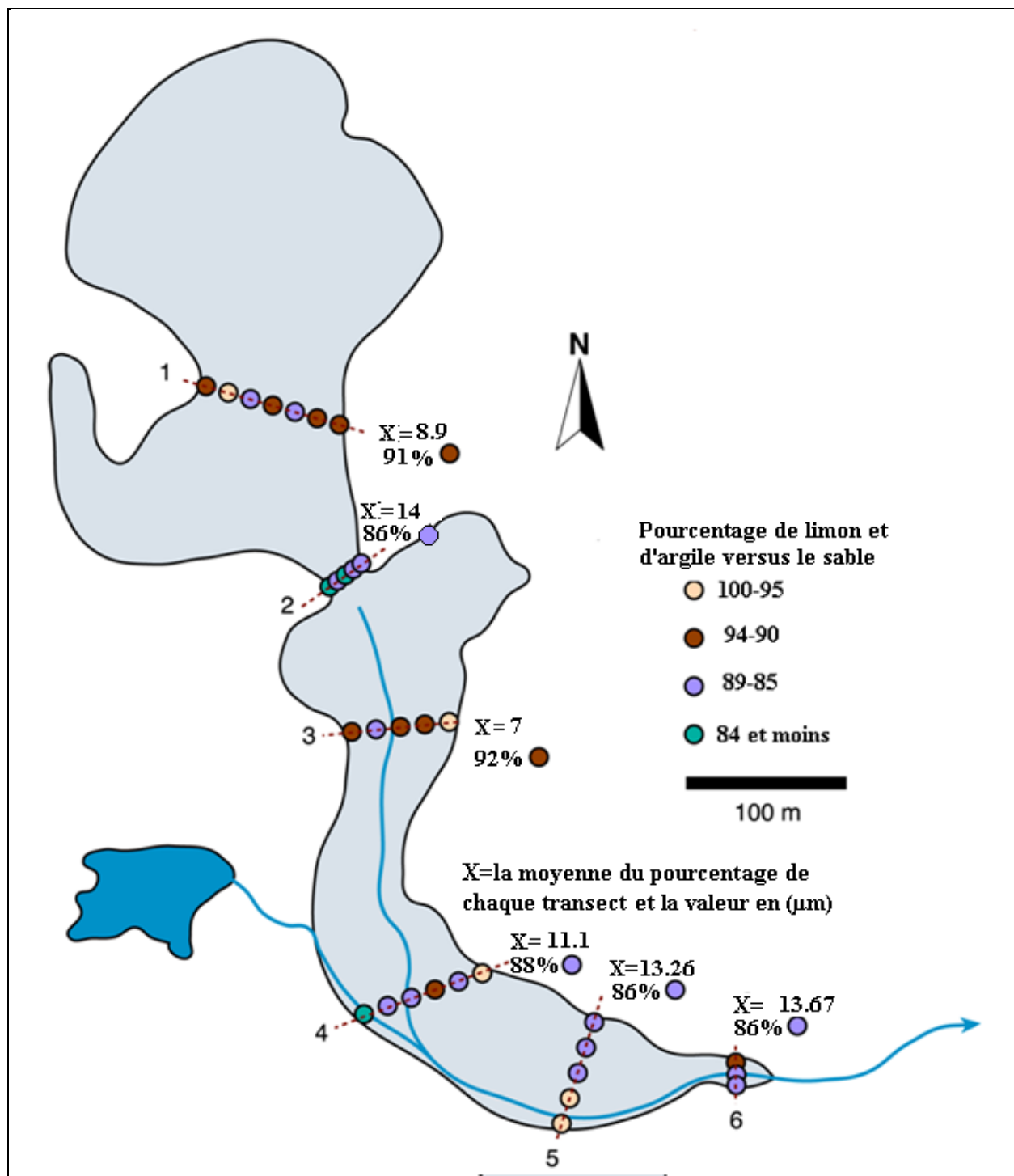


FIGURE 4.7 :GRANULOMÉTRIE DU SITE MÉLANIE, MONTS RICHARDSON, TERRITOIRES DU NORD-OUEST.

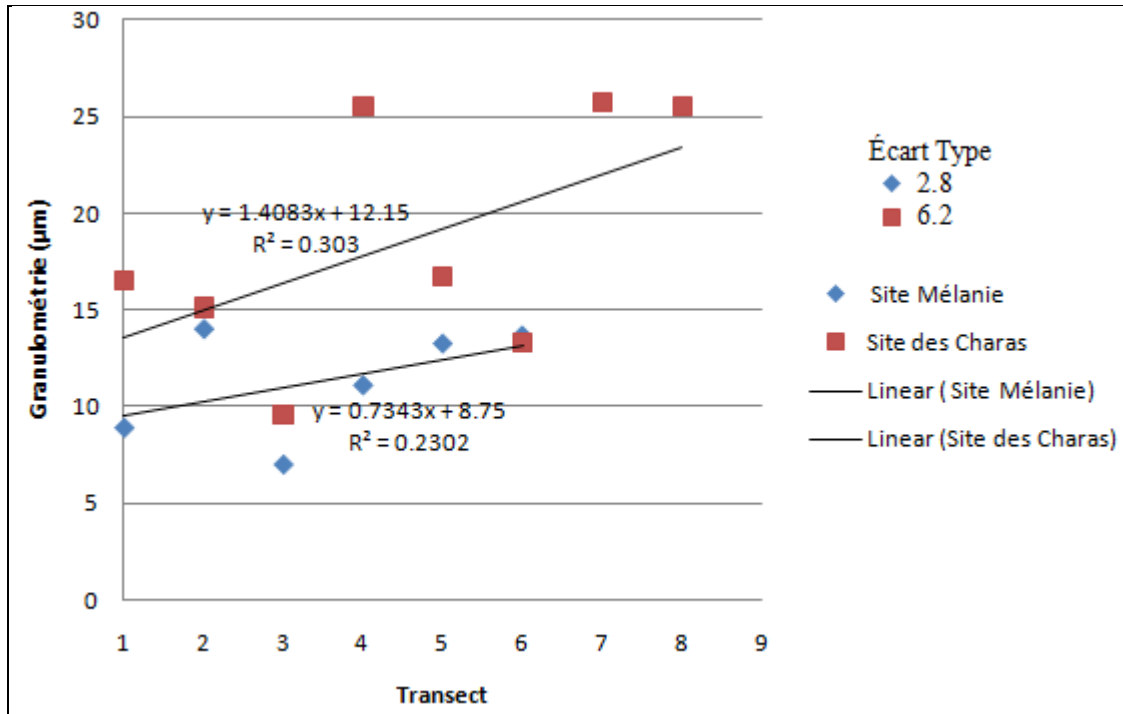


FIGURE 4.8 : ANALYSE GRANULOMÉTRIQUE DES 2 SITES D'ÉTUDE

4.3 LES MESURES D'ATTERBERG

L'eau a une influence capitale sur le comportement des sols, mais il est évident que leur stabilité dépend de la nature des matériaux (Djamel 2008). La teneur en eau d'un sol peut en effet beaucoup varier, car il est un matériau naturel dont l'état est beaucoup plus variable qu'un matériau de construction fabriqué par l'homme par exemple (B.T.S Bâtiment-Essai laboratoire) et parce que le sol est composé de particules dont les espaces sont remplis d'air et d'eau (Conseil National de recherches du Canada 2005). En effet, en moyenne, un sol se constitue de 25% d'air, 25% d'eau et 45% de particules minérales. Le reste (5%) est de la matière organique qui diminue encore plus lorsque l'on descend en profondeur dans le sol. La cohésion des particules fines tient d'ailleurs à la présence d'eau (B.T.S Bâtiment-Essai laboratoire).

La méthode pour arriver à mesurer la cohésion du sol est connue sous le nom de la limite d'Atterberg. Cette limite a été établie par l'agronome du même nom. Ses essais de classification ou d'identification du sol sont utilisés pour « identifier et décrire les sols afin de les comparer avec d'autres sols dont le comportement est connu » fournissant un mode de classification précis (Conseil National de recherches du Canada 2005). Les sols peuvent se classer sous différentes catégories (trois

états) : boue liquide, substance plastique ou solide (B.T.S Bâtiment-Essai laboratoire, Conseil National de recherches du Canada 2005). Alors, les limites d'Atterberg ont été mises au point afin de pouvoir distinguer ces états (B.T.S Bâtiment-Essai laboratoire). Nous pouvons ainsi déterminer la limite de plasticité et de liquidité d'un sol, ce qui veut dire que l'on peut établir la consistance d'un sol fin ou cohérent. Bref, la limite de liquidité (qui a une teneur en eau relativement élevée) marque la transition d'un sol entre un état plastique et un état liquide (Conseil National de recherches du Canada 2005). La limite de plasticité (qui a une teneur en eau relativement faible) passe de l'état plastique à solide. Les méthodes qui permettent de déterminer les limites de liquidité et de plasticité sont bien connues et sont décrites en détail dans les publications de B.T.S Bâtiment-Essai laboratoire.

4.3.1 MÉTHODES ET OBJECTIFS

La « limite de liquidité » est la teneur en eau à partir de laquelle un sol change d'un état plastique à un état liquide. Afin de trouver cette limite, le sol doit bien être mélangé à une quantité d'eau connue. Après avoir obtenu un sol homogène, un échantillon représentatif d'un sol est soigneusement placé dans une coupelle d'environ 100 mm de diamètre (Bureau de la normalisation du Québec 2006). À l'aide d'un outil spécialisé, la coupelle de Casagrande effectue une rainure propre et nette dans un seul mouvement. Ensuite, en tournant la manivelle à deux coups par seconde, nous faisons subir une série de chocs à la coupelle. Elle va s'élever et retomber. On note le nombre de coups que la coupelle a effectué jusqu'au moment où les deux lèvres de la rainure entrent en contact, qui doit être de 25 coups (Bureau de la normalisation du Québec 2006).

Deuxièmement, la « limite de plasticité » est la teneur en eau en pourcentage du rouleau d'argile qui se fissure et se brise lorsqu'il atteint un diamètre de 3 mm. Afin de trouver cette limite, on mélange l'échantillon à une quantité variable d'eau. On prélève environ 30 g du sol et on forme une petite boule avec le matériel en vue d'assécher l'échantillon afin qu'il ne colle plus aux doigts (Bureau de la normalisation du Québec 2006). Ensuite, il faut façonner la pâte pour avoir un rouleau d'un centimètre de diamètre et diviser ce morceau en deux parties plus ou moins égales. On donne alors la forme d'un ellipsoïde aux nouveaux morceaux de sorte qu'ils épousent l'allure d'un rouleau uniforme de 3 mm de diamètre (Bureau de la normalisation du Québec 2006). Finalement, on compte le nombre de roulements, qui doit être en 80 et 90 (d'un geste d'aller et retour de la main) par minute une fois que l'ellipsoïde s'est fractionné en morceaux de 3 à 10 mm.

Somme toute, la limite de plasticité et de liquidité d'un sol permet d'établir la consistance d'un sol fin ou cohérent. La limite de liquidité marque la transition d'un sol entre l'état plastique et liquide. Lorsque nous sommes en présence d'un sol très fin ou argileux, il y existe de fortes chances que la propriété du sol sera de nature plastique.

4.3.2 RÉSULTATS

L'indice de plasticité est l'élément clé qui nous indique l'état de notre sol, et c'est avec la différence de la teneur en eau entre les limites de liquidité et de plasticité que l'on arrive à représenter cet indice de plasticité du sol (Conseil national de recherches du Canada 2005). Bref, plus « l'indice de plasticité du sol est élevé, plus le sol est plastique et compressible » (Conseil national de recherches du Canada 2005).

Le tableau 4.6 (indice de Plasticité) nous indique que les sols des coulées de boue du site des Charas et de celui de Mélanie ont un indice de plasticité moyenne de 9.1. Leur limite de plasticité et de liquidité est respectivement 17 et 18 % et 25 à 28 %. Le tableau 4.7, qui est une classification des sols selon la valeur de leur indice de plasticité, montre que les sols de nos deux sites d'études ont un indice de plasticité (IP) entre $5 < I_p < 15$, soit de 9.1, signifiant que le sol des coulées de boue est moyennement plastique. Les étapes pour arriver à cette détermination sont dans les tableaux 4.3 et 4.4 en Annexe. Ajoutons que Casagrande a présenté un graphique de plasticité afin de comparer les divers sols (Fig.4.9). Sur cette figure, une ligne « A », qui est une limite empirique sépare les argiles inorganiques des sols limoneux ou organiques (Conseil national de recherches du Canada 2005).

« Les sols de même origine géologique sont habituellement indiqués sur le graphique sous forme de lignes droites parallèles à la ligne A. Plus l'indice de plasticité est élevé, plus importante sera la nature de la variation de volume. Les argiles "grasses" ou plastiques sont indiquées au-dessus de la ligne. Les sels organiques, les limons et les argiles contenant une grande proportion de minéraux en poudre (farine cristalline) sont placés au-dessous de la ligne » (Conseil national de recherches du Canada 2005).

Les résultats de ce graphique de plasticité montrent que les sols de nos glissements étudiés sont composés d'argiles non organiques à faible plasticité si l'on se fie à la position de nos deux cercles (rouge pour le site des Charas et bleu pour le site de Mélanie). Lorsqu'un sol se situe à proximité de la limite de liquidité le sol (ligne « A »), le sol est dit potentiellement être « sensible » et subir une perte de résistance s'il est perturbé. Alors, le sol est naturellement stable, mais, dès qu'un effort lui est

appliqué et qu'il est surchargé, il est le siège de déformations importantes, en grande partie non réversibles sans variation notable de volume et sans apparition de fissure, et peut conduire à des événements désastreux (Conseil national de recherches du Canada). Bref, il perd sa consistance et sa stabilité. Dans le cas de nos sites, la perturbation est la fonte de la glace contenue dans les sédiments. D'après la recherche en cours de L. Tellier, il y aurait plus de 50% de glace dans les sédiments qui forment les murs. Quand cette glace fond, la limite de liquidité est dépassée.

TABEAU 4.6 : RÉSULTATS DE LA LIMITE D'ATTERBERG (LIMITE DE LIQUIDITÉ ET DE PLASTICITÉ POUR LE SITE DES CHARAS ET MÉLANIE.

Site	Indice de Plasticité (IP)		IP (9.1)
	Limite de liquidité - limite de plastic (%)	(%)	
FM-Charas 1	26.27	18.36	7.91
FM-Charas 2	25.25	18.83	6.42
FM-Charas 3	26.06	17.18	8.88
FM-Charas 4	26.7	17.62	9.08
FM-Melanie 1	27.64	17.03	10.6
FM-Melanie 2	28.1	17.5	10.6
FM-Melanie 3	26.83	17.75	9.08
FM-Melanie 4	27.5	17.26	10.24

TABEAU 4.7: CLASSIFICATION DES SOLS SELON LA VALEUR DE LEUR INDICE DE PLASTICITÉ

Indice de plasticité	Degré de plasticité
$0 < I_p < 5$	Non plastique (L'essai perd sa signification dans zone de valeur)
$5 < I_p < 15$	Moyennement plastique
$15 < I_p < 40$	Plastique
$I_p > 40$	Très plastique

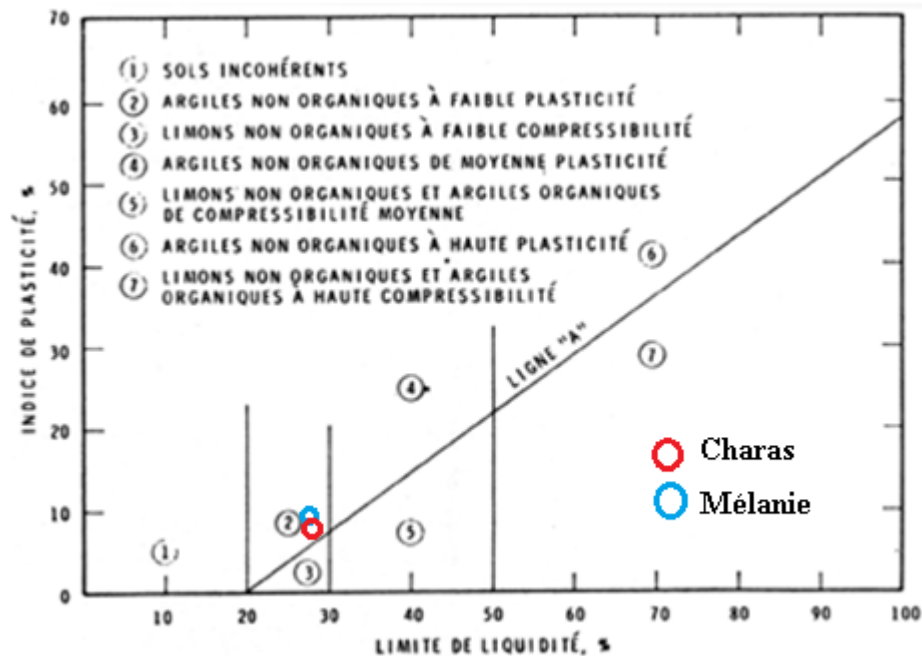


FIGURE 4.9: RÉSULTAT DE L'ANALYSE DE LA LIMITE DE PLASTICITÉ SELON LE MODÈLE DE CASAGRANDE (CONSEIL NATIONAL DE RECHERCHES DU CANADA).

4.4 LA PERTE AU FEU

La perte au feu est une méthode qui permet de mesurer directement la matière organique dans le sol et, par le fait même, dans les sédiments (Bell 1964). Comme les glissements de terrain ont lieu dans un milieu forestier, il est possible qu'une partie de la coulée de boue contienne de la tourbe ou encore d'autres sédiments organiques dans les sédiments glaciaires. La perte au feu est aussi un moyen de savoir si les sédiments contiennent beaucoup de carbonates.

4.4.1 MÉTHODES ET TECHNIQUES

Le pourcentage de matières organiques et des carbonates des échantillons du sol sont déterminés par la méthode de perte au feu (LOI) d'Henri et al. (2001). Cette méthode est commune et largement utilisée afin d'estimer la teneur en carbonates et la matière organique des sédiments. Elle est basée sur le chauffage séquentiel des échantillons dans un four. Elle est beaucoup utilisée, car elle permet de traiter plusieurs échantillons simultanément et elle nécessite peu de manipulation (Bjornson 2003). Cette technique rapide est un moyen peu coûteux de déterminer la teneur en carbonates et de matière organique des sédiments avec une précision comparable à d'autres méthodes nettement plus sophistiquées et avancées (Henri et al. 2001).

Le procédé consiste à sécher des creusets vides et les sédiments humides à 105°C pendant 24 heures. Tous les échantillons sont refroidis à la température ambiante de la pièce avant d'entreprendre les mesures (Henri et al. 2001). Afin d'éviter de les surchauffer, les creusets sont mis dans le four approprié seulement une fois que la température désirée est atteinte et demeure constante. Dans un premier temps, la matière organique est brûlée à environ 550°C (chauffée pendant 3 heures), et dans un deuxième temps, les carbonates se décomposent à environ 900°C. La perte de poids au cours des deux exercices est facilement mesurée en pesant les échantillons avant et après leur passage dans le four. Cette perte de poids est étroitement corrélée à la matière organique et aux carbonates contenus dans les sédiments.

4.4.2 RÉSULTATS

Pour arriver à calculer la perte au feu, le taux de matière organique, l'équation suivante a été utilisée :

$$\% \text{ M.O.} = \frac{\text{poids sol sec (g)} - \text{poids sol incinéré (g)}}{\text{Poids sol sec (g)}} \times 100$$

Le pourcentage de matières organiques ne varie pas beaucoup entre les deux sites. Il s'échelonne entre 4.0 % et 5.1 % et les pourcentages de carbonates sont faibles ne dépassant pas 2 % (Tableau 4.8). Les calculs sont en annexe (Tableau 4.8). Ces pourcentages coïncident avec les résultats de l'analyse de Lacelle et al. (2003) pour la région de la rivière Willow. Ils ont obtenu 5% pour la matière organique et 2% pour les carbonates. Toutefois, nous trouvons que 5 % est un montant élevé pour la matière organique. Une explication serait que la glace qui a initialement recouvert cette région a incorporé de la tourbe et de la matière organique du sol recouvert par la glace. La présence d'un tronc d'arbre daté de 52 000 ans dans le mur de retrait est un argument en faveur de cette hypothèse. L'autre explication vient du fait que le shale qui forme le sédiment analysé est de type bitumineux : il contient donc de la matière organique. Comme les résultats acquis entre les sédiments retrouvés dans la coulée de boue (Tableau 4.9) et les échantillons localisés dans le mur de retrait et la glace massive (Tableau 4.10) sont homogènes, il semble plus probable que cette dernière hypothèse soit la bonne. Selon l'analyse de la géochimie du site d'étude, le pourcentage de matière organique et de carbonates coïncide avec notre méthode. Les figures 4.11 et 4.12 pour sa part témoignent aussi de différents éléments que l'on a retrouvés à l'intérieur des deux sites d'étude. Ces résultats présentent des données plus ou moins similaires.

TABLEAU 4.8: DISTRIBUTION DE LA MATIÈRE ORGANIQUE ET DES CARBONATES AUX SITES MÉLANIE ET DES CHARAS (VOIR CALCUL EN ANNEXE-TABLEAU 4.11)

<i>Échantillon</i>	<i>Perte organique</i>	<i>Perte Carbone</i>	<i>Organique %</i>	<i>Carbonates %</i>
1-Charas-1	0.146	0.031	5.162659123	1.096181
2-Charas-2	0.124	0.047	4.936305732	1.871019
3-Charas-3	0.15	0.055	4.855940434	1.780511
4-Mélanie-1	0.093	0.036	4.949441192	1.915913
5-Mélanie-2	0.151	0.052	4.048257373	1.394102
6-Mélanie-3	0.153	0.057	4.616777308	1.719976
7-Mélanie-4	0.123	0.05	4.937775994	2.007226

TABLEAU 4.9 : CONTENU EN MATIÈRE ORGANIQUE DANS LES SÉDIMENTS OÙ LE TRONC D'ARBRE A ÉTÉ TROUVÉ (SITE DE MÉLANIE).

<i>Échan- tillon</i>	<i># creuset</i>	<i>creuset vide (g)</i>	<i>(105C)</i>	<i>Mat. Org 550 C</i>	<i>Carb. 950</i>	<i>Mat.org (%)</i>	<i>Carb (%)</i>
FMM-A	B3	9.68	17.56	17.15	17.025	5.251	1.598
FMM-B	358	9.37	17.22	16.82	16.727	5.071	1.261
FMM-C	A36	9.41	17.45	17.04	16.918	5.027	1.593
FMM-D	368	10.04	17.32	16.96	16.848	4.933	1.608
FMM-E	357	9.57	15.39	15.11	15.031	4.810	1.426
FMM-M	365	8.80	13.30	13.05	12.994	5.658	1.375

TABLEAU 4.10 : RÉSULTATS DE L'ANALYSE GÉOCHIMIQUE DES ÉCHANTILLONS POUR LES DEUX SITES D'ÉTUDE (MÉLANIE 1 REPRÉSENTE UN ÉCHANTILLON PRIS DANS LE MUR DE RETRAIT, MÉLANIE 2 ET CHARAS REPRÉSENTENT DES ÉCHANTILLONS PRIS DANS LA COULÉE DE BOUE)

<i>Échantillon</i>	<i>L.O.I.</i>	<i>SiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>CaO</i>	<i>K₂O</i>	<i>MgO</i>	<i>MnO</i>	<i>Na₂O</i>	<i>P₂O₅</i>	<i>Fe₂O₃</i>
	<i>(%)</i>	<i>(%)</i>	<i>(%)</i>	<i>(%)</i>	<i>(%)</i>	<i>(%)</i>	<i>(%)</i>	<i>(%)</i>	<i>(%)</i>	<i>(%)</i>
Mélanie 1	11.9	61.56	12.87	1.17	2.3	1.6	0.04	0.7	0.2	5.4
Mélanie 2	11.99	61.66	12.87	1.17	2.339	1.66	0.046	0.70	0.265	5.410
Charas	11.64	62.92	13.45	1.08	2.418	1.66	0.045	0.70	0.225	5.623

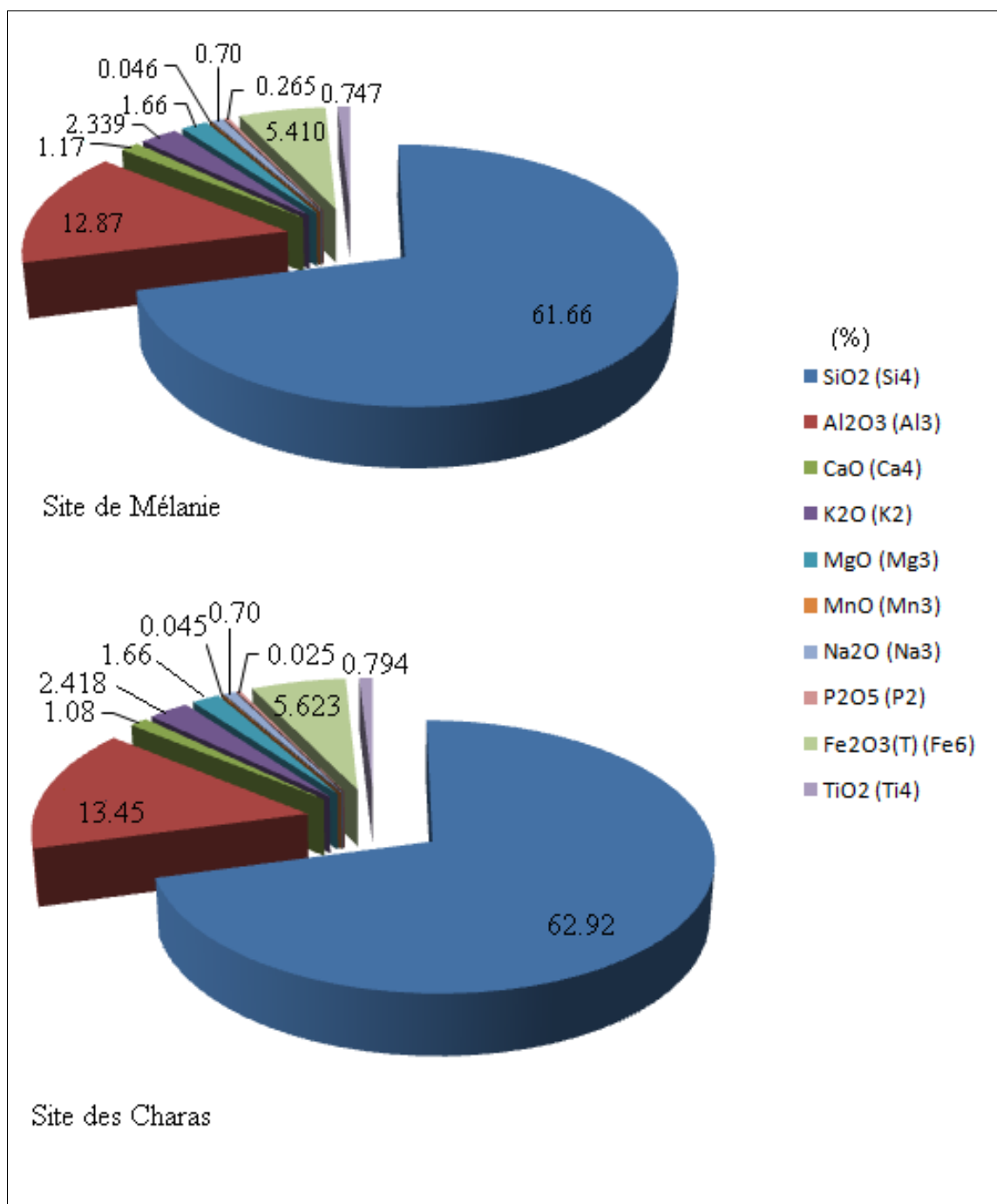


FIGURE 4.10 : RÉSULTATS DE L'ANALYSE EN POURCENTAGE GÉOCHIMIQUE DES DEUX SITES D'ÉTUDE

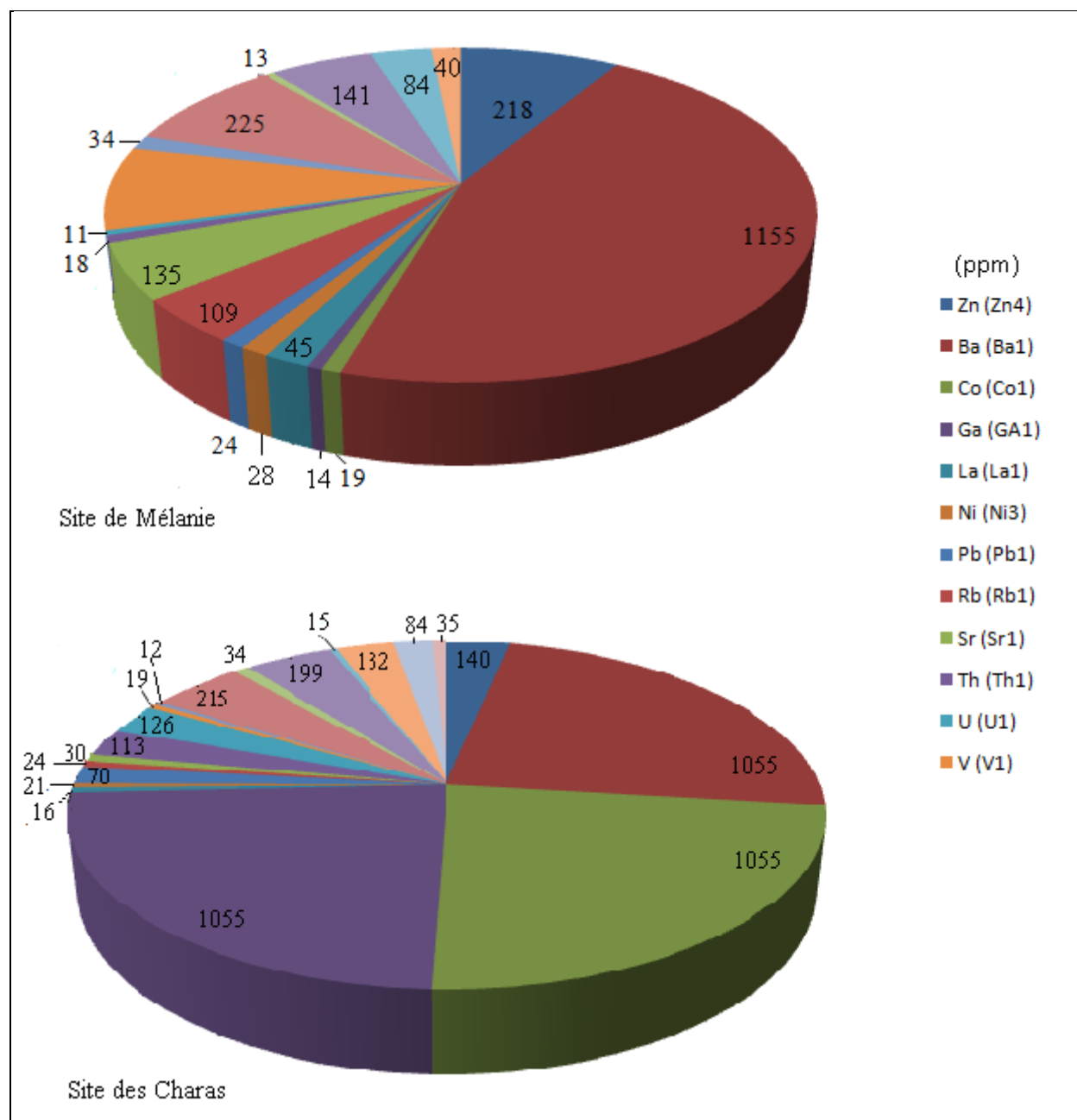


FIGURE 4.11: RÉSULTATS DE L'ANALYSE EN PPM GÉOCHIMIQUE DES DEUX SITES D'ÉTUDE

4.5 LES ANALYSES ISOTOPIQUES

Les analyses de l'oxygène 18 (O18) et du deutérium (D) de l'eau qui s'écoule sur les coulées de boue peuvent aider à identifier l'origine de l'eau. En fait, est-ce que l'eau de la boue vient de la glace ou bien de la couche active? La couche active en effet en s'étendant loin au-delà du mur de

retrait peut fournir plus d'eau que le mur, car celui-ci offre une surface restreinte en comparaison de la couche active. L'analyse isotopique permet de vérifier cette hypothèse.

4.5.1 MÉTHODES ET TECHNIQUES

Une vingtaine d'échantillons d'eau ont été prélevés au site Mélanie, en partant du mur de retrait jusqu'à la fin de la coulée de boue. L'échantillonnage a été fait en août 2009, qui était une année chaude. L'échantillonnage s'est fait quand la température était chaude, et l'air très sec. Aucune pluie n'avait eu lieu depuis 2 semaines. L'eau a été prélevée en surface dans de petites mares ou encore dans le ruisseau qui s'écoulait à la surface de la coulée de boue. L'objectif de l'échantillonnage était de vérifier si l'eau venait de la glace ou bien de l'eau de la couche active. La couche active en effet en s'étendant loin au-delà du mur de retrait peut fournir plus d'eau que le mur, car celui-ci offre une surface restreinte en comparaison de la couche active. L'analyse isotopique permet de vérifier cette hypothèse. Cette hypothèse explique que la coulée de boue est plus dynamique à la fin de l'été qu'au début, et donc que les arbres peuvent être éventuellement plus affectés en août qu'en juin.

Les échantillons d'eau ont été conservés dans des bouteilles de polyturane brun de 50 ml et ensuite ils ont été analysés au laboratoire Hatch des Sciences de la Terre suivant les méthodes conventionnelles à ce laboratoire. Pour la méthode, 0.2 ml d'eau (0.6 ml de solution saline) est introduit dans une pipette dans un *Extainer*. Ce 0.2 ml d'eau est utilisé afin de déterminer à la fois l'oxygène et le deutérium. Pour l'oxygène de l'eau, des échantillons sont rincés avec un mélange de gaz de 2% de CO₂. Ils sont laissés à s'équilibrer à la température ambiante soit de 25.0°C ou tout simplement pendant 18 heures minimum (5 jours ou plus pour les échantillons de sérum physiologique). Pour le deutérium de l'eau des échantillons, des perles Hokko ont été ajoutées aux flacons avant d'être balayées par un mélange gazeux de H₂ de 2%. Ils sont ensuite laissés à s'équilibrer à 25°C pendant 1.5 heure minimum. La précision des analyses de l'oxygène est $\pm 0.15\%$ par millilitre et celle du deutérium $\pm 2.0\%$ par millilitre.

4.5.2 RÉSULTATS

La figure 4.12 indique la localisation des 20 points échantillonnés et les résultats sont présentés dans la figure 4.13, le tableau 4.12 (échantillons retrouvés dans la coulée de boue) et le tableau 4.13 (échantillons retrouvés dans le mur de retrait riche en glace). Ces résultats montrent avec évidence que l'eau qui s'écoule sur la coulée de boue provient presque exclusivement de la couche active. L'eau de

celle-ci dans la région a une valeur en été voisine de 20‰, ce qui est similaire à l'eau mesurée sur la coulée. Le tableau 4.12 et la figure 4.13 montrent que les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ des échantillons d'eau prise à la surface se situent entre -14‰, et -24‰, mais sont en moyenne de -20.9‰. Les valeurs δD des mêmes échantillons se retrouvent entre -141.9‰, et -210‰, mais sont en moyenne de -175.8‰. La composition isotopique de la glace dans le mur a une valeur de -27‰, à -32‰. L'évaporation explique cependant que la droite a une pente de seulement 5.8 au lieu de 7 ou 8 pour les droites météoriques (Fig.4.13). L'analyse des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ faite sur la région de la rivière Willow dans le plateau d'Aklavik utilisant seulement des échantillons de la glace du mur de retrait montre que ceux-ci se situent entre -25 et -29, ayant une pente de 6.8 et un R^2 de 0.76 (notre R^2 est de 0.72). Ce qui est presque similaire aux données des isotopes de la glace contenue dans le mur de retrait de nos sites analysés.

TABLEAU 4.12: RÉSULTATS DE L'ANALYSE ISOTOPIQUE POUR LES ÉCHANTILLONS PRÉLEVÉS DANS LA COULÉE DE BOUE

<u>Our Lab ID</u>	<u>Sample ID</u>	<u>'Delta 18O</u> (VSMOW)	<u>Delta 2H</u> (VSMOW)
W-14191	FM3-A	-14.44	-141.9
W-14192	FM3-B	-19.18	-166.3
W-14193	FM3-C	-18.97	-161
W-14194	FM3-D	-14.82	-147.2
W-14196	FM3-E	-20.56	-157.1
W-14197	FM3-F	-19.5	-157.8
W-14198	FM3-G	-19.78	-165
W-14199	FM3-H	-23.84	-187.1
W-14200	FM3-I	-21.42	-183.8
W-14201	FM3-J	-19.08	-158.7
W-14202	FM3-K	-20.7	-185.2
W-14203	FM3-L	-22.48	-185.1
W-14204	FM3-M	-24.69	-196.4
W-14205	FM3-N	-25.22	-207.22
W-14207	FM3-O	-23.62	-183.3
W-14208	FM3-P	-21.78	-21.78
W-14209	FM3-Q	-22.39	-197.6
W-14210	FM3-R	-22.39	-178.1
W-14211	FM3-S	-22.15	-182.2
W-14212	FM3-T	-20.31	-164.4

TABLEAU 4.13: ANALYSE ISOTOPIQUE POUR LES ÉCHANTILLONS PRÉLEVÉS DANS LA GLACE MASSIVE

<u>Our Lab ID</u>	<u>Sample ID</u>	<u>'Delta 18O</u> (VSMOW)	<u>Delta 2H</u> (VSMOW)
-------------------	------------------	-------------------------------------	-----------------------------------

W-14215	FM3D-2	-27.14	
W-14216	FM3D-8	-27.52	
W-14218	FM3D-10	-27.64	
W-14219	FM3D-13	-27.54	
	1	-27.71	-222.7
	2	-28.66	-229.3
	3	-28.67	-230.2
	4	-28.36	-229.6
	5	-28.58	-230.2
	6	-27.14	-218.0
	7	-27.52	-222.2
	8	-27.64	-219.9
	9	-25.54	-223.4

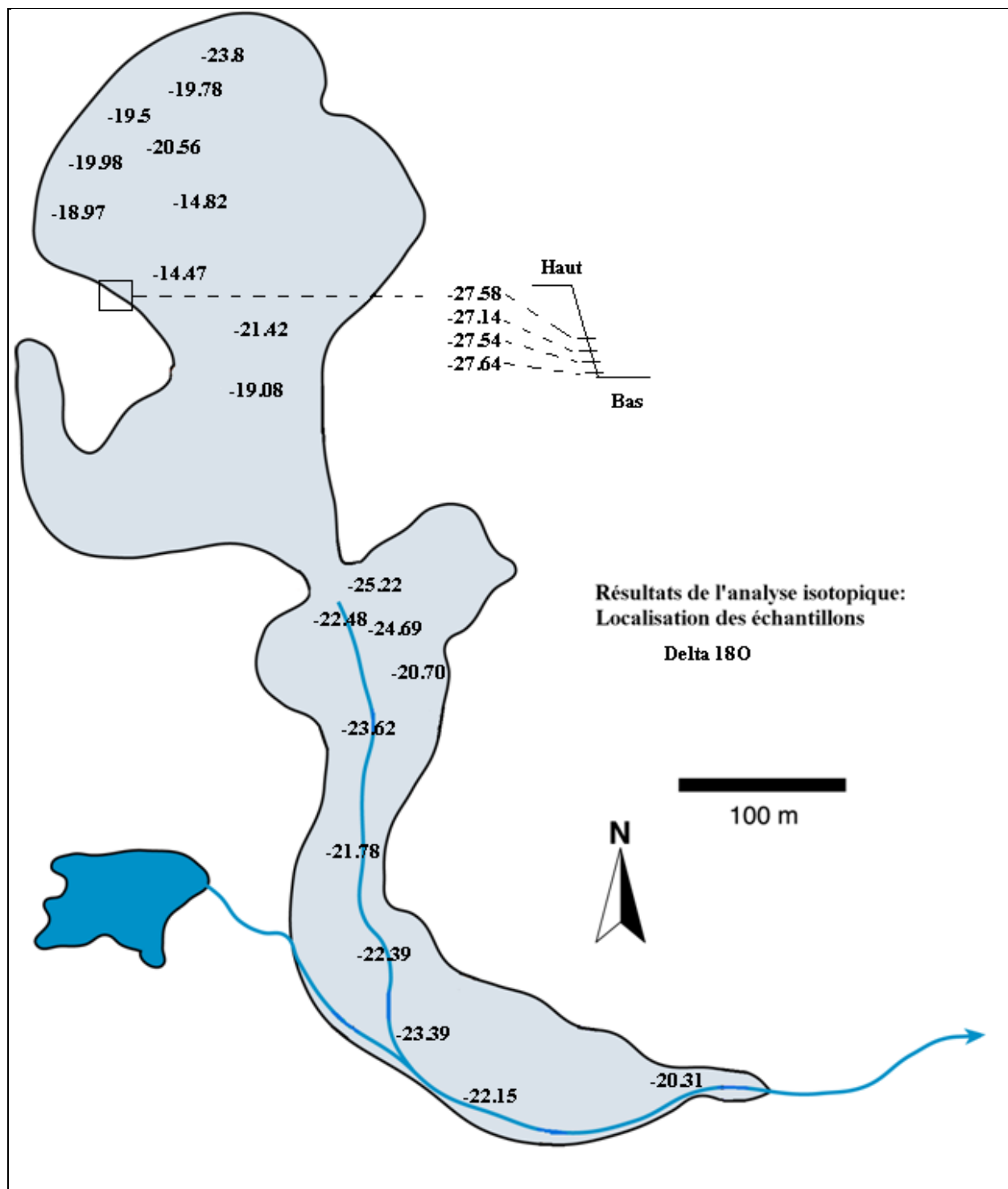


FIGURE 4.12 : LA LOCALISATION DES 20 POINTS ÉCHANTILLONNÉS POUR L'ANALYSE ISOTOPIQUE.

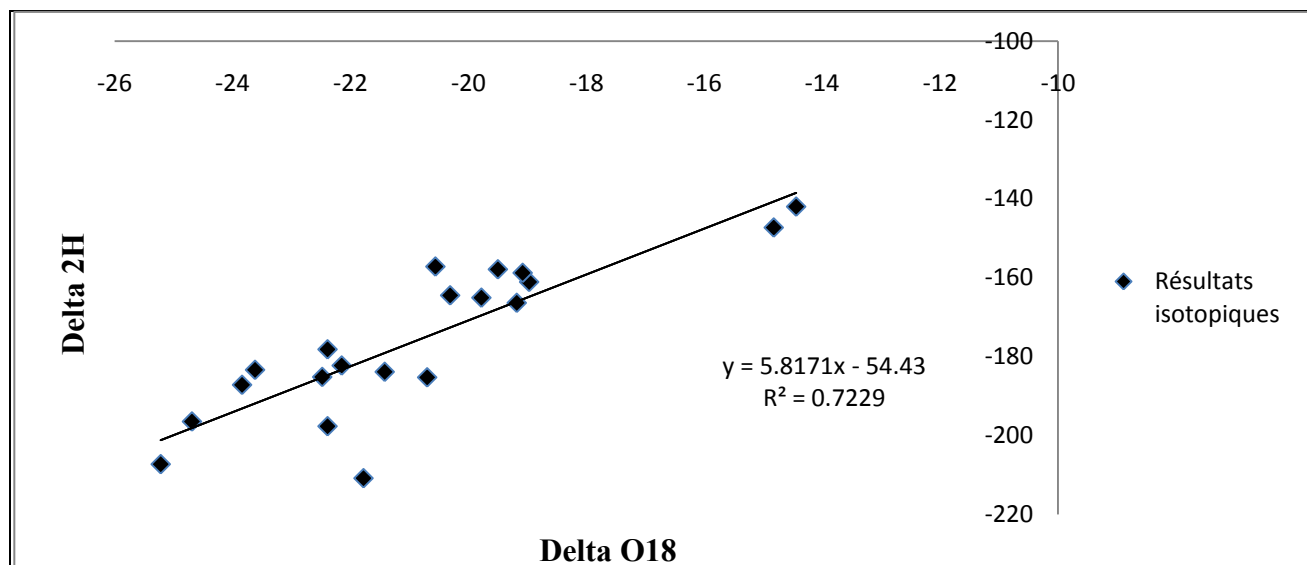


FIGURE 4.13: DIAGRAMME DES RÉSULTATS ISOTOPIQUES O18 ET D. LES ÉCHANTILLONS D'EAU COMBINÉS ENSEMBLE MONTRENT UNE PENTE DE 5.8 ($\delta^2\text{H} = 5.8 \delta^{18}\text{O} - 54$; $R^2 = 0.72$).

4.6 CONCLUSION

Nous avons pu déterminer les caractéristiques physiques de la région d'étude. Les diverses analyses granulométriques nous ont montré que les deux sites d'étude possèdent peu de carbonates et de matières organiques et qu'ils se composent majoritairement d'argiles et de limons. Alors, le sol est naturellement stable, mais il perd sa consistance et sa stabilité dès qu'un effort lui est appliqué. L'eau qui circule ou stagne sur les coulées de boue semble provenir plus de la couche active que du mur de glace.

CHAPITRE 5: MÉTHODOLOGIE DE L'ANALYSE DENDROCHRONOLOGIQUE

La dendrochronologie est une méthode de datation du bois, très fiable, qui est basée sur 2 principes. Le premier repose sur « les variations climatiques qui laissent des traces différentes dans le tronc » et le deuxième sur les mêmes variations qui se retrouvent sur tous les arbres d'une « même région formant autant de points de repère et d'identification selon les espèces » (Perrault 1989). Pour cette étude, nous utilisons seulement le deuxième principe qui nous aidera à identifier les anomalies des cernes de croissance annuels liés à une perturbation géomorphologique.

Des reconstructions dendrogéomorphologiques pour les glissements de terrain ont été faites dans les années 1980 dans les régions du Québec (Bégin et Fillion 1985, 1987, Bégin et al. 2000). Il y en a eu aussi un peu partout sur la Terre : (i) dans les Alpes européennes (Perret et al. 2006, Pelfini et Santilli 2008, Guida et al. 2008, Stoffel et al. 2005, 2008, 2009, 2010) (ii) en Europe (Fantucci et McCord 1995, Corominas et Moya 1998, Fantucci. et Sorriso-Valvo 1999) (iii) dans le Nord canadien (Szeicz et MacDonald 1995, Huissman 2002, Zalatan 2002, Kokelj et Burn 2003, Doucet 2007, Lacelle et al. 2009) et (iv) à l'intérieur du Canada et des États-Unis (Chagnon 1968, Carrera 1981, Jacoby et Cook 1981, Bégin et Fillion 1988, May et Gresswell 2003, Boucher et al. 2003, McAuliffe et al. 2006). Toutefois, aucune étude dendrogéomorphologique pour dater un glissement de terrain n'a été faite pour notre région d'étude (le Plateau Peel dans les Territoires du Nord-Ouest). Alors, une première tentative d'une analyse dendrogéomorphologique pourra être utile pour une plus grande étude de la région. Notamment, une étude plus pointue pourra être utile afin de comprendre les conséquences des changements climatiques qui concernent le Nord-Ouest canadien. Alors ici, nous introduisons les principes et diverses sections à l'analyse dendrochronologique

5.1 INTRODUCTION

Les chapitres précédents ont permis de caractériser la physiographie du bassin de Stony Creek, de localiser les glissements de terrain et de suivre leur évolution dans le temps. Cependant comme nous l'avons indiqué au chapitre 3, la photo-interprétation ne permet pas de bien connaître l'âge et la dynamique des glissements, car la résolution temporelle des photos n'est pas bonne. La dendrochronologie peut possiblement aider à résoudre le problème de l'âge des glissements. Cependant, la méthode n'a pas encore été testée c'est pourquoi on a choisi deux glissements d'aspects

différents : le site Mélanie qui est simple et le site des Charas qui est complexe. On a décrit ces 2 sites dans les chapitres précédents. Dans ce chapitre et les chapitres suivants, on ne parlera donc que de la dendrochronologie.

Afin de bien comprendre la dynamique et l'évolution d'un glissement de terrain, nous nous sommes rendus à nos deux sites études à deux reprises : en août 2009 et en juin 2010. Avec ces visites en plus de l'analyse de diverses cartes topographiques, géologiques et géomorphologiques de la région, et de la dynamique des glissements de terrain présentés dans le chapitre 4, on a échantillonné plusieurs arbres pour construire la dendrochronologie pour les sites des Charas (Tableau 5.1 en annexe) et de Mélanie (Tableau 5.2 en annexe).

Nous avons fait une analyse dendrochronologique en trois étapes : d'abord, les cernes de croissance ont été analysés afin de déterminer les courbes de croissance des arbres échantillonnés, ensuite on a daté le bois de réaction dans certains arbres pour établir l'année à laquelle les arbres ont été soumis à un stress, et troisièmement, on a établi l'année de mortalité des arbres enfouis pour estimer l'âge de leur enfouissement dans les sédiments.

5.2 STRATEGIE D'ECHANTILLONNAGE

La sélection des arbres à échantillonner dépend de l'intention de l'enquête ainsi que du processus géomorphologique (Stoffel et al. 2010). L'échantillonnage peut être systématique et plus organisé sur une plus grande surface en choisissant des arbres-cibles endommagés à la marge de l'évènement (Stoffel et al. 2010). Un plus petit glissement de terrain peut forcer un plus petit échantillonnage, le nombre des arbres perturbés par le glissement de terrain étant moindre. Le choix des arbres dépend de deux facteurs importants : choisir des arbres qui présentent des signes évidents de la perturbation et un emplacement qui a été influencé par les processus géomorphologiques (Stoffel 2005).

Pour chaque arbre échantillonné, deux carottes sont extraites à 90 degrés l'une de l'autre. Afin de recueillir la plus grande quantité d'informations sur les arbres perturbés par le processus géomorphologique, les carottes et les échantillons d'arbres doivent être prélevés de préférence à la hauteur des dommages visibles ou dans le segment de la tige inclinée (Stoffel et al. 2008). Il est aussi souhaitable de prendre les carottes le plus près du sol possible, approximativement à 30 cm du sol

(Stoffel et Bollschweiler 2008). Des photos peuvent être prises pour aider à la compréhension et à l'interprétation des données. La localisation de chaque arbre est enregistrée par GPS. Pour échantillonner, on utilise une tarière d'un diamètre de 5 mm (Fritts 1976, Schweingruber 1988, Grissino-Mayer 2003) et elle est conçue afin de ne pas abimer ou causer du mal à un arbre. On peut aussi prendre des échantillons au moyen d'une scie pour les arbres morts.

Afin de faire de la dendrochronologie, nous avons besoin de deux types d'échantillonnage : des arbres non atteints par l'événement géomorphologique et des arbres perturbés par le glissement de terrain ou par la coulée de boue qui en découle.

Les arbres non perturbés, formant la série de référence, doivent être sélectionnés à proximité, mais à l'extérieur du peuplement forestier. En règle générale, la sélection des arbres pour la chronologie de la série de référence est fondée sur deux critères : l'absence de signes évidents de blessures ou de maladies afin de minimiser les influences non climatiques sur la croissance des cernes et sélectionner les plus vieux arbres afin de maximiser l'âge des arbres échantillonnés et la longueur de la chronologie des cernes. En général, par série de référence, environ 30 arbres par espèce doivent être échantillonnés de manière à minimiser l'influence potentielle des processus géomorphologiques et cacher les troubles de la croissance (Stoffel et Bollschweiler 2008).

Deuxièmement, les arbres choisis doivent montrer clairement des anomalies visibles dans leur morphologie liées au processus visé par l'enquête. Le choix des arbres est premièrement basé sur une inspection extérieure de sa surface de la tige (cicatrices, axe de la tige inclinée, enterrement partiel de la tige, la décapitation, la destruction de la masse racinaire ou l'érosion) et que l'arbre est situé dans la zone influencée par le processus étudié. Deux types d'arbres ont été choisis : des arbres directement morts par la coulée de boue et des arbres toujours vivants, mais affectés par la trajectoire de la coulée de boue. Ceux qui étaient morts étaient parfois encore debout ou parfois inclinés et brisés. Afin de simplifier l'interprétation, on a retenu que les arbres morts et debout. La date de leur mort a été trouvée en comparant leurs anneaux de croissance annuels à ceux de la courbe de référence. Les arbres vivants, mais à moitié enterrés se caractérisent soit par une réduction de la largeur des anneaux de croissance soit par une dissymétrie de ceux-ci. Il arrive très souvent que l'arbre devienne incliné par la force du mouvement, ce qui donnera des cernes de croissance plus denses et foncés qui facilitent l'identification du processus géomorphologique (Fig. 5.1, Shroder 1978, Bégin et Fillion 1985, Braam et al. 1987,

Fantucci et Sorriso-Valvo 1999, Clague 2010). La figure 5.2 montre l'emplacement des arbres échantillonnés.

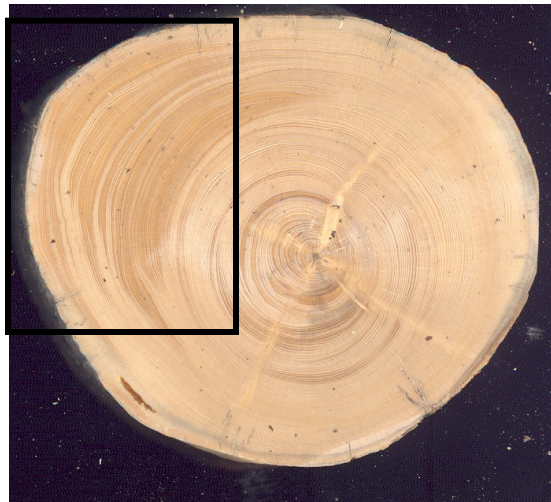


FIGURE 5.1: LES CERNES DE CROISSANCE PLUS FONCÉS ET DENSES À LA GAUCHE SIGNIFIENT QUE L'ARBRE A ÉTÉ FORCÉ À S'INCLINER, DÉVELOPPANT DU BOIS DE RÉACTION



FIGURE 5.2: PHOTOGRAPHIES DES ARBRES MORTS ÉCHANTILLONNÉS : A) ARBRES AFFECTÉS PAR LA COULÉE DE BOUES SUR LES CÔTÉS DU CHENAL D'ÉVACUATION, B) ARBRES MORTS RETROUVÉS DANS UN CHENAL, C) ARBRES RETROUVÉS TOTALEMENT À LA VERTICALE, D) ARBRES PRIS AU MILIEU DE LA COULÉE DE BOUE ET PARTIELLEMENT ENFOUIS, E) ARBRES ENFOUIS D'AU MOINS 1 MÈTRE PAR LA COULÉE DE BOUE.

5.3 PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS EN LABORATOIRE

Les carottes et les sections des troncs des arbres ont été sablées et préparées à l'Université d'Ottawa afin d'être mesurées à l'Université Carleton à l'aide d'un système stéréoscopique et du programme Measure J2X, puis analysées avec les programmes COFECHA (Holmes 1983) et ARSTAN (Cook 1985).

L'approche de laboratoire est une partie importante de la recherche. Les étapes pour l'analyse des échantillons sont les suivantes : préparer les surfaces, compter les cernes et mesurer la largeur des anneaux à l'aide d'une table de positionnement numérique reliée à un microscope et un programme d'analyse de série temporelle (Stoffel et Bollschweiler, 2008). Donc, les échantillons ont été séchés pendant quelques jours et ensuite polis à l'aide d'une sableuse électrique dont la dimension des grains du papier passe progressivement de grossière à fine, soit de 60, 80, 120, 220, 400 et 600. Trente arbres vivants non perturbés par le glissement de terrain ont été échantillonnés au site des Charas et 35 échantillons perturbés par l'événement ont été échantillonnés dans le même site. Au site Mélanie, on a pris 38 arbres non-perturbés. Il est à mentionner que tous les arbres étaient des épinettes noires (*Picea mariana*), car selon un critère d'une analyse dendrochronologique, les arbres échantillonnés doivent provenir du même type d'arbre, car comme les humains, les arbres ne poussent pas au même rythme, certains types sont plus sensibles aux conditions climatiques ou à l'instabilité d'un sol.

5.4 L'ANALYSE DES CERNES DE CROISSANCE

Comme indiqué dans les chapitres précédents, l'arbre réagit à l'impact des processus géomorphologiques avec des réponses dites «anormales» et différentes à la croissance normale des cernes de croissance (Stoffel et Bollschweiler 2009). À travers l'analyse de ces réactions, le moment de l'événement peut être déterminé avec précision. De plus, la position de l'anomalie de croissance au sein de l'anneau de l'arbre permet d'évaluer le moment des événements annuellement et parfois même avec précision mensuelle.

Les événements géomorphologiques destructifs récents du passé ont normalement été analysés en détail et ils sont largement documentés dans de nombreuses régions du monde (Stoffel et al. 2010). Toutefois, les données d'archives des événements plus petits et isolés sont plus rares, voire totalement inexistantes.

5. 4.1 INTERDATATION

La procédure de reconnaissance des motifs des anneaux parmi des arbres qui ont grandi dans une zone donnée est désignée sous le terme d'interdatation et mieux connu encore sous le terme anglais *crossdating*. Ce principe est le plus important de la dendrochronologie. Son application assure la mise en place exacte dans le temps de chaque cerne de croissance (Fritts 1976). Il peut donc être utilisé comme un outil chronologique afin d'identifier l'année durant laquelle les anneaux ont été produits. L'interdatation sur plus d'une section transversale du tronc peut aider à éviter les erreurs notamment un anneau partiellement formé ou manquant (DesRochers et Gagnon 1997). Le principe implique donc que les séries des cernes annuels, contenus dans un bois dont on ne connaît pas à priori la date de mortalité peuvent être datées précisément si l'on a une série maitresse, c'est-à-dire une courbe de référence des arbres vivants auxquelles on peut corrélérer les deux échantillons.

Chaque année, entre avril et septembre, la plupart des arbres des régions tempérées produisent un cerne de croissance. Ce dernier est composé d'une partie généralement plus claire qui représente le bois de printemps ou bois initial, et d'une partie plus foncée qui représente le bois d'été ou bois final (Fig. 5.3, Shweingruber 1988). Bref, un cerne est produit chaque année (Shweingruber 1988). Les cellules s'additionnent pour augmenter le diamètre du cœur vers l'écorce le cerne le plus à l'extérieur (immédiatement sous l'écorce) étant celui de l'année en cours, tandis que le cerne le plus ancien est le plus proche de la moelle (Fritts 1976). Il faut toutefois ajouter que ce ne sont pas tous les anneaux qui présentent un cycle distinct d'une croissance annuelle (Scurfield 1973, Grissino-Mayer et al. 1993, Grissino-Mayer 1996). Parfois, lorsque les facteurs sont très contraignants, la croissance peut ne pas commencer et le résultat est qu'aucun anneau n'est produit (Grissino-Mayer 1996). À tout autre moment, une période de stress peut survenir au milieu de la saison de croissance et peut causer la création de deux ou plusieurs couches de croissance pour une année donnée (Fritts, 1971, Scurfield 1973 et Grissino-Mayer 1996). Il faut alors être vigilant lors de l'interdatation. Une première étape est de visuellement observer les anneaux de croissance à l'aide d'un microscope et mesurer la croissance radiale annuelle le long de deux sections ou plus par disque en évitant le bois de compression, à l'aide d'un micromètre Velmex Tree Ring Measure System. Ce dernier est constitué d'une loupe binoculaire Leica modèle Wild 43C, d'une table mobile attachée à un bouton à distance et d'un encodeur qui a une précision de 0.001 mm. Le tout est orchestré à l'aide du programme MeasureJ2X.

5.4.2 ANALYSE DE LA STRUCTURE DES AGES

L'idée générale est de regarder l'âge de tous nos échantillons. Si la moyenne des âges est semblable pour la plupart des échantillons, il est possible de déduire l'année exacte de la mort de ces arbres qui correspondrait avec la perturbation du sol qui est notre glissement de terrain.

La largeur des cernes des échantillons perturbés peut également être mesurée et la série peut être comparée avec la référence maitresse dans un graphique. Cet outil va nous permettre une certaine visualisation de l'exactitude de l'interdatation entre les séries des arbres et la largeur des cernes de croissances de nos deux séries (perturbée et non perturbée). Une fois que les séries sont analysées, que les cernes manquants sont identifiés, les courbes peuvent alors être visuellement étudiées afin de démontrer l'exactitude de l'année de la perturbation, soit l'année qui présente une croissance abrupte qui signifierait que les arbres ont enregistré une réponse au processus géomorphologique (Schweingruber 2001, McAuliffe et al. 2006).

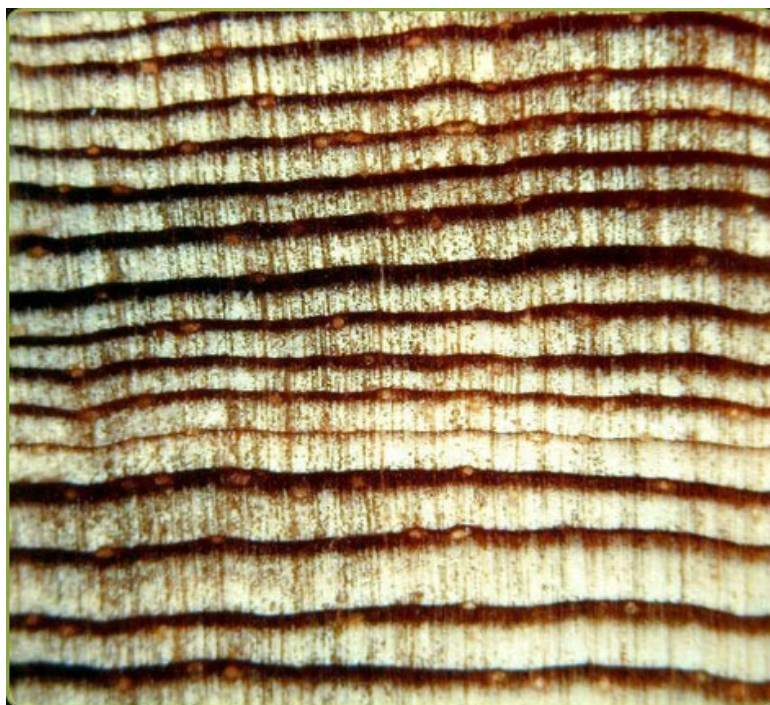


FIGURE 5.3: CERNES DE CROISSANCE DES ARBRES (LA PARTIE PLUS CLAIRE REPRÉSENTE LE BOIS DE PRINTEMPS (INITIAL) ET LA PARTIE PLUS FONCÉE REPRÉSENTE LE BOIS D'ÉTÉ (FINAL))

5.4.3 STANDARDISATION

L'activité biologique d'une plante dépend d'une source continue d'énergie qui provient habituellement des nutriments. Lorsque la plante est en pleine croissance, elle a besoin de grandes quantités de nourriture non seulement comme une source d'énergie, mais aussi une source de nouveaux matériaux à partir duquel les tissus sont construits (Fritts 1976, Cook et Kairuksis 1990). La disponibilité des nutriments peut avoir divers effets sur la croissance des plantes, selon les processus de croissance et le taux d'activité selon l'âge de la plante (Schweingruber 1996).

La standardisation est la procédure de base de la dendrochronologie. La largeur des cernes peut varier non seulement avec les fluctuations des conditions environnementales, mais aussi avec des changements systématiques dans l'âge des arbres, la hauteur au sein de la tige, de la productivité et les conditions du site (Fritts 1976). Dans le but de faire de la reconstruction climatique ou chronologique, il est essentiel de déterminer les changements dans la variabilité de la largeur des anneaux associée à l'âge ou autre facteur. La correction de la largeur des cernes en relation au changement d'âge est connue sous le nom de normalisation ou encore standardisation (Fritts 1976). Le but de la standardisation consiste à supprimer une tendance à la croissance globale des arbres dans les séries de la mesure des anneaux de croissance et à enlever une partie de la variance de très basse fréquence (Grissino-Mayer et al. 1992).

Une fois que les courbes de croissance individuelles des arbres échantillonnés sont standardisées, une courbe de référence peut alors être créée. Un programme informatique permet de faire la standardisation. Il a pour objectif de vérifier la série de mesures des anneaux de croissance et l'interdatation. Il se nomme COFECHA (Holmes 1983, Grissino-Mayer 2001). Ce dernier n'a cessé d'évoluer afin de devenir l'un des programmes les plus largement utilisés en dendrochronologie (Grissino-Mayer 2001). Il faut dire que la méthode du *skeleton plot* peut aussi être utilisée. Elle sert de comparaison entre les anneaux d'arbre en arbre en regardant les cernes minces et épais tout comme le programme informatique, mais elle est une technique à la main qui prend beaucoup de temps. Les techniques conduisent à la détermination de la corrélation entre une chronologie établie et des séries inconnues, dont la corrélation la plus élevée représentant la datation probable. N'oublions pas que ce n'est pas le programme qui dicte la meilleure corrélation possible, il élabore une série de possibilités. L'interprétation finale réside dans le choix du chercheur (Grissino-Mayer 2001).

Avec le programme informatique Arstan, nous pouvons construire une chronologie à l'aide des cernes de croissances d'une série d'arbres par l'élimination de la tendance du vieillissement de l'arbre et une indexation (standardisation) de la série en appliquant une bonne estimation de la moyenne de la série afin d'enlever les facteurs de perturbations endogènes (Cook et Krusic 2005). De nombreuses options sont prévues afin de permettre à l'utilisateur d'adapter le traitement à différents buts/objectifs et situations à différentes échelles.

5.5 CONCLUSION

Nous avons mesuré la largeur des cernes sur tous les échantillons avec une précision de 0,001 mm à l'aide du logiciel MESURE J2X. Nous avons confirmé l'interdatation et avons placé toutes les séries de cernes dans des graphiques utilisant COFECHA, qui utilise des techniques de corrélation des séries chronologiques pour confirmer les placements temporels de tous les anneaux des arbres (Grissino-Mayer, 2001). Parce que l'interdatation est un processus à haute fréquence (filtrage de séquences des anneaux individuels), COFECHA supprime toutes les tendances de basse fréquence en utilisant des courbes d'ajustement (Grissino-Mayer, 2001). Ces tendances éliminent les catastrophes naturelles et de l'homme des perturbations qui, autrement, pourraient masquer le signal climatique souhaitable. Nous avons testé consécutivement des segments de 50 ans (avec des chevauchements de 25 ans) de chaque série avec une chronologie de référence. L'interdatation a été vérifiée afin que le coefficient de corrélation pour chaque segment testé dépasse 0,32 ($p < 0,01$) (bien que les coefficients ont été plus élevés (0.38 et 0.46 pour nos deux sites d'étude)). Nous avons standardisé toutes les séries de mesure pour éliminer les effets des tendances de croissance liées à l'âge qui pourrait ajouter du bruit à la série sans avoir de rapport avec le signal désiré dans le développement de la chronologie (Cook 1987, Fritts 2001).

CHAPITRE 6: LE SITE MÉLANIE: RÉSULTATS DES ANALYSES DE LA DENDROCHRONOLOGIE

Dans ce 6^e chapitre, nous allons discuter des résultats des analyses dendrochronologiques du glissement de terrain du site Mélanie. Avec un nombre de 38 arbres, nous avons eu de bons résultats. Lorsqu'une perturbation du sol survient, les arbres enregistrent dans leurs anneaux de croissances la réaction qui s'ensuit. C'est grâce à ce principe que nous avons été en mesure de proposer une chronologie du glissement de terrain.

6.1 INTRODUCTION

Selon Stoffel et Bollschweiler (2009), qui n'ont utilisé que seulement 35 arbres pour l'analyse dendrochronologique, une étude fondée sur un nombre limité d'échantillons peut quand même donner de précieuses informations sur les événements du passé. Pour ces études, nous avons ramassé les arbres qui étaient à notre disposition, soit 38 épinettes noires. Ce site nous paraissait idéal, car il était situé à la limite des arbres. Cela permet premièrement de limiter les influences d'ombres et de compétition entre les arbres, deuxièmement assurer une croissance lente des arbres et donc de les rendre très sensibles aux stress environnementaux. Ensuite, l'intérêt du site est d'être petit et n'avoir été l'objet que d'un ou 2 épisodes de glissements d'après la photo-interprétation et l'observation de terrain.

Un stress peut causer des anomalies géomorphologiques dans les anneaux de croissance: diminution soudaine ou augmentation de la largeur des anneaux. Alors afin de maximiser de bons résultats, l'analyse dendrochronologique se fera à l'aide de 3 méthodes;

- 1) Regardez l'analyse des cernes de croissance entre les arbres perturbés et non perturbés
- 2) Examiner les bois de réaction (provoquée par l'inclinaison des arbres par des perturbations)
- 3) Analyser l'année de mortalité des arbres perturbés.

6.2 ANALYSE DE LA COURBE DE CROISSANCE

La première analyse concerne la courbe de croissance des arbres du site Mélanie. Pour faire une courbe de référence (série maitresse d'arbres vivants), il faut une série d'arbres dont l'année d'abattage ou de la plantation est connue (Perrault 1989). Une courbe de référence est établie à partir de la moyenne des courbes de plusieurs arbres qui ont pour partie vécu au moins une partie de leur vie

durant la même période et dans un même contexte climatique et topographique (Frits 1991), ce que montre la figure 6.1. Cette courbe de référence doit être réalisée à partir de plusieurs échantillons d'arbres afin d'être représentative de la région. Au sens statistique, une courbe chronologique devient représentative lorsque la densité des échantillons (nombre de série : ligne rouge) est plus élevée que 10. La série de référence de Fort McPherson est constituée de trente arbres vivants non affectés par le glissement. Cette série a pu être corrélée avec celle du site Mélanie et des Charas pour dater les arbres morts. La courbe de croissance moyenne atténue les différences particulières des courbes individuelles (Perrault 1989).

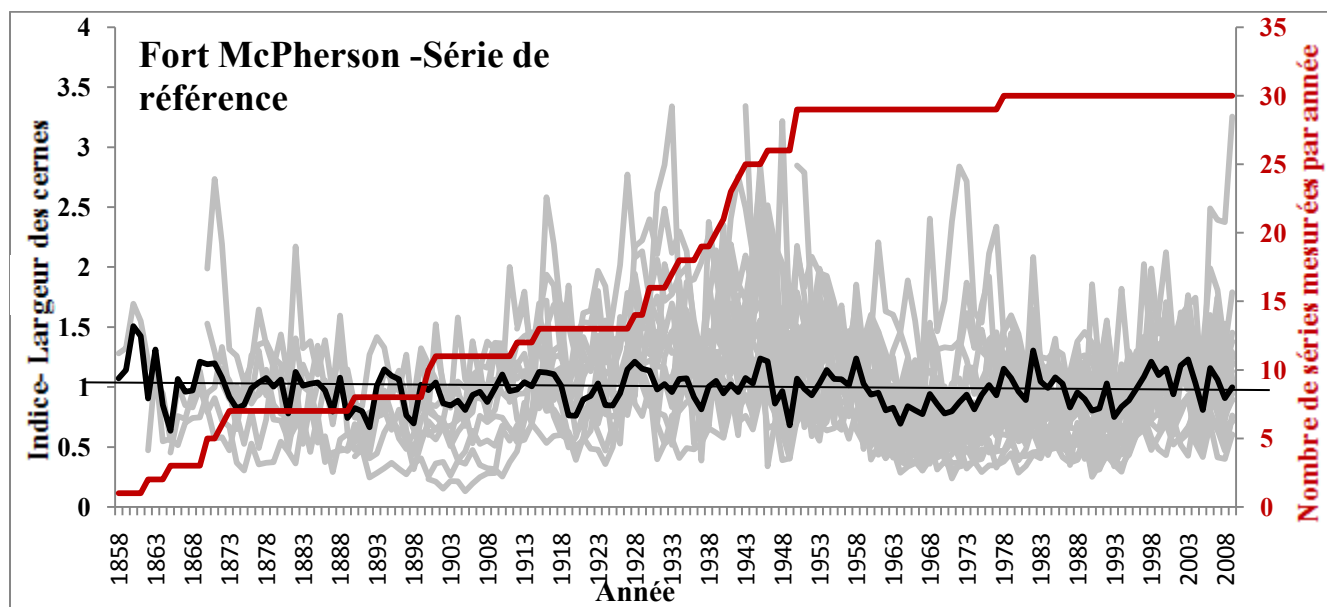


FIGURE 6.1: SÉRIE DES ARBRES PERTURBÉS DU SITE DE RÉFÉRENCE. LE GRAPHIQUE MONTRE LES SÉRIES DE CERNES EN INDIVIDUELLES EN GRIS (TOUS LES ARBRES), LA CHRONOLOGIE MOYENNE DU SITE EST EN NOIR ET LA PROFONDEUR DE DENSITÉ DE L'ÉCHANTILLONNAGE (NOMBRE DES SÉRIES DE CERNES DISPONIBLES POUR CHAQUE ANNÉE) EST EN ROUGE.

Les chronologies des cernes de croissance sont souvent moins fiables lorsque nous retournons plus loin dans le temps, car les arbres les plus anciens sont plus rares.

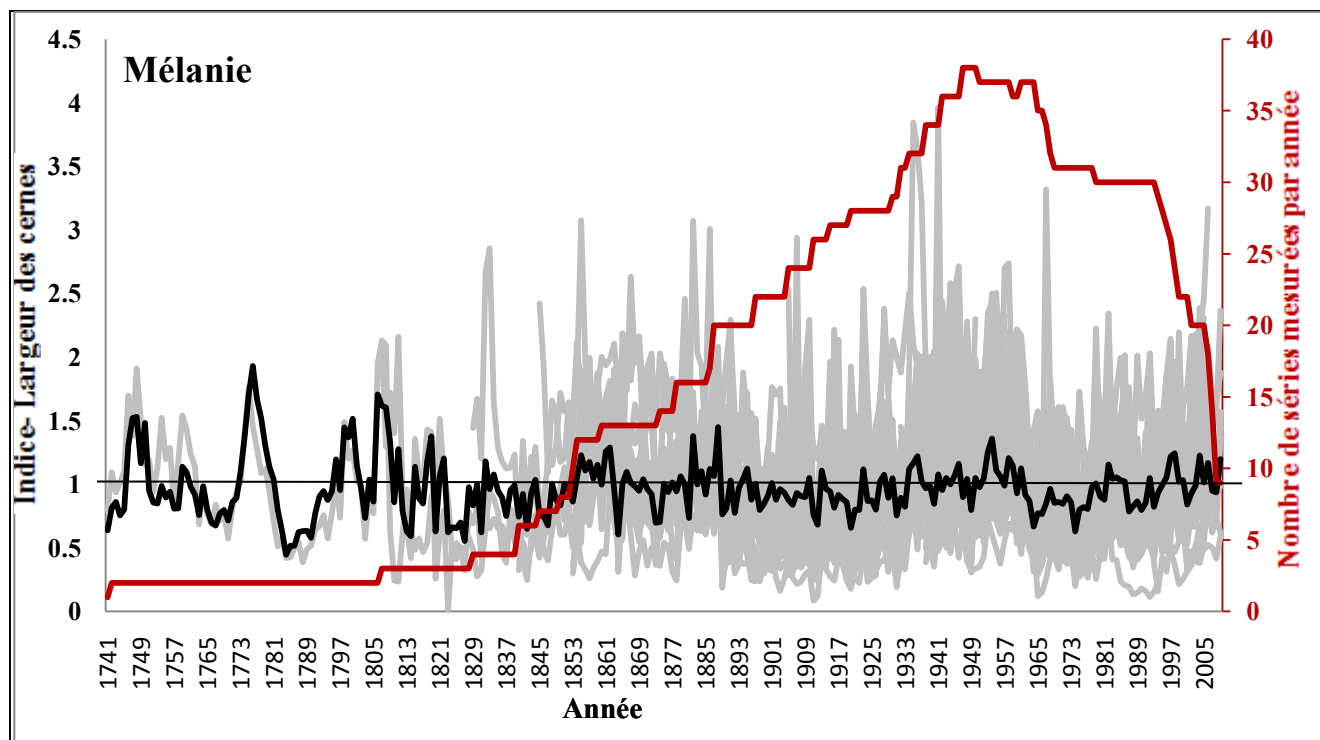


FIGURE 6.2: SÉRIE DES ARBRES PERTURBÉS DU SITE DE MÉLANIE. LE GRAPHIQUE MONTRE LES SÉRIES DE CERNES EN INDIVIDUELLES EN GRIS (TOUS LES ARBRES), LA CHRONOLOGIE MOYENNE DU SITE EST EN NOIR ET LA PROFONDEUR DE DENSITÉ DE L'ÉCHANTILLONNAGE (NOMBRE DES SÉRIES DE CERNES DISPONIBLES POUR CHAQUE ANNÉE) EST EN ROUGE.

La figure 6.2 montre le nombre d'échantillons (rouge) pour chaque année. La chronologie du site Mélanie devient plus fiable après 1850 avec un nombre de cernes ≥ 10 . La réplication des données inhérentes à la construction d'une chronologie moyenne pour un site ou une région est un axiome de la dendrochronologie. De plus, la courbe de croissance doit être enlevée d'une série de cernes avant que la série puisse être utilisée. C'est là que la normalisation (*standardisation*) entre en jeu (Fritts 1976). En plus des tendances d'âge enlevées, la normalisation réduit la largeur des cernes de chaque série d'indices avec une moyenne de 1,0. C'est seulement en comparant une série produite à l'aide de plusieurs échantillons que l'on peut juger de la force de la variabilité et le pouvoir d'une série, et c'est seulement en faisant la moyenne de la série que le bruit peut être réduit ou éliminé. Le rapport signal/bruit est une mesure de l'intensité du signal par rapport au bruit de fond (Wigley et al. 1984). Lorsque l'on parle de signal, c'est la mesure d'un phénomène cherché. Dans notre cas, celle de la perturbation du sol. Pour évaluer dans quelle mesure notre chronologie moyenne reflète un signal commun, la moyenne de la corrélation entre les échantillons peut être calculée (Wigley et al. 1984). La qualité d'une chronologie moyenne peut aussi être évaluée par le calcul de la mesure dans laquelle elle

représente une chronologie hypothétique parfaite (sans bruit) chronologie. Cette mesure est donnée par le signal de la population exprimé (*Expressed Population Signal* (EPS)) qui est défini par :

$$EPS = \bar{R}_N^2 \approx \frac{N\bar{r}}{1 + (N-1)\bar{r}}$$

où \bar{R}_N est le coefficient de corrélation moyen (théorique) entre la totalité des individus d'une population, qui est estimé ici par le coefficient de corrélation moyen \bar{r} entre les N échantillons de cette population (Wigley et al. 1984)

Sur la figure 6.3, nous utilisons l'indice d'EPS pour déterminer l'incertitude accrue dans une chronologie composite de cernes qui se produit lorsque le nombre d'échantillons utilisés pour produire la chronologie est réduit. L'indice EPS est supérieur à 0.75 dès le début des années 1870, signifiant que nous avons environ 75% de signal et 25% de bruit. Dès les années 1904, l'indice augmente à 0.88. En plus, le fait que les sites Mélanie et Charas sont si similaires (leur corrélation moyenne est très élevée) prouve que les deux chronologies ont un signal régional commun fort. Les différences sont dues aux dissimilitudes locales liées à la disposition des sites (pente, ruisseaux, feux de forêt) ou des effets de la perturbation.

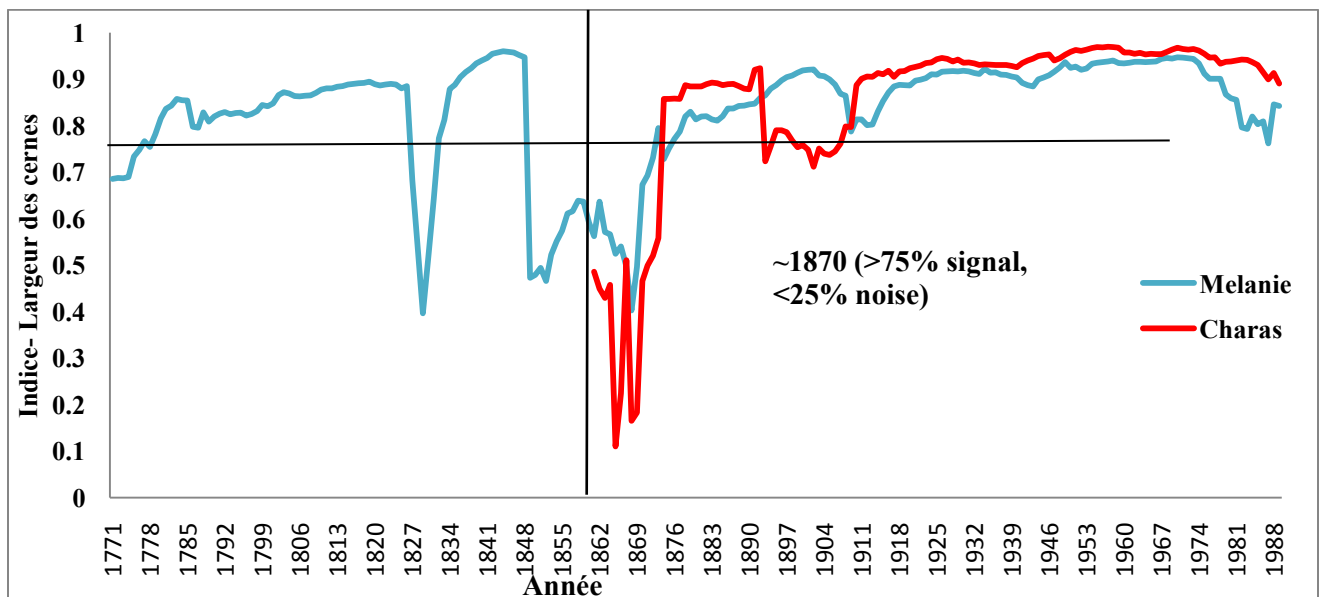


FIGURE 6.3: INDICE EPS, QUI EST LA VALEUR MOYENNE DES SÉRIES CHRONOLOGIQUES CORRÉLÉES, EST SUPÉRIEUR À 0.75 DÈS LE DÉBUT DES ANNÉES 1870.CE QUI SIGNIFIE QUE NOUS AVONS ENVIRON 75% DE SIGNAL ET 25% DE BRUIT. DÈS LES ANNÉES 1904, L'INDICE AUGMENTE À 0.88. LA CORRÉLATION ENTRE LES ÉCHANTILLONS D'UNE SÉRIE SIGNIFIE QUE LA RÉGION A UN SIGNAL FORT.

Dans les recherches dendroclimatiques, une valeur-seuil de $EPS = 0.85$ est généralement utilisée afin de déterminer quelle partie de la chronologie moyenne fiable et régionalement représentative (Wigley et al. 1984). Dans notre cas, une indice EPS de 0.75 (ligne noire) est considéré comme acceptable, car notre recherche ne consiste pas à faire une reconstruction paléoclimatique, mais seulement la datation d'un processus géomorphologique ce qui nécessite un signal un peu moins élevé.

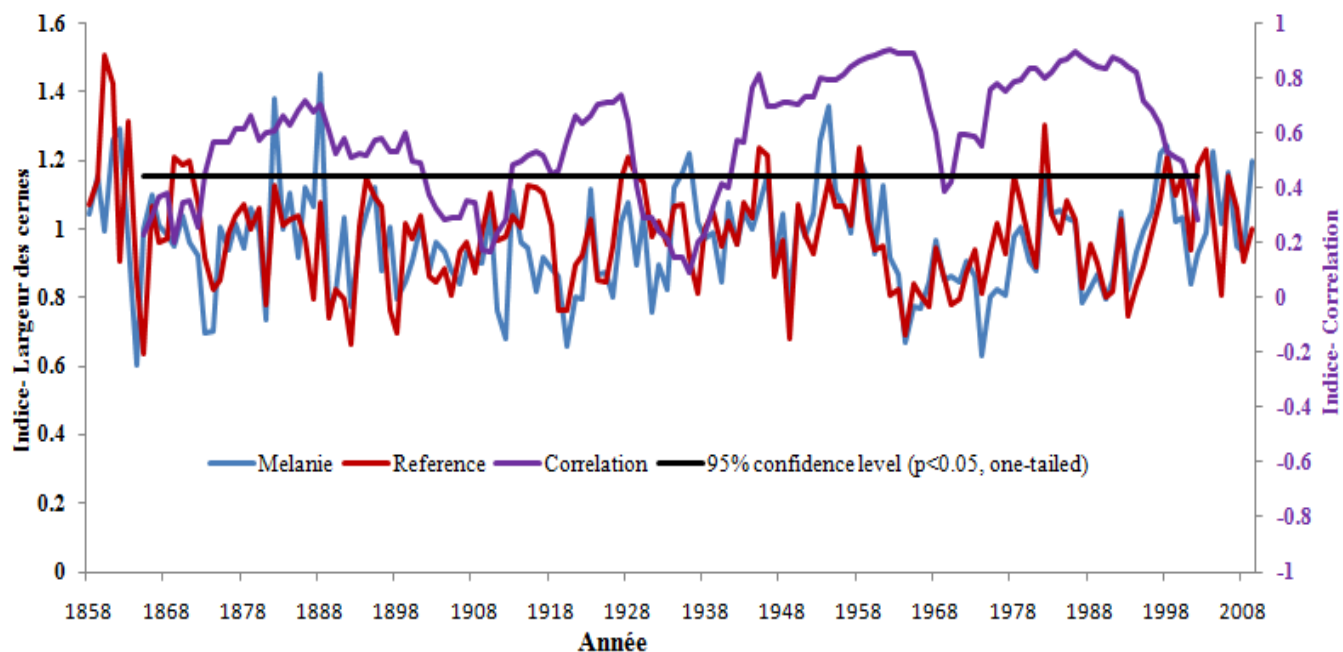


FIGURE 6.4: LE GRAPHIQUE MONTRE LA CHRONOLOGIE MOYENNE DU SITE MÉLANIE (BLEU), LA CHRONOLOGIE MOYENNE DU SITE DE RÉFÉRENCE (ROUGE), UNE LIGNE DE CORRÉLATION ENTRE LES DEUX SÉRIES (MAUVE) AINSI QU'UN INDICE DE CONFIANCE (NOIR).

La figure 6.4 montre la corrélation entre la chronologie composite du site Mélanie et celle du site de référence. Pour une fenêtre de corrélation de 15 ans ($n = 15$), la valeur de corrélation est significatif à un niveau de confiance de 95% ($p < 0,05$, unilatéral) lorsqu'il est supérieur ou égal à 0,44. Pour le site Mélanie, l'indice de corrélation varie entre 0.1 et 0.9. Les années avec un indice de corrélation faible sont 1869 (0.19), 1872 (0.26), 1909 (0.17), 1914 (0.17), 1937 (0.12), 1969 (0.38) et 2002 (0.28). Alors, une de ces années pourrait potentiellement être l'année de création du glissement de terrain associé à une perturbation du sol. Sachant que le glissement de terrain n'apparaissait pas sur les photos aériennes avant celle de 1980, une seule date dans les choix possibles, soit 2002, semble vouloir correspondre à celle de la déstabilisation du sol. La corrélation au cours des intervalles cités plus haut peut être faible soit en raison de perturbations du sol, soit dû au faible nombre d'échantillons.

La chronologie composite du site Mélanie a été calculée par le programme COFECHA à l'aide d'une méthode robuste de calcul de la moyenne que l'on appelle « Tukey's robust bi-weight mean » (Wigley et al. 1984). Cette moyenne robuste est conçue pour être beaucoup moins sensible à l'influence des valeurs aberrantes (*outliers*) dans les séries individuelles que la moyenne arithmétique. Mais s'il y a peu d'arbres qui présentent des signes de perturbations à la suite du glissement de terrain, il se peut qu'ils aient été écartés du calcul de la croissance moyenne par cette méthode, car à chaque étape du calcul dans COFECHA, les valeurs les plus extrêmes ou aberrantes sont éliminées de la série composite qui est formée de tous les échantillons. Donc, bien que cette méthode soit appropriée pour la reconstruction des signaux climatiques, elle peut causer un problème pour notre étude (Fig. 6.6), car nous avons justement besoin de ces données aberrantes pour identifier l'année des perturbations du sol. Alors, il faut modifier l'analyse dendrochronologique afin de regarder les échantillons qui comportent des cernes anormaux. L'analyse du bois de réaction sera alors une bonne méthode qui devrait démontrer une grande différence entre la croissance normale des arbres et celle perturbée.

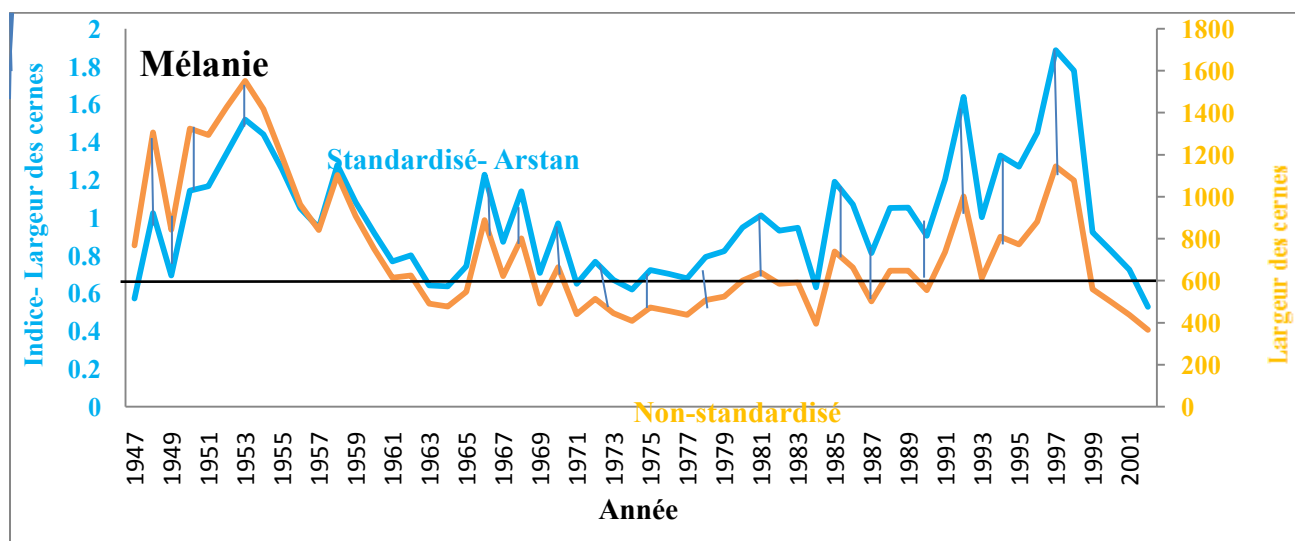


FIGURE 6.5: LE GRAPHIQUE MONTRE UN EXEMPLE D'UN ÉCHANTILLON STANDARDISÉ ET NON STANDARDISÉ. LE TOUT PROUVE QUE NOUS DEVONS STANDARDISER TOUS LES ÉCHANTILLONS AFIN D'ÉLIMINER LES CHANGEMENTS SYSTÉMATIQUES DE L'ARBRE (HAUTEUR DE LA TIGE, GÉNÉTIQUE, ÂGE ET LES CONDITIONS DU SITE) AINSI QUE LES FLUCTUATIONS DES CONDITIONS ENVIRONNEMENTALES. CES CORRECTIONS DE LA LARGEUR DES ANNEAUX DE CROISSANCES SONT TRÈS IMPORTANTES AFIN DE NE PAS CONFONDRE UN STRESS AVEC L'UN OU L'AUTRE DE CES FACTEURS.

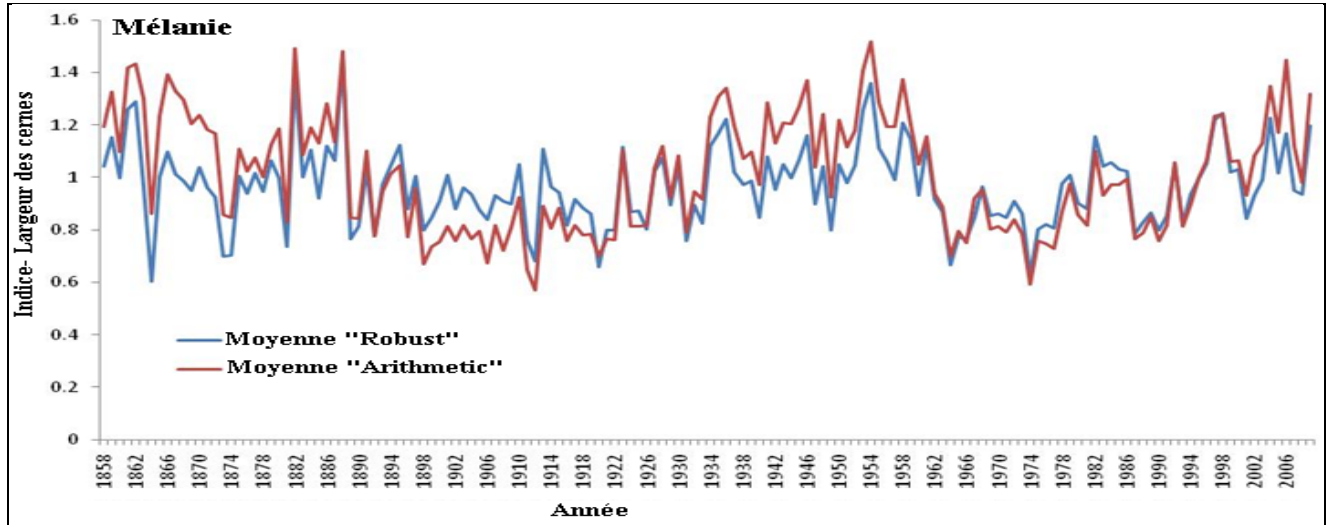


FIGURE 6.6 COFFECHA A PERFORMÉ UNE STANDARDISATION DE LA SÉRIE MÉLANIE DE DEUX FAÇONS DIFFÉRENTES: EN ROUGE, ON PEUT VOIR LA MOYENNE ARITHMÉTIQUE ET EN BLEU, LA MOYENNE ROBUSTE. IL Y A UNE DIFFÉRENCE SIGNIFICATIVE ENTRE LES COURBES.

6.3 ANALYSE DU BOIS DE RÉACTION

La deuxième méthode dendrochronologique est d'observer le bois de réaction dans les arbres perturbés. La majorité des arbres échantillonnés se situent soit au plein centre de la coulée de boue inactive ou à proximité de la coulée de boue actuelle (aux limites). La figure 6.7 montre des exemples de cernes de croissance choisis pour illustrer que sous la force d'une perturbation du sol, les arbres ont connu une modification dans la croissance de leurs cernes annuels. Tous démontrent du bois de réaction, bois plus denses et foncés, et une alternance entre des cernes minces et plus épais (Fritts 1991).

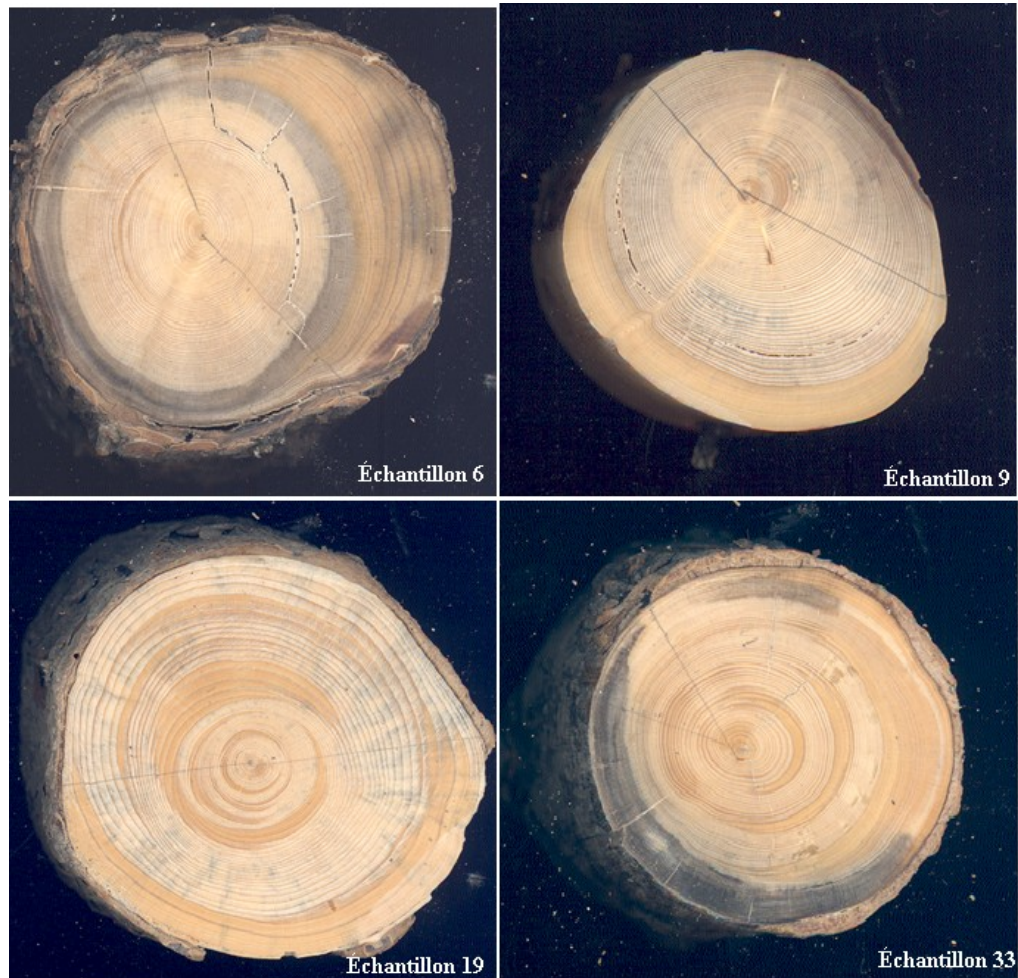


FIGURE 6.7: EXEMPLES DE RÉPONSES À LA PERTURBATION DU SOL ENREGISTRÉES DANS LES CERNES DES DIVERS ÉCHANTILLONS DU SITE DE MÉLANIE

Lorsqu'un mouvement de masse dérange la croissance d'un arbre, des signes évidents seront retrouvés dans la largeur des anneaux de croissance annuelle dans la partie inclinée de l'arbre (Scurfield 1973, Rozell 1995, Huisman 2002, Kokelj et Burn 2003, Lundstrom et al. 2008). Comme précédemment indiqué, un processus géomorphologique, comme un glissement de terrain, peut influencer la croissance des arbres de différentes manières. Les mouvements de masse peuvent provoquer une inclinaison de l'arbre, l'enterrement du tronc, l'exposition de la racine ou une corrasion (dommages à l'écorce) (Scurfield 1973). Un arbre peut répondre à ces événements de diverses façons, comme par la résiliation, la suppression, ou l'augmentation de la croissance des cernes, la croissance du bois de réaction (différentes structures, la morphologie et la couleur des cellules) et par l'excentricité des cernes annuels (Shroder 1978). Lors de mouvement de masse, la croissance du bois de réaction, et la croissance consécutive du bois excentrique sont causées par l'inclinaison.

L'excentricité des cernes annuels peut donc être utilisée pour identifier l'année de basculement, et donc dater l'activité le glissement de terrain (Alestalo 1971), ce que démontre justement la figure 6.8.

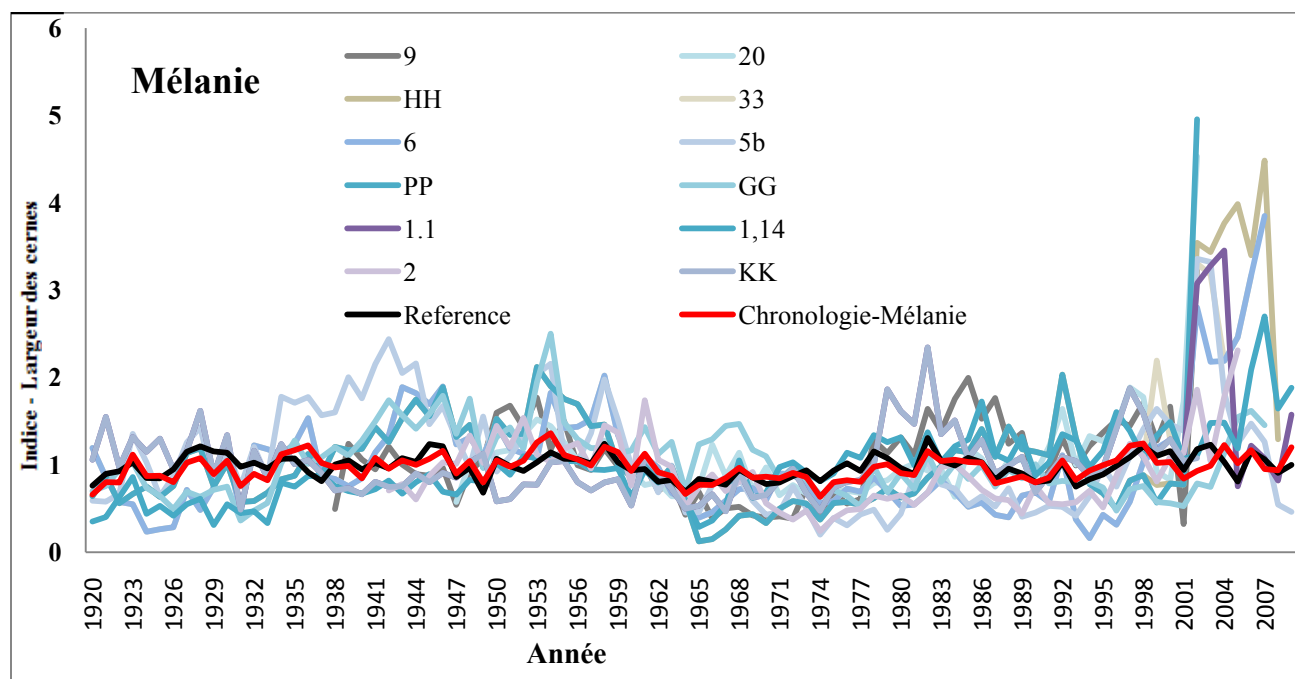


FIGURE 6.8: ARBRES PERTURBÉS (12) DU SITE MÉLANIE QUI PRÉSENTAIENT DU BOIS DE RÉACTION ENTRE 2002 ET 2007. LE GRAPHIQUE MONTRE LES ÉCHANTILLONS PERTURBÉS EN BLEU, GRIS ET MAUVE, LA CHRONOLOGIE MOYENNE DE LA SÉRIE DU SITE EN ROUGE ET LA CHRONOLOGIE DU SITE DE RÉFÉRENCE EN NOIR.

Il est difficile de voir les indices et les signes de perturbations dans les anneaux des arbres perturbés à l'aide d'une chronologie moyenne du site. La figure ci-haut qui montre les anomalies de croissance pour des arbres individuels (Fig.6.8). En comparant la série des arbres non perturbée (ligne noire) avec celle des 12 arbres qui présentent du bois de réaction (lignes bleu, grises et mauves ; 30 de tous les arbres perturbés), il est incontestable de voir des changements dans la croissance de ces arbres après 2001. Dans les arbres perturbés, une augmentation soudaine de la largeur des anneaux est évidente, par rapport à la normale la croissance des arbres non perturbés. Dans certains cas, les arbres récupèrent leur croissance régulière quelques années plus tard, comme ce fut le cas pour les échantillons HH, 1.1, 1.14 et 6. Parfois, l'effet de la hausse de la croissance a été si fort que les arbres n'ont jamais retrouvé leur croissance régulière ou bien ils en sont décédés subitement (PP, 2, 9) ou quelques années plus tard (5, KK). Il existe alors une corrélation entre la soudaine augmentation des cernes de croissance annuels et les années 2000. Le graphique suggère que c'est vers l'année 2002 que le glissement aurait produit une anomalie dans les anneaux des arbres perturbés.

6.4 L'ANALYSE DE L'ANNÉE DE MORTALITÉ DES ARBRES PERTURBÉS

Lorsqu'un événement d'une assez grande importance se produit, comme une coulée de boue, il y a de fortes probabilités que ce dernier entraîne la mort soudaine des arbres qui se trouvent sur son passage. Nous avons retrouvé un certain nombre d'arbres enfouis par la coulée de boue. Il s'agit de troncs totalement ou partiellement enrobés de sédiments argileux et limoneux qui ont totalement été conservés. Nous avons déterré cinq arbres enfouis pour le site Mélanie. En nous basant sur l'année de mortalité des arbres perturbés par le mouvement de masse, nous sommes en mesure d'effectuer certaines observations particulières (Fig.6.9) Sur les 38 arbres échantillonnés du site Mélanie, 10 arbres (26%) sont décédés en 2002 (rose : 4, 7, 9, 11, 13, 19, 20, EE, KK et PP) et 6 arbres (18%) non en 2007 (gris : 4b, 5, 6, 9, 33, GG). Si l'on compare l'année de mortalité avec leur position, il faut dire qu'elle est assez fiable. Dans la partie Nord et la plus élevée du glissement, soit la section la plus près du mur de retrait, 14 arbres (37%) étaient encore en vie lors de l'échantillonnage en 2009. Nous étions conscients que ces arbres étaient encore en vie et qu'ils ne seraient pas utiles pour l'analyse de la mortalité des arbres, mais ils nous étaient importants, car ce site présentait peu d'arbres, et il nous fallait un minimum de 35 arbres pour reconstruire la chronologie de ce site. De plus, dans ce site, seulement 3 arbres (9, PP et KK) ont été déracinés, soit retrouvés vers la fin de la coulée de boue et non à leur position initiale. Cette partie du glissement était beaucoup plus inclinée, présentant un sol abrupt et contenant un gros chenal actif depuis 2009 d'un mètre de profondeur. De plus, ces 3 arbres sont morts à la même année, soit 2002. Donc, pour cette troisième méthode dendrochronologique, l'année 2002 semble encore ressortir.

6.5 DISCUSSION ET CONCLUSION

Pour le site Mélanie, les analyses dendrogéomorphologiques ont permis la reconstruction d'une chronologie pour la période de 1858 à 2009. La comparaison de cette chronologie avec celle d'arbres de référence (non affectés) montre peu de dates susceptibles de représenter la date de création du glissement de terrain. La seule qui semble plausible est 2002.

En se basant sur la mort des arbres pour la période de 1858 à 2009 et le bois de réaction, il semble que l'année 2002 soit celle de l'année du glissement qui a mis en place la coulée de boue qui s'étale dans le fond de la vallée. Cette possibilité est envisageable, car en 2002, une anomalie dans la croissance des arbres a été enregistrée avec une soudaine augmentation dans leurs cernes de croissance

pour la partie inclinée de l'arbre. Cette anomalie s'est manifestée, dans plusieurs cas, jusqu'en 2007 (Fig.6.10). Lorsqu'un évènement est dévastateur, il est fréquent de voir que les arbres ne retrouveront pas leur croissance normale tout de suite après son passage; quelques années peuvent s'écouler avant que l'arbre retrouve une croissance normale.

En dernier lieu, la fiabilité de la reconstruction chronologique du glissement peut être considérée comme élevée en raison du grand nombre d'arbres présentant des signes de perturbations. De la même façon, l'étendue spatiale des événements sur le terrain semble être très fiable; la région n'était donc pas trop grande pour cette analyse.

De plus, pour expliquer la basse fréquence dans les corrélations entre la série des arbres perturbés et non perturbés, nous pouvons éliminer la possibilité que ce soit une erreur lors de l'analyse dendrochronologique. Nous avons utilisé COFECHA (Cook 1985) pour nous assurer qu'il n'y avait pas d'erreur dans les séries. Cependant, même si un, deux, ou trois séries ont été dans l'erreur, ils n'auraient pas un effet majeur sur la chronologie moyenne qui est définie par le plus grand nombre (~ 50 séries pendant quelques années). En outre, la moyenne robuste, utilisée dans ARSTAN, n'est pas affectée par les valeurs aberrantes. Donc, même si nous avons quelques séries dans l'erreur, cela n'aurait pas eu un impact significatif sur la chronologie moyenne.

De façon générale, la corrélation entre la chronologie des arbres perturbés et celle des arbres non perturbés (référence) est parfois élevée (> 0.8), et parfois faible (< 0.4). Les années de faible corrélation comme 1938 correspondent peut-être à des perturbations du terrain dont la trace au sol était trop faible pour être visible sur les photos aériennes antérieures à 1980. C'est à peu près tout ce que l'on peut conclure.

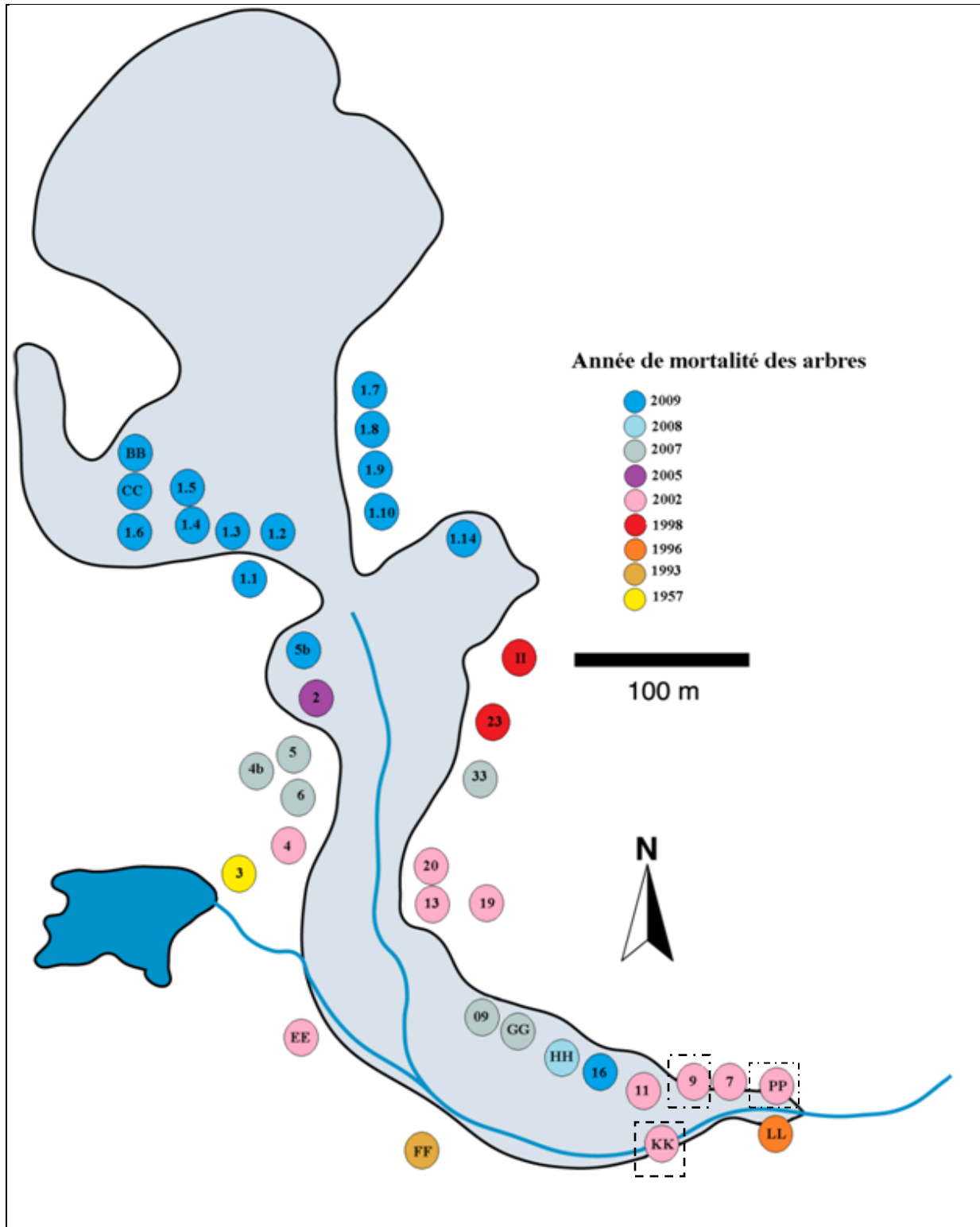


FIGURE 6.9 ANALYSE DENDROCHRONOLOGIQUE DU SITE MÉLANIE, MONTS RICHARDSON, TERRITOIRES DU NORD-OUEST (LE CHIFFRE REPRÉSENTE LE NUMÉRO DE L'ÉCHANTILLON ET LES ÉCHANTILLONS ENCADRÉS LES ARBRES RETROUVÉS DÉRACINÉS).

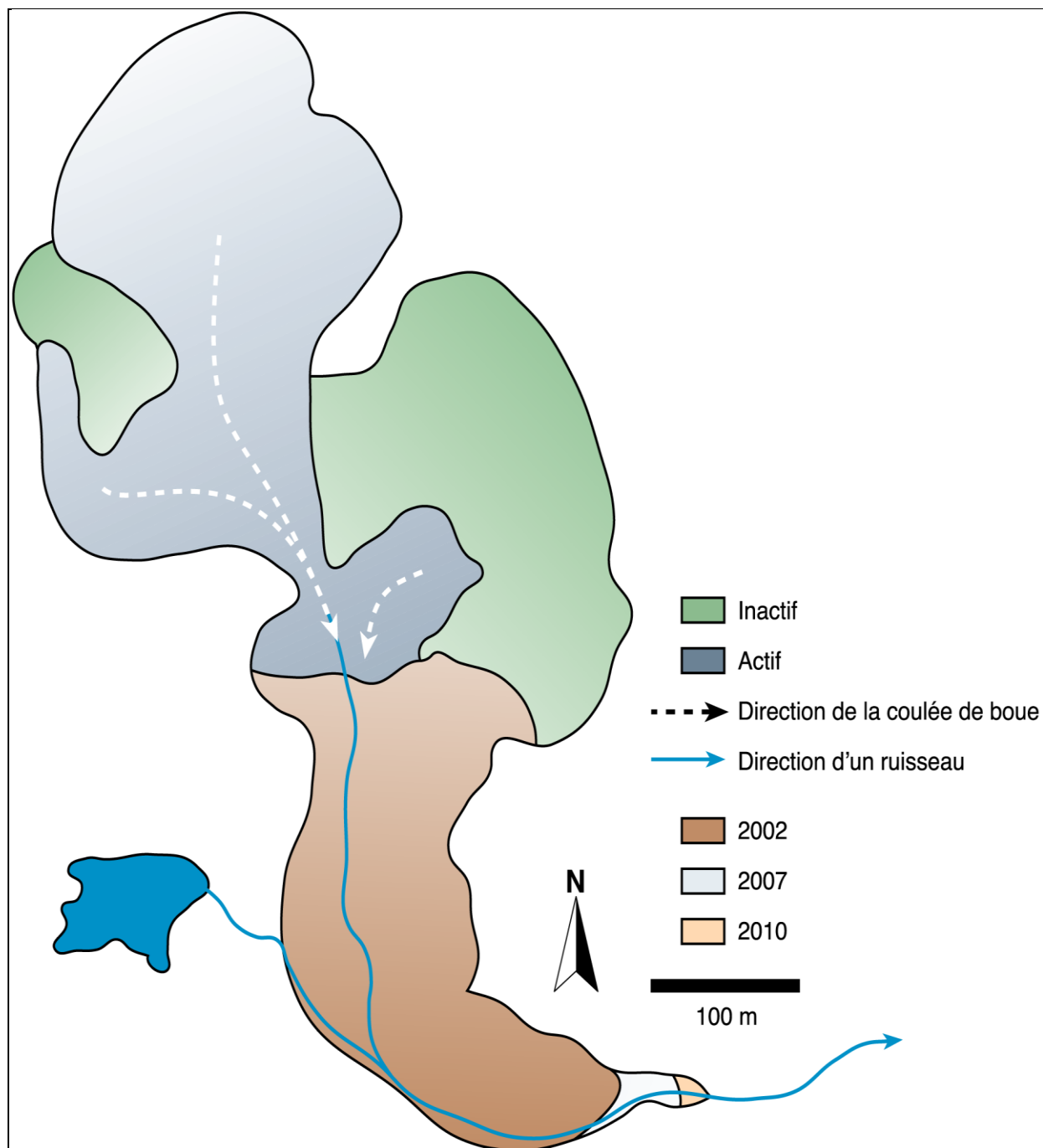


FIGURE 6.10: ANALYSE DENDROCHRONOLOGIQUE DU SITE MÉLANIE, MONTS RICHARDSON, TERRITOIRES DU NORD-OUEST

CHAPITRE 7 : LE SITE DES CHARAS : RÉSULTATS DE L'ANALYSE DENDOCHRONOLOGIQUE

Dans ce 7^e chapitre, nous allons discuter des résultats des analyses dendrochronologiques du glissement de terrain du site des Charas. Beaucoup plus gros, complexe et mobile, ce glissement de terrain diffère de celui du site Mélanie. Nous avons pu créer une interprétation du glissement à l'aide des analyses des cernes de croissance, de bois de réaction et de l'année de mortalité enregistrée par les arbres enfouis par la coulée de boue.

7.1 INTRODUCTION

Le site des Charas est beaucoup plus vaste que le site Mélanie. C'est un site qui est plus ancien aussi : la photo interprétation nous a indiqué que le début de l'activité remonte à 1952 au moins, et ensuite on a pu retracer les étapes du retrait. Donc, on peut supposer qu'il y a eu un glissement catastrophique à une période du milieu du XX^e siècle, puis un retrait progressif du mur de retrait. Les sédiments ont donc sûrement enfoui de manière à peu près continue des arbres depuis au moins 60 ans. C'est une situation assez différente du site Mélanie qui n'aurait eu qu'un ou deux glissements catastrophiques suivis d'une libération modérée de sédiments alimentant la coulée de boue. Le but de l'analyse dendrochronologique du site des Charas est de vérifier comment l'analyse s'accorde avec la dynamique supposée de ce site. Alors encore une fois, l'analyse dendrochronologique se fera à l'aide de 3 méthodes :

- 1) Regarder l'analyse des cernes de croissance entre les arbres perturbés et non perturbés
- 2) Examiner les bois de réaction (provoquée par l'inclinaison des arbres par des perturbations)
- 3) Analyser l'année de mortalité des arbres perturbés.

7.2 ANALYSE DE LA COURBE DE CROISSANCE

Pour les arbres perturbés par le glissement de terrain du site des Charas, nous avons sélectionné un total de 35 arbres. L'âge moyen des arbres qui présentaient des signes évidents causés par le glissement de terrain, (soit une inclinaison, des blessures, de l'écorce manquante) des arbres déracinés et autres, est de 83.8 ans.

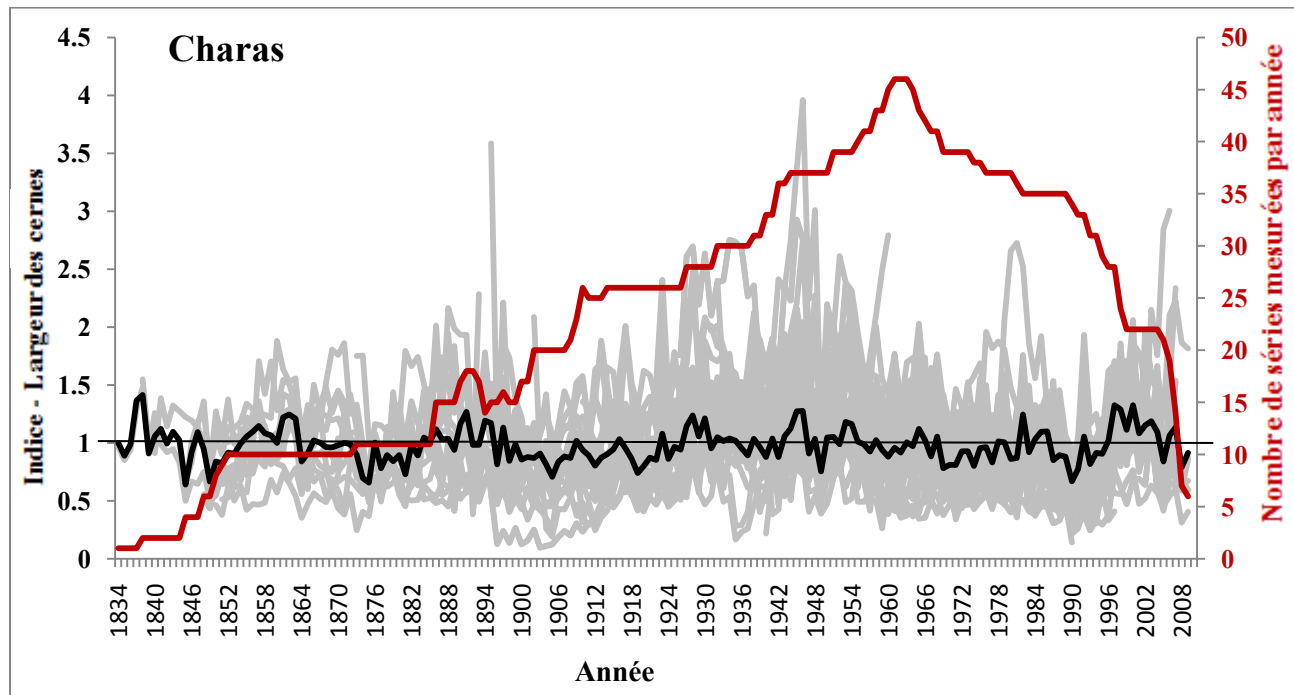


FIGURE 7.1: SÉRIE DES ARBRES PERTURBÉS DU SITE DES CHARAS. LE GRAPHIQUE MONTRE LES SÉRIES DE CERNES EN INDIVIDUELLES EN GRIS (TOUS LES ARBRES), LA CHRONOLOGIE MOYENNE DU SITE EST EN NOIR ET LA PROFONDEUR DE DENSITÉ DE L'ÉCHANTILLONNAGE (NOMBRE DES SÉRIES DE CERNES DISPONIBLES POUR CHAQUE ANNÉE) EST EN ROUGE.

La figure 7.1 montre le nombre d'échantillons (rouge) pour chaque année. Nous avons beaucoup d'échantillons (série individuelles en gris) ce qui est nécessaire afin de bien définir la chronologie moyenne (en noir). La chronologie du site des Charas devient elle aussi très fiable autour des années 1850 avec une densité d'échantillon de 10 ou plus. Nous pouvons alors commencer à analyser les échantillons vers les années 1850. De plus, si nous voulions être plus vigoureux dans la méthode, l'indice d'EPS démontré au chapitre précédent, nous indique dès l'année 1874, que les arbres ont enregistré et possède un signal fort, soit un signal 75% et 25% de bruit. Cet indice est suffisant pour capter toute perturbation de sol que la région aurait pu subir.

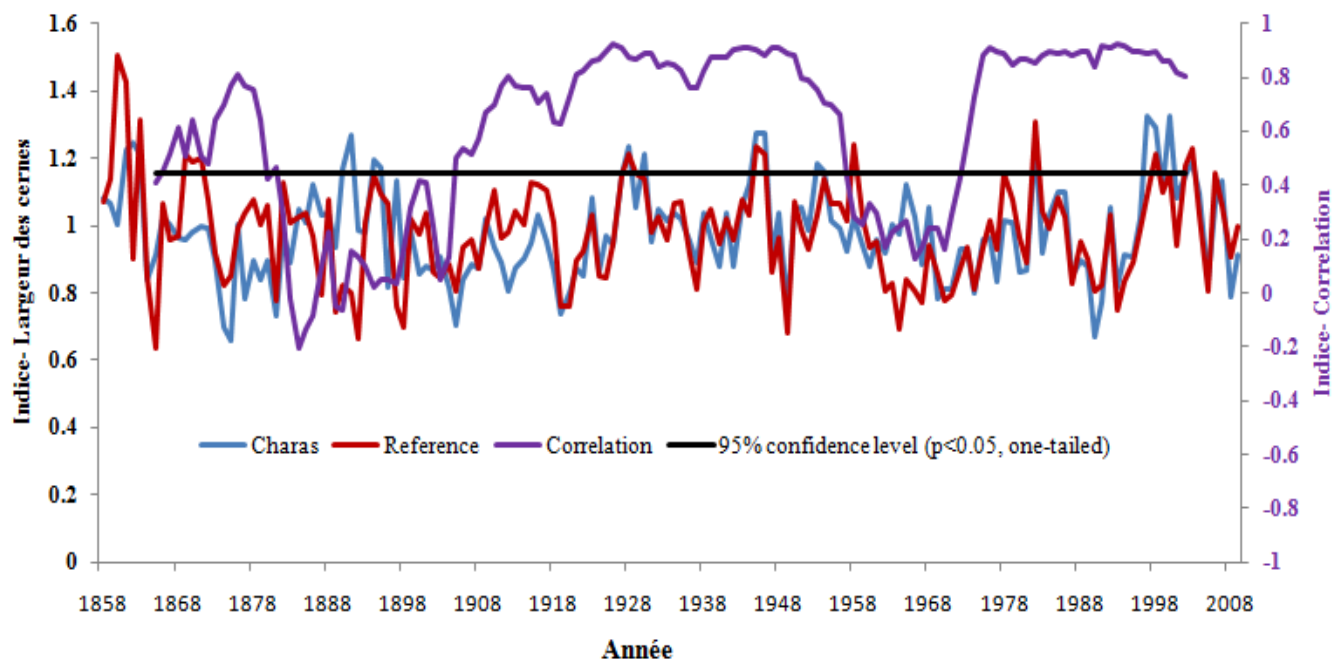


FIGURE 7.2: LE GRAPHIQUE MONTRE LA CHRONOLOGIE MOYENNE DU SITE DES CHARAS (BLEU), LA CHRONOLOGIE MOYENNE DU SITE DE RÉFÉRENCE (ROUGE), UNE LIGNE DE CORRÉLATION ENTRE LES DEUX SÉRIES (MAUVE) AINSI QU'UN INDICE DE CONFIANCE (NOIR).

La figure 7.2 montre que la corrélation entre la chronologie des arbres perturbés et non perturbés du site des Charas est variable. Elle est particulièrement élevée de 1868 à 1878, mais diminue fortement à 0,2 des 1885 et reste assez basse (non significative) jusqu'à 1900 avant de remonter à 0.8 en 1915 et chuter à nouveau entre 1958 et 1972. La cause de la chute de la croissance entre 1958 et 1970 est également inconnue, mais elle pourrait être liée à une perturbation du sol, car nous avons vu précédemment que le mur de retrait du site des Charas avait reculé en 1952 et 1970. La figure 7.2 ne montre pas une chute de croissance au site des Charas entre 1958 et 1970 ; au contraire, les anomalies de croissance sont à peu près stables (indice moyen ~1). C'est la courbe de référence qui montre une chute de croissance (indice baissant de 1.3 à 0.7), ce qui explique la baisse de corrélation entre les deux séries durant cette période. Les photographies aériennes nous indiquent que le site du glissement actuel ne s'était pas encore formé sur les images précédant celle de 1952. Alors, une année ultérieure à 1952 serait la plus plausible. Toutefois, la corrélation entre 1944 et 1952 est très élevée, soit entre 0.9 et 0.7. Mais ce qui compte, c'est que la chute de corrélation commence vers 1952, ce n'est pas ce qui précède. D'autres analyses dendrochronologique sont alors nécessaires.

7.3 ANALYSE DU BOIS DE RÉACTION

La deuxième méthode dendrochronologique est l'analyse du bois de réaction. Le glissement de terrain du site des Charas ou la coulée de boue qui en découle ont été suffisamment puissants pour tuer les arbres qui se trouvaient sur son passage (Schweingruber 1988 et 1996). Lorsqu'un arbre est bousculé par une instabilité du sol, la partie inclinée de l'arbre enregistrera du bois de réaction (Scurfield 1973, Zoiltai 1975, Shroder 1978, Fig. 7.3). Ce bois dense et plus foncé est un bon indice pour retracer l'histoire d'un arbre (Stoffel et al. 2010). En remontant à ces cernes plus larges, nous pouvons dater le glissement de terrain et voir s'il y a eu plusieurs coulées de boue après sa création. La courbe de référence (qui a pour but d'enlever les valeurs aberrantes de tous les arbres perturbés) est arrivée à nous montrer des données significatives. Sur la Fig. 7.2 il y a une baisse très significative du niveau de corrélation entre la série des Charas et la série de référence qui s'amorce vers le début des années 1950 et dure jusqu'en ~1970. On sait que le glissement ne s'est pas produit avant 1952, mais quelque temps après. Alors nous supposons que le déclenchement initial a eu lieu quelque part entre 1952 et 1970, ce qui concorde avec les photos aériennes. Ce résultat me semble significatif, et les analyses subséquentes l'appuient.

Le but de cette étude est de déterminer l'année de création d'un phénomène géomorphologique, soit un glissement de terrain. Une autre façon d'obtenir des résultats positifs est de séparer les arbres qui contiennent des valeurs aberrantes de la moyenne. Alors, en créant un graphique avec les arbres présentant du bois de réaction, nous augmentons nos chances de succès. En effet, lorsque nous avons séparé les arbres présentant du bois de réaction de la série moyenne, des résultats sont apparus.

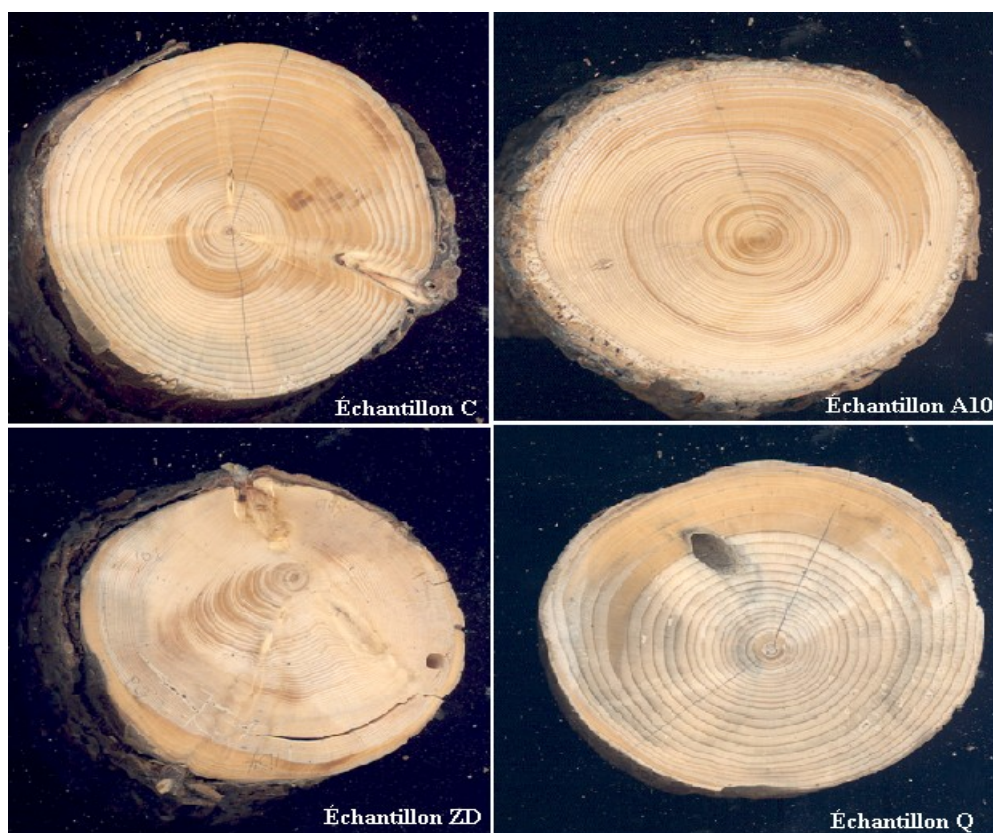


FIGURE 7.3: EXEMPLE DE LA RÉPONSE À LA PERTURBATION DU SOL ENREGISTRÉE DANS LES CERNES DES DIVERS ÉCHANTILLONS DU SITE DES CHARAS.

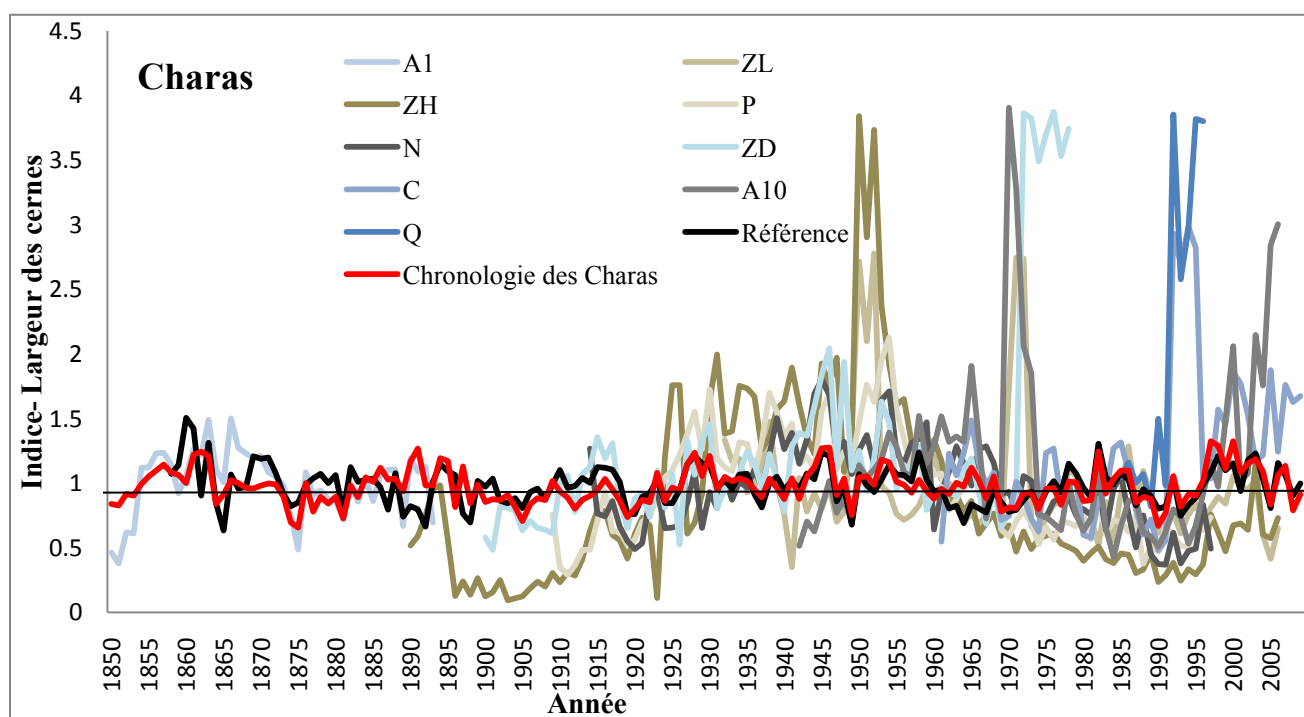


FIGURE 7.4: ARBRES PERTURBÉS DU SITE DES CHARAS. PEU D'ARBRES PRÉSENTAIENT DU BOIS DE RÉACTION. CES 9 ÉCHANTILLONS MONTRENT UNE SOUDAINE AUGMENTATION DE LA LARGEUR DES CERNES DE CROISSANCE EN 1950, 1972, 1990 ET 2006.

Suivant la même idée des arbres perturbés du site Mélanie, la figure 7.3 a été construite afin d'identifier les anomalies survenues dans la croissance des arbres perturbés du site des Charas. Il est à mentionner que seuls 9 arbres ont présenté du bois de réaction (soit 35% de tous les arbres échantillonnés). Deux observations sont à remarquer ici. Premièrement, un arbre (ZH) a subi une forte suppression de sa croissance entre 1891 et 1911, pour des raisons inconnues. Deuxièmement, plusieurs arbres (dont ZH) ont montré des périodes d'augmentation simultanée et subite dans leurs cernes de croissance après 1950. En 1950, 3 échantillons présentent un soudain accroissement de leurs cernes (ZH, ZL et N), 3 échantillons (A10, ZD, ZL) en 1972, 2 échantillons en 1992 (Q et C) et 2 échantillons en 2000 (A10 et C). Dans certains cas, l'effet de la perturbation n'a duré que quelques années, de sorte que les arbres (C, ZH, ZL et P) ont pu retrouver leur croissance régulière. Dans un autre cas, l'effet de l'augmentation des cernes a été si fort que de sorte que l'arbre n'a pu retrouver sa croissance régulière, car il est décédé suite à la perturbation si intense (Q, ZD, A10). La durée moyenne entre le déclenchement des périodes successives et la fin de l'inclinaison est trop différente d'un arbre à l'autre. Il n'y a pas nécessairement eu un seul événement qui devrait avoir affecté tous les arbres simultanément. Il peut très bien y avoir une perturbation en 1950 qui a affecté ZH et ZL, puis une autre en 1970 qui a affecté ZH, ZL et ZD, etc. Ce sont des suppositions valides.

7.5 ANALYSE DE L'ANNÉE DE MORTALITÉ DES ARBRES PERTURBÉS

La troisième méthode dendrochronologique est l'analyse de l'année de mortalité des arbres perturbés du site des Charas. L'objectif était d'établir l'âge des glissements d'après les dates de mortalité. Aussi, il est très probable qu'avec la fonte de la glace massive dans le mur de retrait, que les arbres surplombant ce mur seront dorénavant tombés et transportés dans le plancher. À première vue, nous pouvons dire que la coulée de boue a eu un effet sur les arbres, car un certain nombre de troncs étaient totalement ou partiellement enrobés de sédiments argileux et limoneux. De plus, nous avons déterré quelques arbres enfouis dans le sol.

La figure 7.5 montre l'analyse dendrochronologique représentant l'année de mortalité des arbres échantillonnés du glissement de terrain du site des Charas. Le graphique illustre que les 35 échantillons ne sont pas morts au même moment. Les années de mortalité des arbres perturbés varient entre 1894 et 2009. Neuf échantillons sont morts en 2009 (26%), sept en 2006 (20%), quatre en 2007 (11%), cinq en 1997 (14%) et le reste après 1997. Les échantillons A à F proviennent d'arbres surplombant le mur de

retrait et qui sont tombés, mais qui ne sont pas nécessairement morts aussitôt comme montre le graphique, car leur année de mortalité est associée à 2009, l'année au cours de laquelle nous avons échantillonné ces arbres. L'explication est simple : les racines des arbres ont la capacité d'emmagasiner des nutriments pour permettre à l'arbre de survivre une certaine période de temps (Scurfield 1973, Bodoque et al. 2006). Les échantillons encerclés dans le graphique représentent les troncs des arbres ensevelis par la coulée de boue d'au moins 20 centimètres, et qui se situaient à la limite de la zone touchée par la coulée de boue (M, N, P, Q, U et Y). Trois de ces arbres sont décédés en 1997, un en 1994 et l'autre en 2006. Les échantillons encadrés étaient majoritairement situés dans le milieu de la coulée de boue inactive et dans le lit d'un ancien chenal. Les racines de ces arbres étaient exposées et leur tronc adoptant une position horizontale (A1, A8, A10, A11, A12, A13, A14, ZD et ZK). La majorité de ces arbres sont décédés en 2007 ou 2009, mais les échantillons choisis ont une date de mortalité assez jeune; soit 1894, 1897, 1916, 1968, 1975 et 1978. Ceci signifie potentiellement que le glissement de terrain du site des Charas a été, et est encore très actif : il a transporté des arbres le long du versant. Pour leur part, les arbres de la série Z se retrouvaient vers la fin de la coulée de boue, dans un terrain beaucoup plus accidenté où les arbres étaient situés sur les côtés de la coulée qui était beaucoup plus restreinte. En résumé, avec cette analyse de la mort des arbres avec la figure 7.6, qui une interprétation de la coulée de boue, on peut voir que la coulée de boue a affecté plusieurs arbres, et en a tué quelques-uns. Enfin, s'il est vrai qu'on ne peut pas nécessairement donner une date unique pour le glissement de terrain, c'est peut-être tout simplement parce qu'il n'y a pas de date unique, mais une série d'événements successifs que l'on peut au moins encadrer dans le temps.

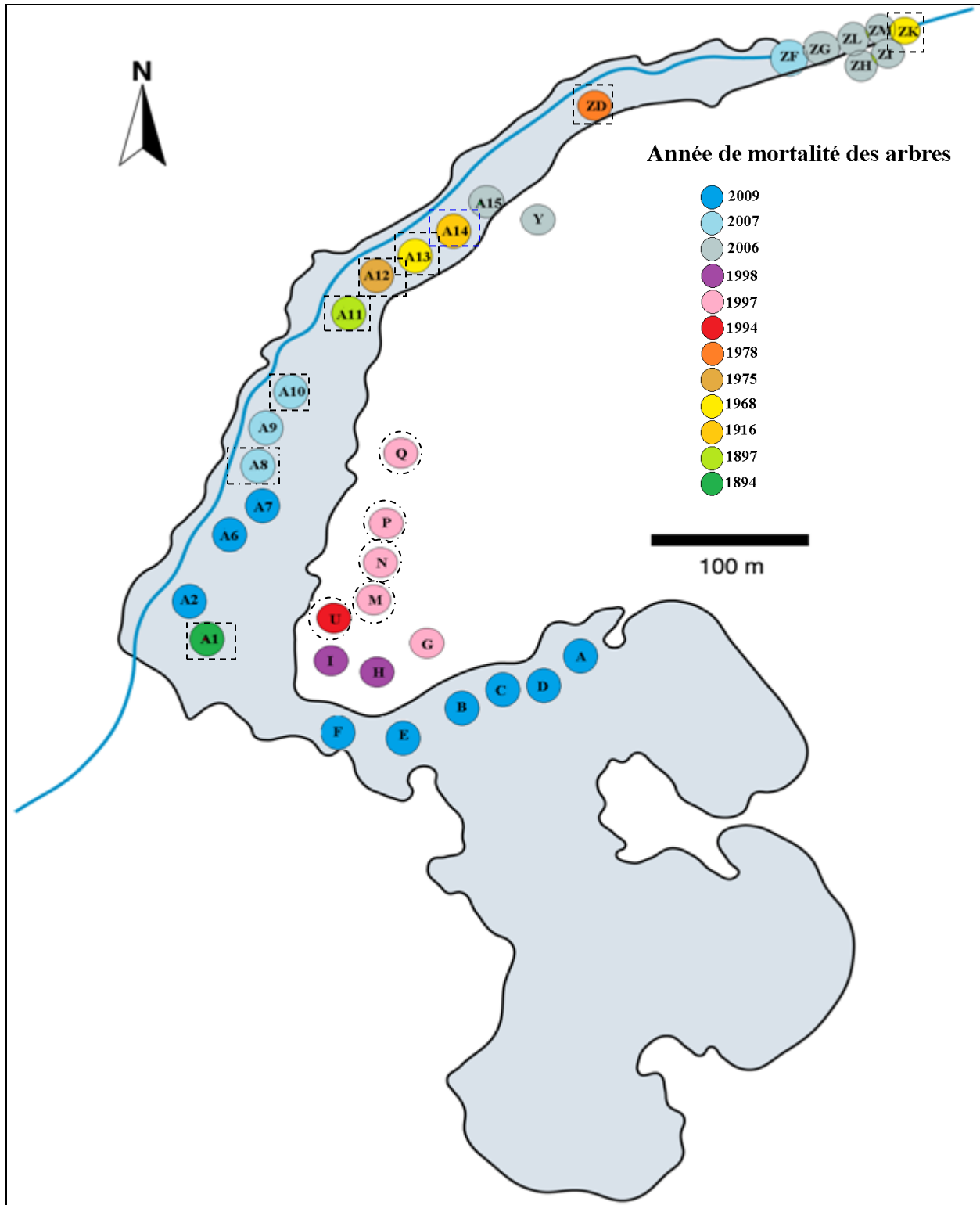


FIGURE 7.5: ANALYSE DENDROCHRONOLOGIQUE DU SITE DE CHARAS, MONTES RICHARDSON, TERRITOIRES DU NORD-OUEST (LA LETTRE OU LE CHIFFRE REPRÉSENTE LE NUMÉRO DE L'ÉCHANTILLON, UN CARRÉ; UN ARBRE ENFOUI ET DÉRACINÉ ET UN CERCLE; UN ARBRE ENFOUI PAR LA COULÉE DE BOUE).

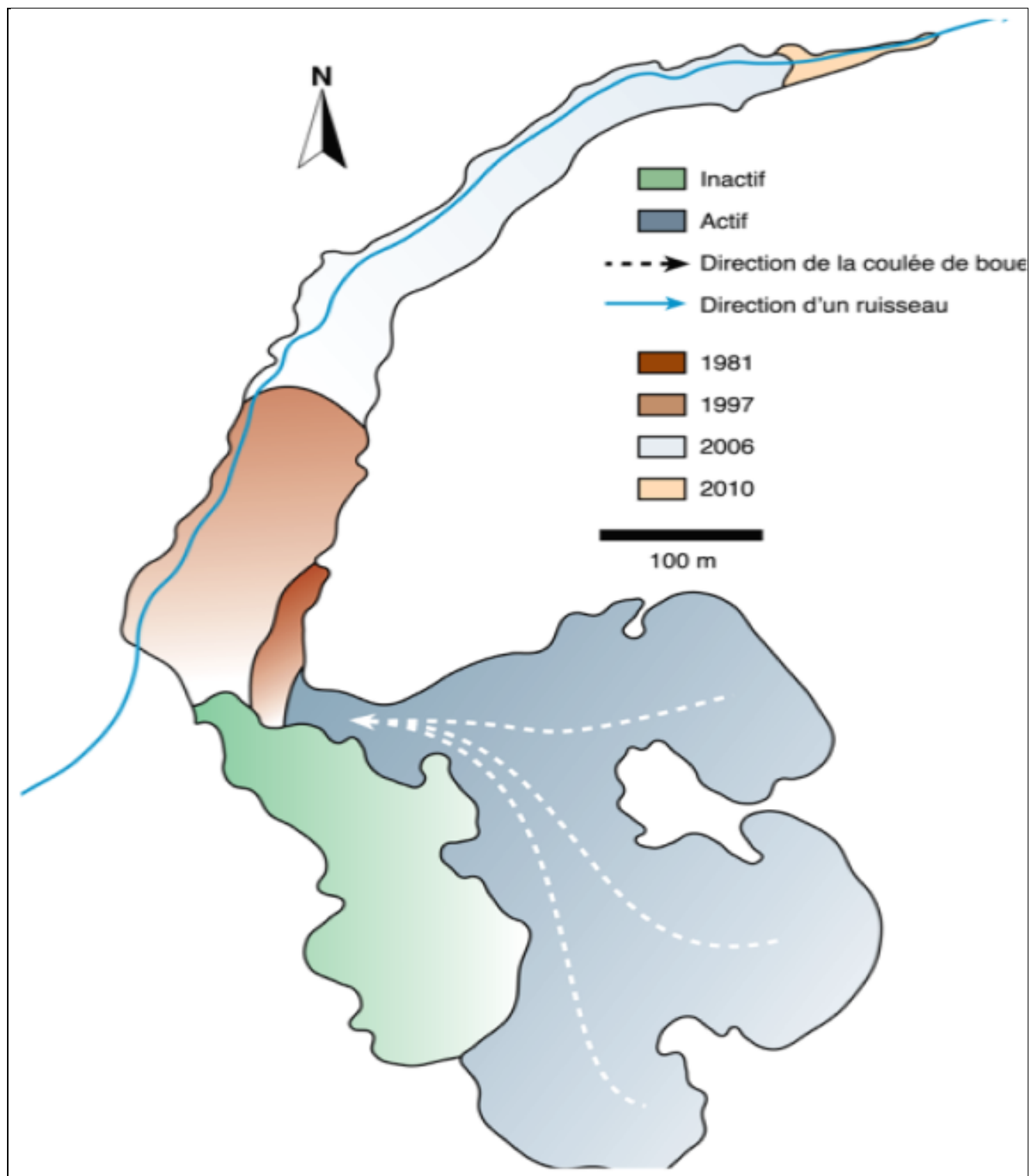


FIGURE 7.6: ANALYSE DENDROCHRONOLOGIQUE DU SITE DES CHARAS, MONTES RICHARDSON, TERRITOIRES DU NORD-OUEST.

7.5 DISCUSSION

Nous pouvons affirmer que le terrain du site des Charas a été perturbé à plusieurs reprises depuis sa formation (période de 1858 à 2009). L'année de la formation exacte du site des Charas est difficile à trouver. Nos résultats indiquent qu'entre 1884 et 1900, les cernes des arbres ont enregistré une baisse de la croissance des arbres et une faible corrélation entre la série de référence et la série des arbres perturbés du site (entre 0.1 et -0.2), ce qui pourrait indiquer qu'un glissement de terrain ait été formé pendant ces années. Toutefois, en sachant que le glissement actuel n'était pas présent sur les photographies aériennes de 1944, il faut supposer que c'est peut-être un autre glissement qui a perturbé la croissance des arbres. L'analyse du bois de réaction et celle de l'année de mortalité des arbres montrent l'efficacité de la coulée de boue et sa perturbation sur les arbres. Il y a des signes qui montrent qu'en 1950, 1972 et dans les années 2000, la stabilité et la position des arbres ont été dérangées. Pourtant, il semble que les arbres croissants dans des endroits touchés par la coulée de boue; soit en plein centre du plancher, sont décédés trop tôt pour montrer des perturbations dans leurs cernes; soit avant 1950.

7.6 CONCLUSION

La reconstruction dendrogéomorphologique du glissement de terrain et de sa coulée de boue du site des Charas, près de Fort McPherson, T.N.O, a été limitée par divers éléments. Principalement, l'âge relativement jeune des arbres a joué un rôle sur la datation du glissement. Même si nous avons identifié quelques arbres de plus de 200 anneaux, certains arbres ont germé pendant seulement 30 ans et même moins. Un autre problème survenu lors de l'analyse dendrochronologique est que la moelle de certains échantillons était pourrie, ce qui devient impossible d'évaluer l'âge réel de l'arbre. De plus, en raison de la haute teneur en eau et la quantité limitée de matériaux abrasifs, les arbres dans le sens de l'écoulement n'ont pas toujours représenté des signes de perturbation au cours d'une année en particulier, même si nous sommes convaincus qu'ils doivent avoir été localisés dans la zone touchée par l'événement. Par conséquent, il est très probable que les arbres influencés par l'action de l'eau ou de la boue n'ont pas tous réagi lors de la perturbation. Si l'événement géomorphologique avait été une coulée de débris ou un affaissement rocheux, les résultats auraient été forts différents et un plus grand nombre d'arbres auraient représenté ces événements dans ces anneaux de croissance.

Aussi, nous pensons que la dendrochronologie n'est pas arrivée à complètement tracer l'histoire du glissement de terrain du site des Charas en raison du nombre limité de dépôts laissés sur le terrain ainsi

qu'une répartition spatiale un peu grande. Par contre, le terrain semble avoir été l'objet de nombreux bouleversements de sa pente avant l'arrivée des coulées de boue récente. En dernier, il y a une zone assez importante qui est en voie de colonisation, ce qui signifie que les arbres qui étaient à priori dans cette section n'existent plus. Avoir retrouvé ces arbres sur le site, nous aurions avec certitude des évidences claires de la perturbation initiale dans les cernes annuels de croissance, car cette section est la première à avoir subi une instabilité de la pente; soit en 1952. Alors, sans ces arbres indispensables, nous ne sommes pas en mesure de dater le glissement de terrain si ce n'est par photo interprétation ou par une étude des successions végétales. Ensuite, il y a la coulée de boue. La méthode a été utile pour suivre son évolution. Heureusement pour nous, il y a une zone active qui est une zone de transport des sédiments. Cette zone a été très efficace et utile pour suivre sa dynamique.

En résumé, les 3 types d'analyses dendrochronologiques ne nous ont pas permis de dater le glissement de terrain comme il a été possible pour le site Mélanie. Pendant que l'année 2002 est repérée plusieurs fois dans les analyses du site Mélanie, dans le site des Charas, aucune date n'a permis hors de doute de déterminer la création du glissement. Toutefois, nous avons été en mesure de suivre le développement de la coulée de boue active qui ne cesse d'avancer.

CHAPITRE 8 : ANALYSE DES DIVERS FACTEURS SUSCEPTIBLES DE DÉCLENCHER UN GLISSEMENT DE TERRAIN

Ce 8^e chapitre propose de grouper les divers éléments qui contrôlent l'apparition et le développement d'un glissement de terrain. Ils peuvent constituer des facteurs susceptibles de déclencher un glissement de terrain. Cette section est une discussion des processus anthropiques directs (création du Dempster Highway, construction d'une carrière, le déboisement, le terrassement) ou indirects (drainage et irrigation non surveillée), géomorphologiques (tremblements de terre), et climatologiques (températures de l'air et précipitations). Cette section tente d'éliminer les impossibilités et de mettre en avant les causes possibles pour expliquer le déclenchement de terrain.

8.1 INTRODUCTION

La reconstruction du climat des derniers mille ans constitue l'un des arguments des plus importants et réels afin de mieux comprendre si les tendances actuelles du réchauffement climatique sont dues à des effets de l'homme ou l'évolution naturelle (Rowland et al. 2010). Cette idée va de pair avec notre hypothèse de travail : nous tentons de savoir si la formation et l'évolution des glissements de terrain sont dues aux conditions anthropiques (forage pétrolier et création du Dempster Highway), aux conditions climatiques (précipitations et températures) ou bien aux conditions géomorphologiques (tremblement de terre) ou naturelles.

8.2 LES PROCESSUS ANTHROPIQUES

Lorsqu'on parle de la formation d'un glissement de terrain, il y a toujours la possibilité qu'il ait été l'œuvre de l'Homme indirectement ou directement (Fig.8.1). On peut alors parler de causes anthropiques. On peut parler de drainage lorsque la capacité de l'humaine a pour objectif la suppression des excès d'eau ou de sels dans des terrains trop humides ou trop salés, agricoles ou non (Couture 2009). On inclut aussi l'inondation par des ruptures de barrages et des ruptures de digues de protection (Wissam 2009). Il y a l'irrigation et la stagnation des eaux en amont dans des fondations abandonnées qui sont aussi susceptibles de déclencher un glissement de terrain (Baillie 2011). Il est à mentionner que les vibrations produites par divers processus tels le terrassement et le déboisement sont tout aussi susceptibles de déclencher un mouvement de terrain (Gominet 2008). Lors d'une excavation de carrière ou de mine, il peut y avoir des affaissements consécutifs de cavités souterraines, tout comme les travaux de construction d'un chemin. En effet, le Dempster Highway, une voie de 671 km a

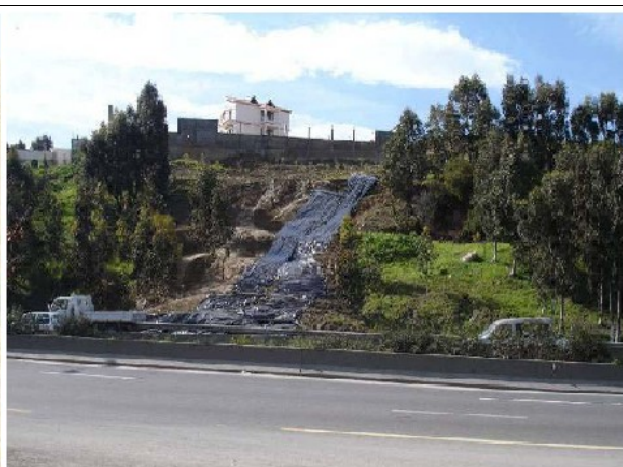
été construite en 1970 (Saint-Martin 2008) et il y a eu plusieurs travaux d'amélioration de ce chemin (dont nous avons été témoins en 2009 et 2010). Il est probable que ces projets d'aménagement routier aient pu engendrer des vibrations assez importantes provoquant un glissement de terrain. Il y a aussi la possibilité qu'une chute de sédiments ait pu provenir de l'excavation d'un escarpement rocheux très fracturé ou lors de l'exploitation de matériaux ou de matières premières d'une région donnée (Gominet 2008). Le dynamitage et l'affectation inadéquate du sol peuvent tous aussi accroître le danger de mouvement de sol surtout en correspondance d'un dégel du pergélisol. Il n'est pas rare que le mouvement de terrain soit en fait favorisé par des influences anthropiques. Si les effets anthropiques ne causent pas la création d'un glissement de terrain immédiatement, ils vont contribuer à la déstabilisation à long terme du versant (Djamel 2008).

8.3 LES PROCESSUS GÉOLOGIQUES

Si l'on se tourne vers les processus géologiques, Lamontagne et al. (2007) suggère qu'un tremblement de terre peut être un mécanisme important dans le processus de la formation d'un glissement de terrain. Un séisme peut être suffisamment puissant pour causer un glissement de terre, un éboulis rocheux et la liquéfaction de sols (François 2005, Sécurité Publique Canada 2007) comme il a été le cas le long d'une pente argileuse de la rivière Champlain le 25 octobre 1870 et le 9 août 1939 au Québec (Lamontagne et al. 2007). Ce terrain possédait un facteur prédisposant, susceptible de provoquer une instabilité de la pente. La géologie locale est fortement favorable aux glissements de terrain rétrogressifs, car elle est constituée d'argiles sensibles au remaniement. Sa résistance au cisaillement est d'ailleurs basse (Lamontagne et al. 2007). Tout dernièrement, soit le 23 juin 2010, le village de Notre-Dame-de-la-Salette situé au bord de la rivière du Lièvre au Québec, soit à une quarantaine de kilomètres au nord-est d'Ottawa, a ressenti un séisme de magnitude 5 qui a suscité un important glissement de terrain rotationnel (Fig.8.2, Ressources naturelles du Canada 2010). Ce tremblement de terre a produit la plus grande secousse sismique jamais vécue à Ottawa. Elle a été ressentie jusque dans l'État du Kentucky aux États-Unis (Ressources naturelles du Canada 2010). Aussi, même si la plupart de ces tremblements de terre sont trop faibles pour être ressentis, on enregistre en moyenne 150 tremblements de terre par année dans les basses terres du St-Laurent (Ressources naturelles du Canada 2010). Bien que cette région ne se situe pas dans un versant, ni en altitude, ni dans le Grand Nord canadien, elle a quand même enregistré un tremblement de terre assez important qui a provoqué des glissements de terrain.



Stagnation des eaux en amont dans des fondations abandonnées par l'Homme



Déboisement total d'une zone



Terrassement



L'excavation d'une carrière



Le dynamitage



Rupture de digue de protection non surveillée

FIGURE 8.1: DIVERS PROCESSUS ANTHROPIQUES SUSCEPTIBLES DE CRÉER UN GLISSEMENT DE TERRAIN (GOMINET 2008, WISSAM 2009, BAILLIE 2011).



FIGURE 8.2: GLISSEMENT DE TERRAIN ROTATIONNEL CAUSÉ PAR UN TREMBLEMENT DE TERRE DANS LA RÉGION DE NOTRE-DAME DE LA SALETTE, QUÉBEC, CANADA (MINISTÈRE DES TRANSPORTS DU QUÉBEC). JUIN 2010

Dans le Nord du Canada, certains séismes sont liés aux zones de faiblesses tandis que d'autres sont plutôt liés à la dernière fonte de la grande calotte glaciaire et à son relèvement lent, mais inévitable (Gouvernement du Yukon 2007). Les tremblements de terre provoquent une diminution de la stabilité du sol en créant une contrainte de cisaillement et en affaiblissant les matériaux de la pente (argile, limon, sable) (Crozier 1986). Pour ce qui est de notre région d'étude, il existe deux zones d'activité sismiques bien définies : les monts Richardson et les monts Ogilvie (Gouvernement du Yukon 2007). Des tremblements de terre ont eu lieu dans ces régions, dont un d'une magnitude 6.4 en 1940 (monts Richardson), un d'une magnitude de 6.5 en 1955 (Rivière Peel) et un autre d'une magnitude de 6.9 en 1985 (Nahanni) (Gouvernement du Yukon 2007). Plus récemment, beaucoup de tremblements de terre se sont produits cette dernière année avec une magnitude entre 2.0 et 4.0. La figure 8.3 montre une multitude de séismes qui se sont produits au Yukon et à l'Ouest des Territoires du Nord-Ouest dans la dernière année. Près du village de Fort McPherson, 63 tremblements de terre ont eu lieu dont un a été ressenti (magnitude de 4.0) le 19 janvier 2011. Le tremblement localisé le plus près de nos deux sites d'études a eu lieu le 1er décembre 2010 avec une magnitude de 4.0 soit à 53 km au sud-ouest de Fort McPherson (67.08 N et 135.71 O) (Fig.8.5, Ressource naturelle du Canada 2010).

Pour les mois de janvier et février 2011, neuf tremblements de terre ont eu lieu entre 105 km et 235 km de Fort McPherson (Gouvernement du Yukon 2007).

Même s'il est difficile à déterminer avec certitude si un tremblement de terre a provoqué la formation de nos deux glissements de terrain, on ne peut omettre qu'ils ont été assez nombreux et puissants dernièrement, ce que démontre la figure 8.4. Bref, un tremblement de terre peut avoir déclenché un glissement de terrain et les vibrations peuvent avoir accéléré ou déclenché l'instabilité d'une pente (Crozier 1986). Mais puisqu'aucun témoin ne peut affirmer avoir ressenti des vibrations du sol avant ou au moment du glissement de terrain, on ne peut affirmer que le glissement de terrain fut en effet causé par une réplique sismique.

Les feux de forêts ravagent et modèlent le paysage, mais cet élément naturel est très faible dans la région d'étude. En effet, d'après la figure 8.5, notre région est dans une zone de gravité entre 0.01 et 0.1. Alors, il est inutile de développer cet aspect.

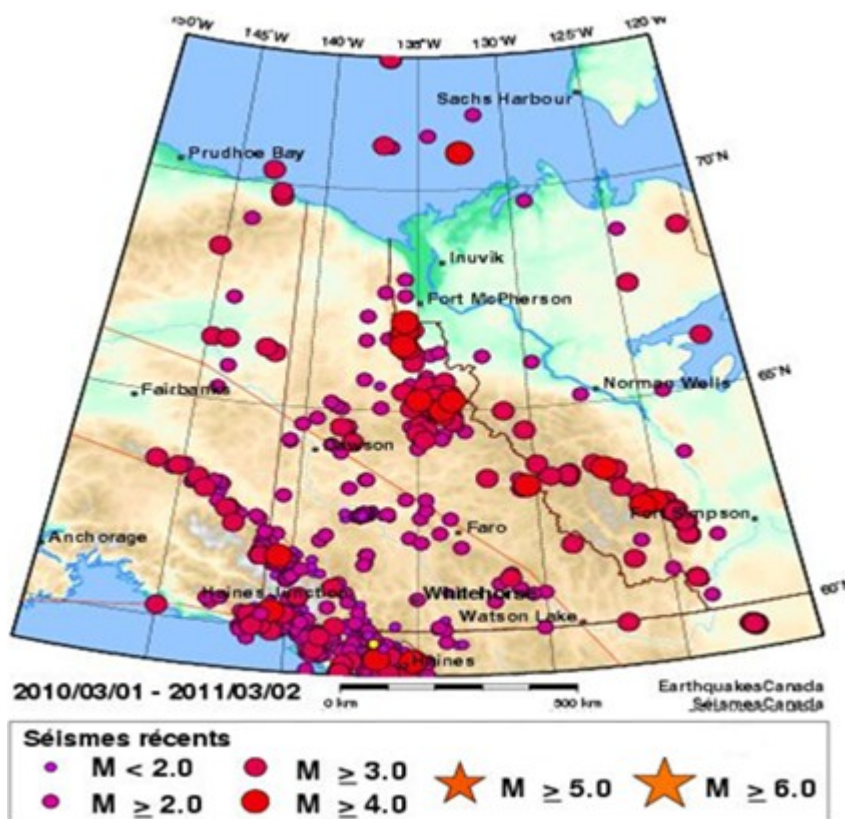


FIGURE 8.3 : TREMBLEMENTS DE TERRE AU YUKON ET DANS L'OUEST DES TERRITOIRES DU NORD-OUEST DURANT LA DERNIÈRE ANNÉE (2011).



FIGURE 8.4 : EMBLACEMENT DU GLISSEMENT DE TERRAIN AU SITE MÉLANIE A), ET LE TREMBLEMENT DE TERRE LE 1ER DÉCEMBRE 2010 B).

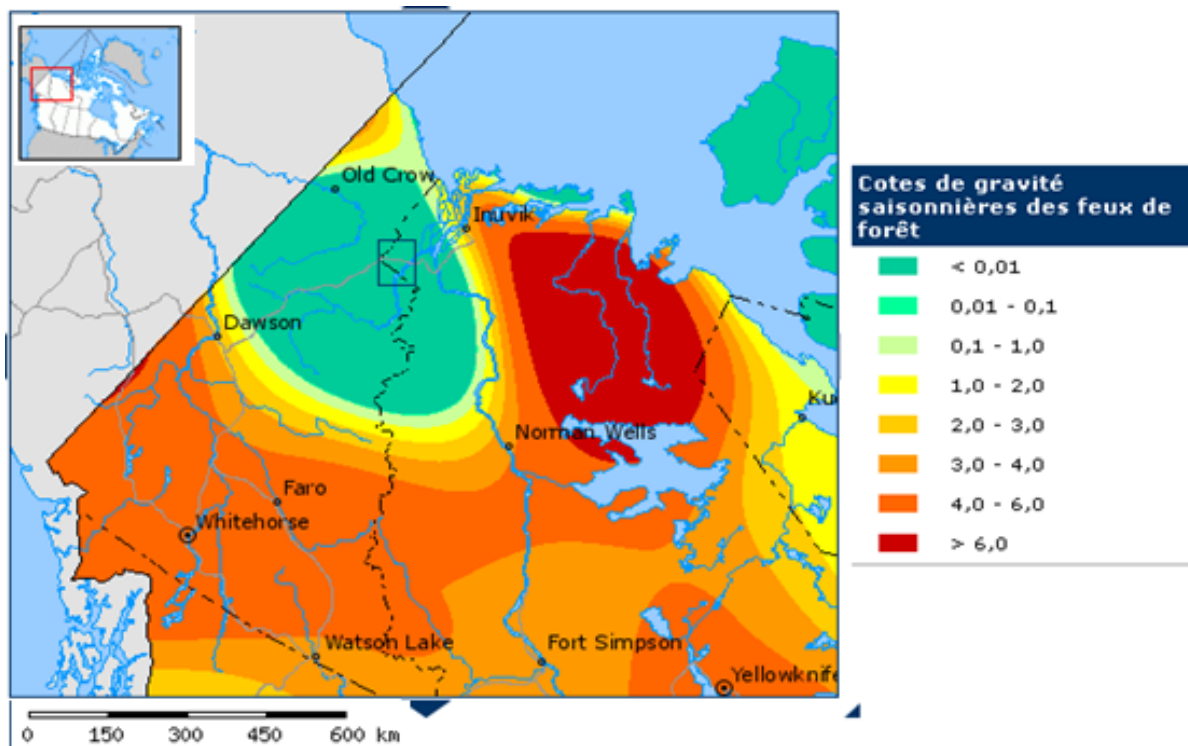


FIGURE 8.5: COTES DE GRAVITÉ DES FEUX DE FORÊT (RESSOURCES NATURELLES DU CANADA).

8.4 LES CONDITIONS CLIMATIQUES

Certaines études démontrent que le climat et le réchauffement de la température annuelle moyenne dans l'arctique et le subarctique affectent et façonnent le paysage depuis les quinze dernières années (Zhang et al. 2000, Wolf et al 2000, Smith et al. 2005). Donc, le tout entraîne une profonde transformation de la cryosphère. Selon les climatologues du Met Office Hadley Center et de l'Unité de Recherche Climatique (CRU) de l'Université d'East Anglia, les dix années les plus chaudes observées l'ont été depuis 1997 (Fig.8.6). Les températures mondiales pour la période 2000-2008 sont près de 0.2°C supérieur à la moyenne de la décennie 1990-1999. Dans l'hémisphère Nord, elles sont 0.51°C au-dessus de la moyenne (8e rang des records), et dans l'hémisphère sud, de 0.11°C (20e rang). Alors est-ce que l'accroissement de la température arrive à elle seule à expliquer le nombre accru de glissements de terrain rétrogressifs dans notre secteur d'étude, situé dans un affluent de Stony Creek?

Si l'on se fit à Crozier (1986), un élément important qui permet la perte de la stabilité d'une pente ou d'un sol est directement lié à la présence d'eau. Le plus souvent, les variations dans les précipitations et la fonte des neiges et de la glace sont ultimement responsables des changements dans la teneur en eau des matériaux de la pente (Crozier 1986). Examinons alors deux éléments importants liés à l'eau : la température et les précipitations.

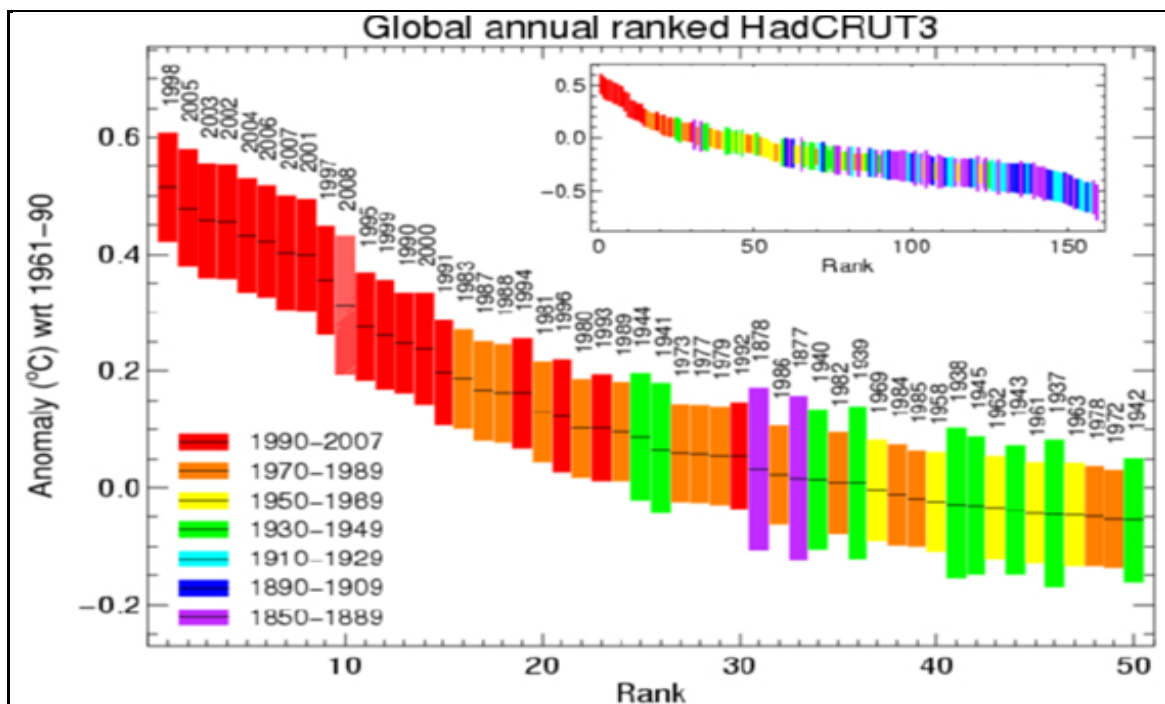


FIGURE 8.6: LES 50 ANNÉES LES PLUS CHAUDES (SOURCE : MET OFFICE).

8.4.1 LA TEMPERATURE

En sachant que nos glissements de terrain sont situés dans une zone continue de pergélisol (French et Heginbottom 1983), il est important de regarder le rôle de la température dans la fonte de la glace massive. Puisque les processus d'érosion (Lantz et Kokelj 2008, Lacelle et al. 2010) ne peuvent pas être avancés pour expliquer le déclenchement de glissements de dégel sur le Plateau Peel, il est suggéré que le réchauffement des températures d'été pourrait avoir déclenché le dégel de la glace. L'augmentation du taux de dégel a été proposée par Lewkowicz (2003) pour expliquer le développement des glissements de terrain rétrogressifs. Ces glissements se produisent durant l'été suite à la liquéfaction de la glace massive dans le mur de retrait (Burn et Friele 1989).

À première vue, les glissements de la région ne montrent pas de relation claire avec les températures d'été. Le nombre total de glissements actifs pour le versant de Stony Creek semble rester constant selon l'analyse de K. Alie Poirier (24 glissements en 1952 et 28 glissements en 2008). Pourtant, si on se fit à notre étude basée sur une plus petite région, soit une branche du versant, le nombre de glissements de terrain a diminué passant de 5 en 1952, à 2 en 1981 et pour remonter 3 en 2010. D'ailleurs, le nombre de glissements inactifs augmente passant de 0 en 1952 à 4 en 2010.

Si l'on compare le nombre de glissements de terrain avec la figure 8.7, qui démontre l'évolution des anomalies de température par rapport à la moyenne, la figure montre clairement que la température est en hausse depuis les années 1880 et qu'elle s'est accentuée dans les années 1980 à 2000. Les températures annuelles de l'air et celles de l'été entre 1930 et 1970 ont été plus froides que celles de 1970 à 2000 (Fig.8.8) d'après l'enregistrement de la température mesurée aux stations météorologiques de Fort McPherson et d'Aklavik. Aussi, les données produites par la largeur des cernes de croissance des arbres appuient cette affirmation. Ceci suggère que les glissements de terrain liés au dégel sur le plateau Peel ne sont pas toujours directement liés à la température de l'air puisque certains glissements semblaient être mis au point au cours d'une période de refroidissement (Burn 2000). Toutefois, si nous nous fions à l'évolution des glissements de terrain, il y a un recul surprenant du mur de retrait du glissement du site des Charas en seulement 2 ans, soit entre 1970 et 1972. Ce qui signifie qu'il y a eu une augmentation du volume des sédiments issus du glissement à un moment pendant lequel la température a baissé. Burn (2000) a observé que dans la région de Mayo au Yukon, les glissements de terrain rétrogressifs se sont développés durant des périodes plus froides. Ensuite, entre 1980 et 1998, la région a dramatiquement subi une hausse de la température (Szeicz et MacDonald 1995, Lacelle et al. 2009 et 2010).

Alors, l'augmentation des glissements n'est pas toujours directement liée à des températures chaudes de l'air à long terme, puisque le glissement de terrain s'est quand même agrandi lors d'une période de refroidissement. Est-ce que les précipitations pourraient améliorer cette corrélation et être un élément déclencheur de notre processus géomorphologique?

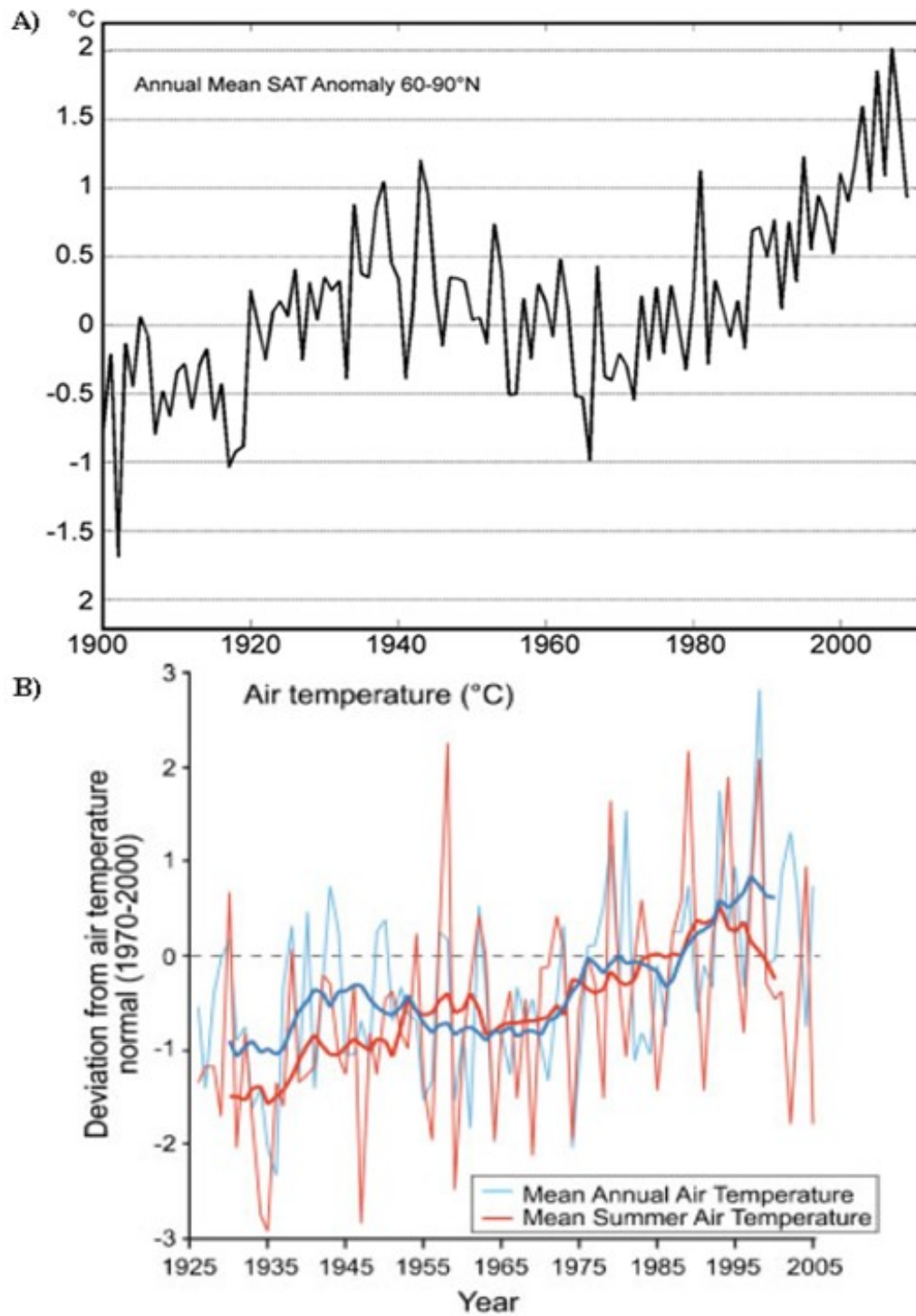


FIGURE 8.7: A) ANOMALIES DES TEMPÉRATURES ANNUELLES MOYENNES DE L'AIR PAR RAPPORT À LA MOYENNE 1961-1990, BASÉES SUR DES STATIONS TERRESTRES AU NORD DU 60°N. B) TEMPÉRATURE MOYENNE DE L'AIR DE L'ÉTÉ ET ANNUELLE DE LA STATION D'INUVIK, T.N.O. (LACELLE ET AL. 2009).

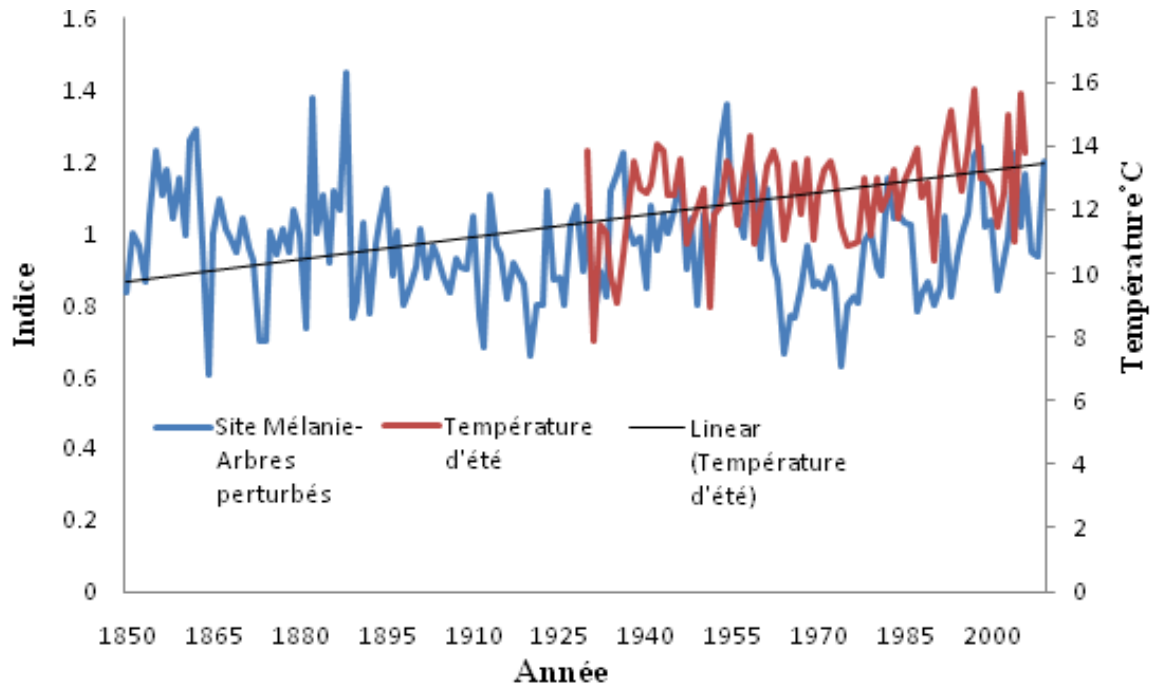


FIGURE 8.8: RELATION ENTRE LES ANNEAUX DE CROISSANCE DES ARBRES PERTURBÉS ET LES TEMPÉRATURES D'ÉTÉS DE LA STATION DE FORT MCPHERSON.

8.4.2 LES PRÉCIPITATIONS

Lamontagne et al. (2007) souligne que des précipitations importantes peuvent engendrer des glissements de terrain. Certaines études ont en effet démontré un lien entre les précipitations et l'instabilité d'une pente (Onodera et al. 1974, Caine 1980, Crozier 1986, Kim et al. 1991, Corominas et Moya 1998, Au 1999). Tous ont indiqué une réduction importante de la résistance au cisaillement due à la liquéfaction. Alors, un élément important qui permet la stabilité d'une pente est bel et bien la pluie sous forme de précipitations. Caine (1980), appuyé par plusieurs autres (Onodera et al. 1974, Crozier 1986, Kim et al. 1991), a proposé un seuil d'intensité-durée de la présence d'un phénomène géomorphologique comme une coulée de boue, un glissement de terrain ou une coulée de débris. Des glissements de terrain sont produits en augmentant les précipitations à long terme, alors que les plus petits glissements sont déclenchés par des pluies de forte intensité (Caine 1980, Au 1999).

Dans un climat futur, dans lequel la moyenne et les extrêmes de précipitations peuvent augmenter dans certaines zones, le nombre de glissements de terrain va en conséquence augmenter (Au 1998, Kim 1991). Cela contribuera à plus de transport de sédiments dans les bassins versants, originaires des régions de montagnes. Pourtant, l'intensité moyenne des précipitations nécessaires pour déclencher une coulée de boue a été jugée beaucoup plus élevée pour les pluies de courte durée par

rapport à des pluies de longue durée s'étendant sur plusieurs jours (Crozier 1986, Corominas et Moya 1998).

D'autre part, des conditions plus humides du climat pourraient avoir favorisé le développement de la fonte de la glace massive. Il a été suggéré que la période de 1930-50 a été plus humide que la période actuelle (Fig.8.9). De plus, si l'on regarde le graphique des précipitations pour les années 1930 à 2005 de la station de Fort McPherson, le résultat nous montre que les années 1940, 1960 à 1969 ont été les années humides (près de 300 mm). L'année 1970 est la seule qui semble avoir enregistré un montant plus élevé, soit près de 600 mm. C'est aussi cette année-là que nous avons remarqué un recul évident dans le mur de retrait contenant la glace massive.

Toutefois, il y a quand même un élément important de dissimuler ici, soit un système efficace pour enlever les sédiments du mur de retrait, et transporter ceux qui en sont tombés. Nous pensons que durant les périodes de précipitations soit continues ou intenses, les sédiments deviennent assez fluides pour créer une coulée de boue et permettre le transport des sédiments jusqu'au pied de l'inclinaison. Mais aussi, si nous retournons à la morphologie du site Mélanie, nous pouvons voir que vers le bas du glissement de terrain, il y existe des chenaux d'évacuation. Ces derniers mesuraient environ un mètre de profondeur et ils étaient en plein dans une pente assez impressionnante. Ces informations permettent d'expliquer en partie la relation qui existe entre la fonte et les précipitations. Bref, la longévité et la rétrogression d'un glissement de terrain dépendent de la quantité d'énergie que la glace exposée reçoit, qui à son tour est influencée aux températures d'été et aux précipitations.

Ceci ne permet malheureusement pas de conclure hors de tout doute qu'il n'y a pas de lien étroit entre les conditions météorologiques et l'apparition du glissement de terrain, mais seulement qu'il ne semble pas y avoir eu d'évènements particulièrement défavorables ou que c'est un phénomène de la hausse des températures (Lewkowicz 2003) et non les précipitations.

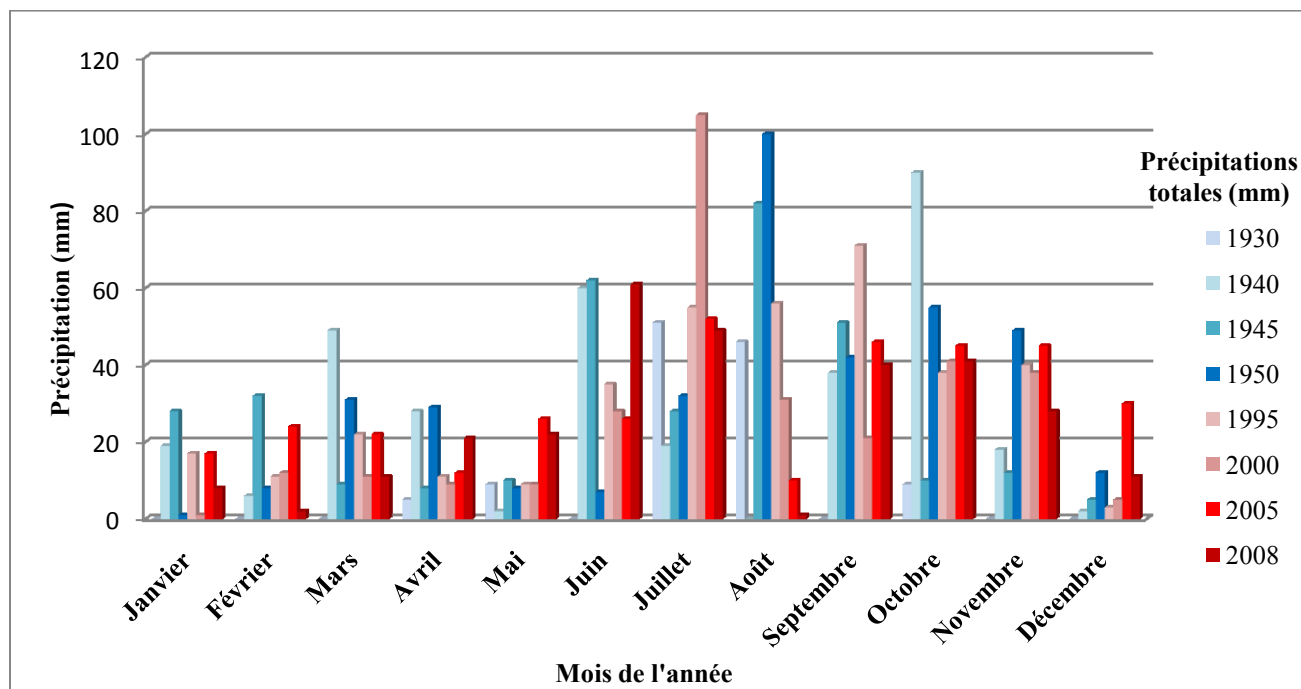


FIGURE 8.9. PRÉCIPITATIONS TOTALES POUR LA PÉRIODE DE 1930, 1940, 1945, 1950, 1995, 2000, 2005 ET 2008. FORT MCPHERSON, TNO. SOURCE : METEOROLOGICAL SERVICE OF CANADA

8.5 DISCUSSION

Qu'est-ce qui a causé nos deux glissements de terrain dans la vallée étudiée ? Les tremblements de terre ? Si 2002 et 1950 représentent potentiellement l'année de création de nos glissements de terrain rétrogressifs, que s'est-il passé en 2000, 2001 et 2002 au point de vue climatique : est-ce qu'il y a eu pendant ces années une hausse de la température intense ou plus de précipitations ? Des étés chauds ou plus longs ? De même, que s'est-il passé en 1949, 1950 et 1951 ?

La stabilité des pentes peut être fortement influencée lors de possibles changements climatiques, géologiques ou anthropiques. Sans témoins oculaires ou d'articles sur la région et le sujet, il est difficile de déterminer hors de tout doute la cause du glissement. Il se peut qu'un tremblement de terre antérieur ait pu provoquer une première rupture ou fissure du talus modifiant ainsi les conditions de stabilité préexistante (Lamontagne et al. 2007). On constate que la stabilité est très précaire et que des facteurs supplémentaires auraient pu amplifier cette instabilité. Si les multiples secousses de la région avaient eu un effet significatif sur le site, il est fort probable que le talus aurait pu subir des ruptures majeures immédiatement, considérant l'état extrêmement précaire de la région constitué d'argile moyennement plastique et sensible au remaniement ainsi que la glace massivement dissimulée dans le mur de retrait. La figure 8.10 montre une série de tremblements de terre qui ont eu lieu en 2002

près de la région d'étude; ce nombre est de 334 événements. Les tremblements de terre de magnitude 2 (161) et 3 (131) dominent. Parmi ces glissements de terrain, les 5 tremblements de terre qui se trouvent le plus près de la région d'étude sont montrés à la figure 8.11. Ce point de vue montre qu'il est donc possible qu'un tremblement de terre ait causé un glissement de terrain ou du moins, avoir contribué à l'instabilité du sol. Somme toute, la région d'étude est sensible aux tremblements de terre (Fig.8.12), ce qui a possiblement déclenché un glissement de terrain.

La situation pour les tremblements de terre a été établie pour l'année 2002, mais elle n'est pas aussi claire pour l'année 1950. Les enregistrements des tremblements de terre ont commencé autour des années 1890, mais ce réseau de stations sismiques s'est nettement développé autour des années 1970. Donc, il est un peu plus difficile d'avoir accès aux enregistrements de tremblements de terre avant cette date.

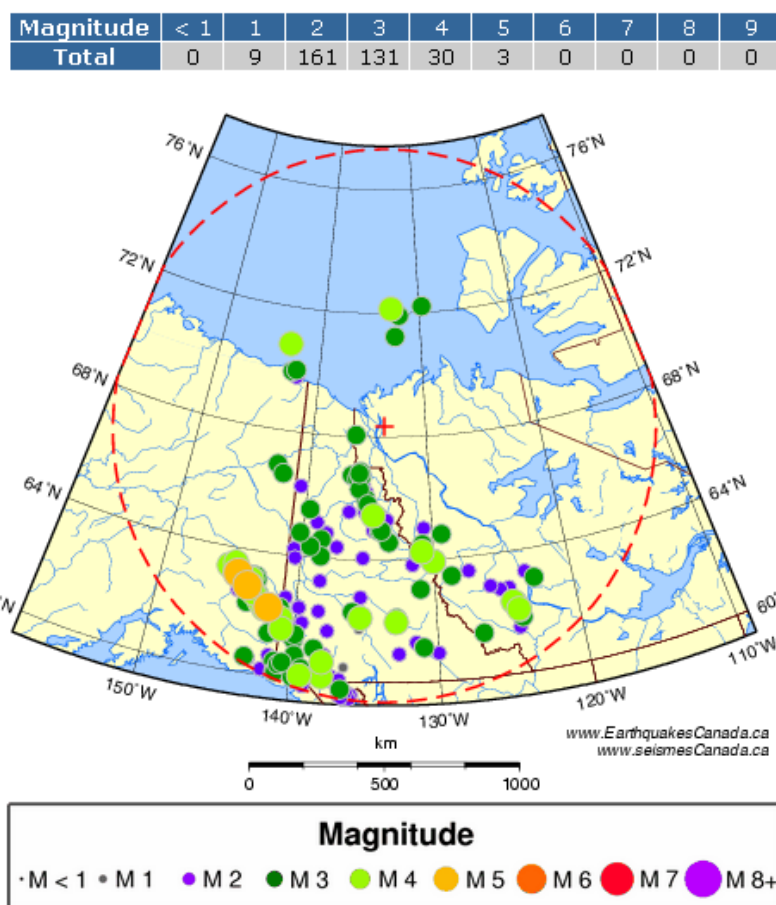


FIGURE 8.10 : TREMBLEMENTS DE TERRE PRÈS DE LA RÉGION D'ÉTUDE (FORT MCPHERON, TNO).

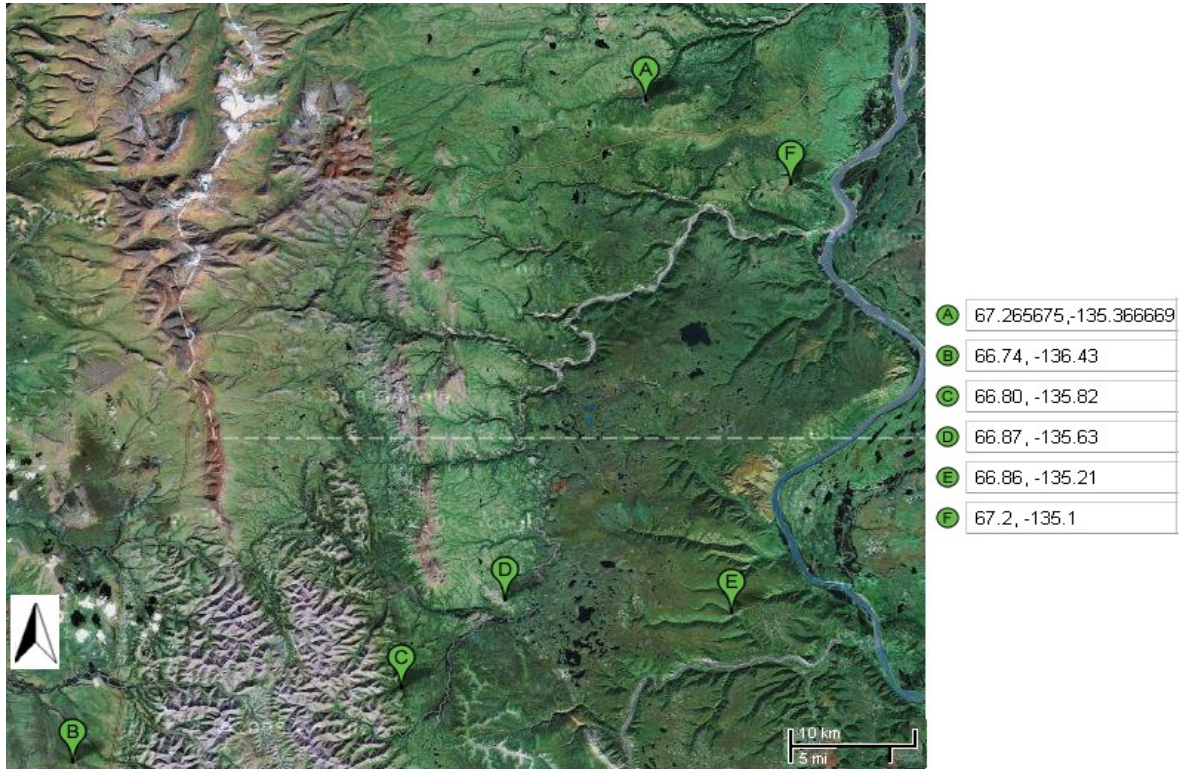


FIGURE 8.11. LOCALISATION DES 5 TREMBLEMENTS DE TERRE (B À F) LES PLUS PRÈS DE LA RÉGION D'ÉTUDE (A).

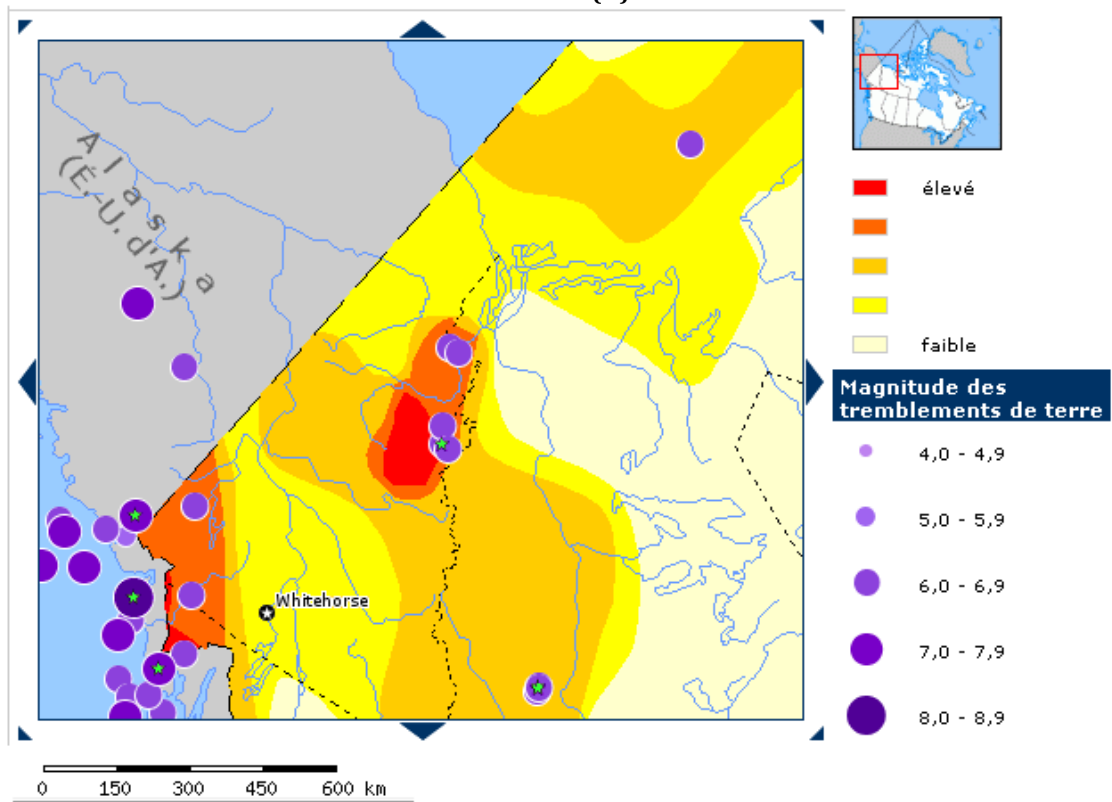


FIGURE 8.12 : PRINCIPAUX TREMBLEMENTS DE TERRE (RESSOURCES NATURELLES DU CANADA)

Dans les régions où un inventaire de glissements de terrain est disponible, il est possible de comparer les relations entre les glissements de terrain et les précipitations. Selon Caine (1980), l'effet de la pluie dans la production de l'activité du glissement de terrain peu profond est évident, mais qui est difficile à définir précisément. Il est dit que les glissements de terrain qui se forment des coulées sont caractérisés par une haute vélocité du mouvement ainsi qu'une évacuation sur une longue distance, et qu'ils sont le résultat d'une réduction importante de la résistance au cisaillement due à la liquéfaction (Iverson et al. 2000). Il a été souligné que la liquéfaction des matériaux granulaires de la pente des versants joue un rôle clé dans l'initiation des mouvements des coulées (de boue ou de débris) (Djamel 2008). Les précipitations accroissent les pressions interstitielles et les forces de percolation. La figure 8.13 indique le taux de précipitations pour les années de 1949 à 1951 et 2000 à 2002. Elle ne montre pas à première vue un taux significativement haut de précipitations. Les précipitations qui tombent durant le mois de janvier sont majoritairement sous forme de neige, et ce, jusqu'au mois d'avril où l'hiver est encore présent dans les régions nordiques et les précipitations se font sous forme de neige. Le mois le plus humide est considéré comme étant juillet ou même août pour les régions du Nord. Le mois d'octobre marque la transition entre la pluie et les chutes de neige pour tout le Nord canadien. La région de Fort McPherson reçoit entre 41 et 80 mm. Selon Crozier (1986), 50 mm (catégorisé de pluies excessives) est considéré suffisant pour provoquer un glissement de terrain. Des précipitations de 90mm et 100 mm engendreraient des glissements majeurs. Pour avoir une coulée de boue ou de débris, les précipitations doivent être entre 130mm et 140mm (Crozier 1986). L'année 2000 démontre effectivement un taux supérieur à 100 mm, tout comme 1949 et 1951. Ce sont des périodes d'années où nous avons eu des glissements : 2002 pour le site de Mélanie et 1950-1952 pour celui des Charas. Si à ces fortes pluies se sont ajoutés des tremblements de terre, l'action conjuguée de ces 2 types de phénomènes a peut-être conduit à la formation des glissements étudiés. Alors, il est possible de penser que le glissement du site Mélanie et celui du site des Charas se sont produits grâce aux pluies excessives d'été qui ont contribué au dégel de la glace.

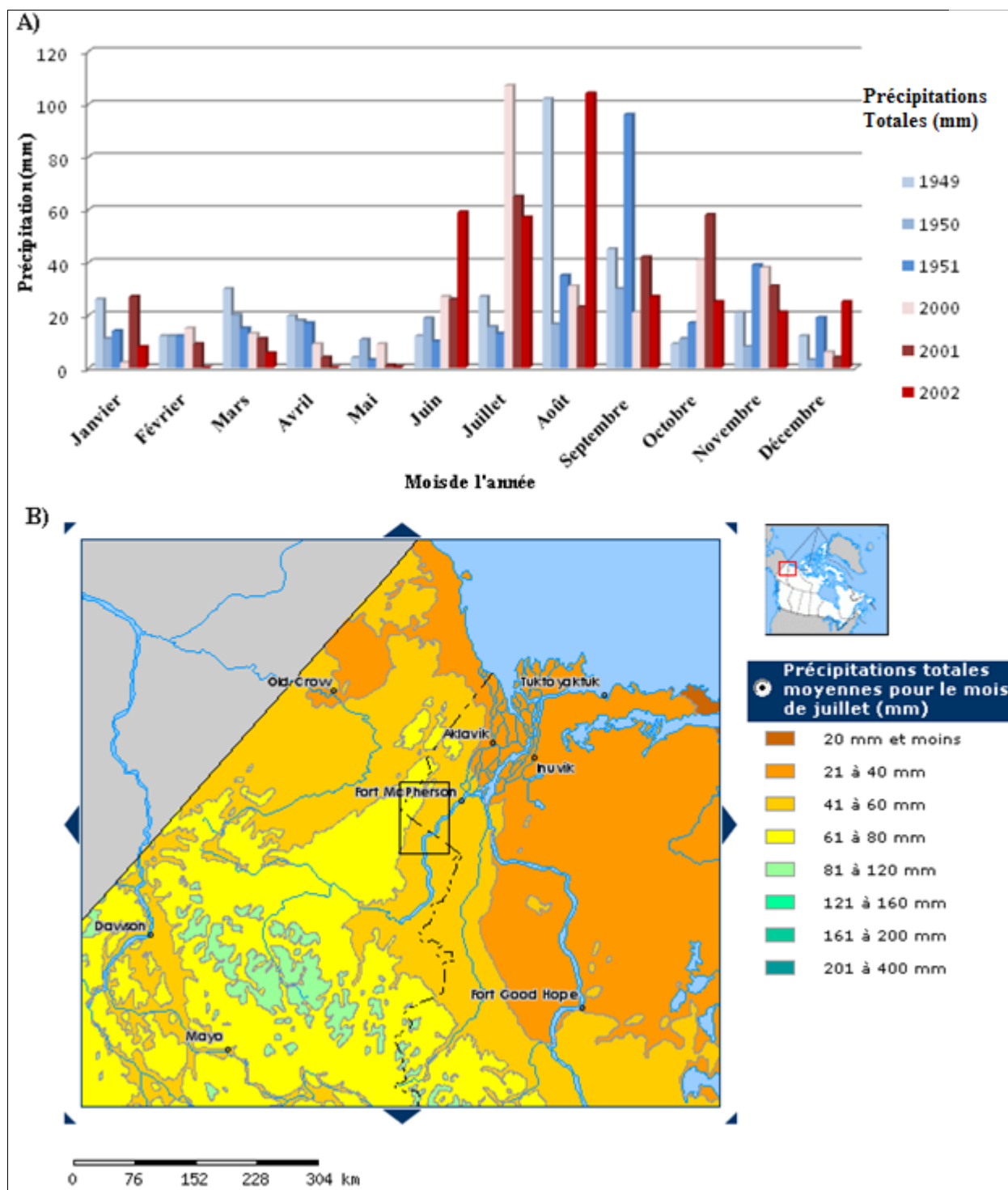


FIGURE 8.13: A) PRÉCIPITATIONS TOTALES DE LA RÉGION DE FORT MCPHERSON POUR LA PÉRIODE DE 1949, 1950 ET 1951, AINSI QUE 2000, 2001 ET 2002 (SOURCE CLIMATE WEATHER OFFICE). B) PRÉCIPITATIONS TOTALES MOYENNES POUR LE MOIS DE JUILLET (SOURCE : RESSOURCES NATURELLES DU CANADA).

Le changement climatique pourrait aussi modifier l'ampleur et/ou la fréquence d'un large éventail de processus géomorphologiques (Caine 1980). Il est pourtant suggéré que le réchauffement de l'air et des températures d'été pourrait avoir déclenché la fonte du pergélisol. C'est d'ailleurs ce que propose Lewkowicz (2003) que les glissements de terrain associé au pergélisol en dégradation dans le Nord du Canada seraient une conséquence probable du réchauffement du climat, qui est le plus probable des événements météorologiques. Une fois la glace active sur le versant de la région de Fort McPherson enlevée, la glace sous-jacente perdra sa protection et sera désormais exposée à la chaleur et l'énergie solaire. Cette séquence d'événements peut avoir eu lieu, mais il ne faut pas généraliser cette affirmation à tous les glissements de terrain. Toutefois, la figure 8.14 ne montre pas de températures intensément chaudes au début des années cinquante ni des années 2000. Au contraire, les températures les plus chaudes se trouvent près de 15°C.

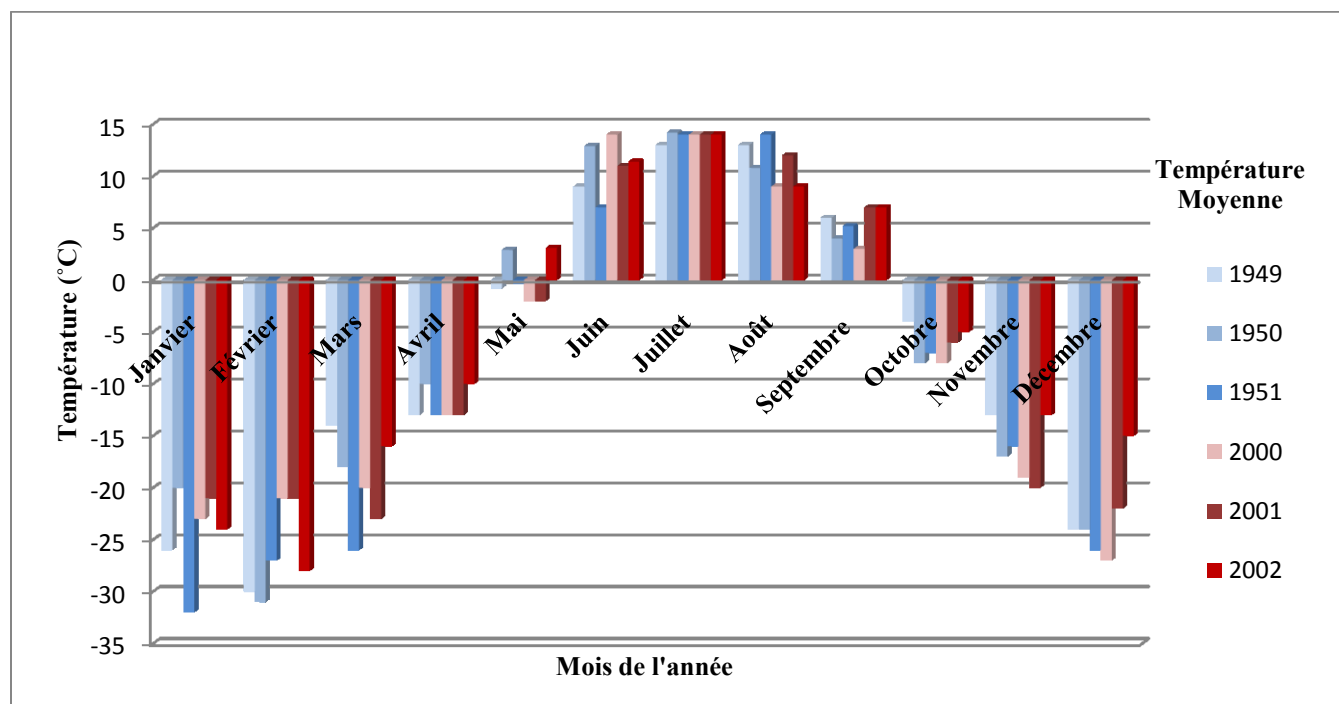


FIGURE 8.14 : TEMPÉRATURE MOYENNE DE LA RÉGION DE FORT MCPHERSON POUR LA PÉRIODE DE 1949, 1950 ET 1951, AINSI QUE 2000, 2001 ET 2002 (SOURCE CLIMATE WEATHER OFFICE).

Nous venons donc à la conclusion que le tremblement de terre pourrait n'être qu'une cause indirecte du glissement de terrain. L'élément déclencheur le plus plausible demeure le sapement du sol par l'entremise des températures élevées d'été qui cause la fonte du pergélisol. En effet, l'infiltration du sol en raison de la fonte du pergélisol en plus de périodes pluvieuses explique la mise en place des glissements de terrain rétrogressifs.

8.6 CONCLUSION

Dans cette étude, les facteurs climatiques, géologiques et géomorphologiques affectant l'activité du Peel Plateau (monts Richardson, TNO) ont été examinés à l'aide de photographies aériennes historiques sur une période de 58 ans (1952 à 2010) et de la dendrochronologie. Nous pensons que la création d'un glissement de terrain lié à l'instabilité d'une pente est causée par divers facteurs : le tout commence avec les matériaux granulaires qui forment la pente qui a une haute perméabilité et aussi la grande présence de pergélisol qui est dissimulée en dessous de la couverture végétale lorsqu'elle fond. Ensuite, il y a tout le processus de l'action de l'eau, peu importe sa forme; l'eau de la fonte de la glace, de la neige ou de la pluie. Alors, l'eau est un élément important qu'il ne faut pas négliger. L'effet de l'augmentation de la température de l'air sur cette glace massive cachée dans le sol semble jouer un grand rôle dans la création des glissements de terrain rétrogressifs. L'analyse des photographies aériennes a montré que l'augmentation du taux de glissements suit, dans une certaine mesure, le réchauffement de la température. Toutefois, le nombre total de glissements actifs du plateau est resté plus ou moins constant. Considérant que certains glissements de terrain ont été observés en 1952, soit une période qui a été plus froide que l'actuelle, l'activité des glissements rétrogressifs situés sur le Peel Plateau ne peut pas être uniquement liée aux températures chaudes. Nous en déduisons que les précipitations jouent un rôle dans le maintien des glissements en générant des coulées de boue qui pourraient transporter des sédiments le long du versant. L'augmentation des précipitations pourrait également influencer le dégel par le déclenchement de la perte des sédiments dans le mur de retrait coulant le long des pentes ce qui exposerait la glace massive d'une façon similaire au rôle de la température de l'air élevée qui fait fondre la glace. De plus, considérant l'ensemble des éléments prédisposant existants aux sites des glissements de terrain, nous concluons que les glissements proviennent d'une conjugaison de facteurs où les secousses sismiques ont eu tout au plus une influence mineure.

CHAPITRE 9 : CONCLUSION

Dans cette étude, nous avons examiné la dynamique récente et l'évolution des glissements de terrain situés au pied du mont Richardson, dans la région de Fort McPherson, aux Territoires du Nord-Ouest. Cette région est située dans une zone de pergélisol. Nous avons reconstitué l'évolution du glissement de terrain rétrogressif des Charas et celui du site Mélanie grâce à la photo-interprétation et l'analyse dendrogéomorphologique. Cette dernière forme le cœur de cette thèse de maîtrise. La portée de cette section est d'établir pourquoi et quand les glissements de terrain rétrogressifs se sont créés dans la région de Fort McPherson.

9.1 INTRODUCTION

L'analyse des photographies aériennes a été utile jusqu'à un certain point. Elle a servi à éclaircir la situation des glissements de terrain sur une plus grande échelle, soit le bassin hydrographique de Stony Creek. L'analyse des photographies aériennes entre 1944 et 2010 a montré une certaine consistance dans le nombre de glissements de terrain. Toutefois, si l'on se concentre sur une plus petite région, et deux glissements en particulier, on peut voir une dynamique intéressante : l'effet qu'a le mur de retrait (et sa glace massive) sur un territoire. Alors qu'on pensait que la formation des glissements de terrain rétrogressifs de la région se formait en été, avec une hausse de la température, on remarque un recul intéressant et drastique du mur de retrait du site des Charas pour la période de 1970 à 1972, soit une période plus froide qu'aujourd'hui.

9.2 DÉTERMINER L'ÂGE DES GLISSEMENTS DE TERRAIN

Un glissement de terrain peut être étudié par l'analyse de photographies aériennes et par la dendrochronologie. Alors que les photographies aériennes peuvent montrer l'évolution d'un glissement de terrain, la dendrochronologie peut permettre de dater plus précisément sa formation. En effet les arbres affectés peuvent enregistrer dans leurs cernes des perturbations identifiables (Fritts 1996). La méthode a été largement utilisée dans l'analyse des coulées de débris et de boue, des avalanches et des inondations.

Premièrement, l'analyse des photographies aériennes a peu aidé dans la datation du glissement de terrain du site Mélanie. Le glissement n'apparaissait pas sur les images en 1944, en 1952, en 1970 et en 1980, mais il était présent sur l'image satellite de 2010. Alors, nous savions que le glissement

s'est produit entre 1980 et 2010. Avec l'analyse dendrochronologique, nous avons déterminé qu'il est fort probable que l'année 2002 soit l'année de sa formation, car 32 % des échantillons prélevés présentaient du bois de réaction formé entre 2002 et 2007, et 26% des arbres sont décédés en 2002.

Pour le site des Charas, la situation est un peu plus compliquée. D'après les photographies aériennes, le glissement du site des Charas est apparu entre 1944 et 1952. Il s'est constamment agrandi, toujours en repoussant son mur de retrait formé de glace massive. Sans témoignages directs, nous espérons que la dendrochronologie pourrait nous indiquer plus précisément quand le glissement s'est formé. Toutefois, l'analyse des cernes de croissance ne nous a pas servis à indiquer une date précise de la création du glissement de terrain. Cette méthode suggère que 1950 pourrait être l'année du début du glissement de terrain si l'on se fit à l'analyse du bois de réaction qui est l'élément le plus utile de la dendrochronologie. Ni l'analyse de la corrélation entre les arbres perturbés et le site de référence, qui est habituellement un fidèle indicateur d'une perturbation, n'ont su nous indiquer une date unique. Selon nos résultats, ce glissement de terrain est beaucoup trop grand et trop complexe pour être le résultat d'un épisode de glissement unique, et il a probablement connu plusieurs expansions de sa superficie entre 1952 et 2010 et diverses phases d'évolution. Les échantillons des arbres sélectionnés se trouvaient dans la coulée de boue, et selon la photo-interprétation, ce glissement n'avait pas de coulée de boue avant 1981. Aussi, nous n'étions pas en mesure de choisir des arbres qui étaient situés à l'exacte position du glissement de terrain initial, soit de 1952, car cette partie du glissement est maintenant recolonisée, et aucun arbre mature n'y était présent, seulement des arbustes.

Bref, nous ne sommes pas en mesure de déterminer l'année initiale de la création de ce glissement de terrain au moyen de la dendrochronologie, bien que la photo-interprétation et quelques résultats dendrochronologiques suggèrent que ce pourrait être vers 1950. Il faut dire que l'activité récurrente d'un glissement de terrain comme le glissement du site des Charas induit des réponses successives des arbres résultant dans un dossier complexe des cernes de croissances. Dans de telles circonstances, la datation d'un glissement de terrain qui a subi plusieurs événements d'expansion exige un plus grand échantillonnage et une analyse plus pointue exigeant plus d'efforts. La dendrochronologie a donc ses limites.

9.3 DETERMINER L'ÉLÉMENT DÉCLENCHEUR OU LES FACTEURS QUI CAUSENT UN GLISSEMENT DE TERRAIN

Qu'est-ce qui a causé les glissements de terrain dans la vallée étudiée? Nous connaissons en partie l'âge des glissements à partir de la dendrochronologie et des photographies aériennes, reste à savoir à partir des données disponibles les causes.

Nos glissements de terrain sont-ils une réponse aux conditions climatiques (à la température du réchauffement de l'air, à l'évolution des précipitations, à l'effet de la couverture de la neige) (Onodera 1974, Caine 1980, Kim et al. 1991, Perret et Bégin 1997, Au 1998, Lewkowicz 2003, Chapin et al. 2005, Pelfini et Santilli 2008, Clague 2010) aux activités humaines (Forage, construction de carrière et de chemin, drainage, terrassement...) (Gominet 2008, Wissam 2009, Couture 2009, Rabah et al. 2009, Lanz et al. 2009, Baillie 2011) ou à des événements géologiques et naturels (feux de forêts, tremblements de terre) (Tremblement de terre 2007, Sécurité Publique Canada 2007, Ressources naturelles du Canada 2010)?

Nous croyons que ce n'est pas un élément unique qui a créé la liquéfaction des sédiments et les glissements de terrain, mais une combinaison de facteurs climatiques, géologiques et géomorphologiques. Nous avons démontré qu'à elles seules, la température et les précipitations ne peuvent expliquer sans équivoque la formation de ces glissements et qu'il était possible qu'un tremblement de terre puisse avoir déclenché l'instabilité de la pente.

9.4 CONCLUSION

La dendrochronologie peut nous aider à dater un événement géomorphologique. Toutefois, les résultats obtenus suggèrent que la dendrochronologie est d'une utilité limitée puisqu'elle n'a apporté d'éclaircissements sur l'histoire d'un glissement que dans un cas sur deux. C'est à dire qu'il n'est pas nécessairement possible d'identifier une date de formation unique à ces glissements de terrain grâce à la dendrochronologie, mais on peut néanmoins cerner la période d'activité des glissements. Nous avons démontré qu'avec un petit nombre d'échantillons, il est possible de reconstruire l'histoire du glissement de terrain pour le site Mélanie. Les cernes de croissance ont permis de dater l'activité de ce glissement de terrain et de la coulée de boue. La méthode donne des résultats plus complexes lorsqu'appliquée à une étendue spatiale assez vaste comme le glissement de terrain rétrogressif du site des Charas. En raison de l'enfouissement des arbres disponibles, le nombre des arbres présentant des

réactions simultanées est souvent trop faible pour suivre les événements antérieurs ou attribuer une date fixe à un événement spécifique. Un problème évident peut alors survenir lorsqu'il est question d'une analyse dendrogéomorphologique : il est possible d'avoir une perte importante des indices d'une perturbation retrouvés dans les arbres. Une partie du paysage dorénavant rendue inactive peut compliquer la stratégie d'échantillonnage et ne pas donner de résultats significatifs. Les arbres les plus susceptibles d'identifier l'année de perturbation ne seront plus enracinés dans leur position initiale, mais bien transportés lors de la liquéfaction des sédiments. Donc plusieurs arbres tués seront enterrés, dispersés et souvent introuvables (Stoffel et Bollschweiler 2008). La dendrochronologie est donc parfois applicable, si certaines conditions sont satisfaites (bonne préservation des arbres tués ou déformés, etc.). Deuxièmement, l'âge des arbres eux-mêmes peut être une limitation. Bien que l'âge des arbres dans nos sites d'étude peut dépasser les 200 ans, plusieurs étaient trop jeunes pour être analysés. Toutefois, il convient de noter qu'aucune perturbation significative autre que les événements de 2002 et 2007 n'est enregistrée dans les cernes d'arbres du site Mélanie.

D'autre part concernant l'objectif de déterminer quel(s) était(ent) le ou les éléments déclencheurs des glissements de terrain rétrogressifs, on ne peut pas dire que la dendrochronologie a été particulièrement utile à cet égard (du moins dans ce cas-ci). L'étude a démontré que lorsqu'il est question de déterminer l'élément le plus susceptible de créer un glissement de terrain ni les conditions climatiques (la hausse des températures et les précipitations), ni les éléments géologiques ou les causes anthropiques n'ont pu conclure hors de tout doute qu'ils étaient responsables pour la création du phénomène géomorphologique. En effet, nous savons que la fonte de la glace massive enfouie dans le mur de retrait est soumise à une liquéfaction, et nous sommes d'accord avec Sowers (1993) qui dit qu'après la gravité, l'eau est le facteur le plus important dans la stabilité des pentes. Toutefois, les facteurs de déclenchement restent encore inconnus, même après qu'une chronologie des glissements de terrain ait été établie.

En dernier, étudier les mouvements de masse est important pour la compréhension de leurs causes et pour l'évaluation des risques de glissements de terrain. La recherche des cernes annuels de croissance aide à encore mieux comprendre la dynamique complexe des mécanismes ou des facteurs de déclenchement des processus géomorphologiques et peut-être permettra d'atténuer ou de réduire les problèmes qu'ils peuvent poser (Stoffel et Bollschweiler 2009). Les méthodes développées dans cette

étude peuvent être facilement utilisées à d'autres versants en altitude et dans des environnements similaires pour avoir une meilleure compréhension du passé et du potentiel des glissements de terrain rétrogressifs à l'avenir.

9.5 RECOMMANDATIONS

Comme la méthode dendrochronologique a ses limites, voici quelques recommandations afin d'appuyer les futures recherches sur ce sujet.

La plupart des arbres vivants sont échantillonnés à l'aide d'une tarière d'un diamètre de 5 mm qui enlève un petit morceau de l'arbre. Il est important de déterminer si le cerne extérieur (l'anneau d'écorce) a été préservé. En échantillonnant l'arbre à partir de l'écorce, nous pouvons en déduire l'année et éventuellement la saison de la mort de l'arbre. Lorsque l'on fait un échantillonnage d'arbres morts ou perturbés par un phénomène quelconque, il peut être important de prendre des échantillons orientés vers les perturbations géomorphologiques, car ce ne sont pas tous les arbres qui peuvent produire un signal uniforme autour de la circonférence de l'arbre. Choisir les échantillons qui contiennent du bois de réaction ou de cicatrices peut fournir des renseignements utiles sur la direction d'un mouvement de masse ou la direction d'inclinaison d'un arbre.

La hauteur à laquelle on doit prendre nos échantillons peut être aussi significative. Les échantillons devraient être pris le plus bas possible pour maximiser le nombre d'anneaux de l'échantillon. En raison de la géométrie des arbres, le nombre total de cycles dans une tige diminuent avec l'augmentation de la hauteur.

Plus haut, les recommandations étaient d'ordre plus général en dendrochronologie. Voici quelques recommandations plus personnelles :

Sur le terrain :

-Arriver sur le terrain avec une stratégie d'échantillonnage clé.

-Échantillonner le plus d'arbres possibles et prendre 2 carottes ou plus. Plus est toujours mieux en dendrochronologie.

-N'oubliez pas d'étiqueter tous les échantillons. Nous devons être en mesure d'identifier le lieu d'échantillonnage d'aussi près que possible.

-Ce n'est pas la longueur de l'échantillon qui compte, mais les cernes de croissance. Généralement, une épinette avec 50 cernes peut bien être standardisée et datée.

-Ne pas envelopper les échantillons de bois dans du papier d'aluminium. L'action de ce papier détruit les anneaux aux rebords de l'échantillon, et ne contribue guère à soutenir l'échantillon. Au lieu de cela, coller directement l'échantillon sur une moulure qui a une crevasse. De cette façon, le sablage se fait très facilement. Ensuite, placez l'échantillon dans un sac à fermeture en plastique (ou deux).

En laboratoire :

-Bien sabler chaque carotte ou section de l'échantillon. Utilisez une lame de rasoir au besoin.

-Prendre votre temps lors de la procédure d'interdatation. L'analyse dendrochronologie est une méthode de précision : la largeur de chaque cerne est importante.

Bibliographie

Références

Site Web :

Atkinson, N. 2010. More Recent Landslides Spotted on Mars. [Internet] <http://www.universetoday.com/75786/more-recent-landslides-spotted-on-mars/>.

Baillie, M. 2011. Les inondations. *Phénomènes naturels*. [Internet] <http://www.phenomenes-naturels.com/inondations.php>.

ContreInfo, 2008. 2008 fera partie des 10 années les plus chaudes jamais observées. *Met Office*. [Internet] http://contreinfo.info/article.php3?id_article=2419.

Couture, S. 2009. Les sols. [Internet] scouturier.pbworks.com/f/3.+Le+sol.pp (Powerpoint)

Djamel, E.B. 2008. Étude d'un glissement de terrain par différentes méthodes. *Université de Saida, Algérie*. [Internet] http://www.memoireonline.com/09/10/3867/m_Etude-dun-glissement-de-terrain-par-differentes-methodes0.html.

Ecological Regions of the Northwest Territories: Taiga Plains. 2007. *Department of Environment and Natural Resources*. [Internet] http://www.enr.gov.nt.ca/_live/documents/documentManagerUpload/Taiga_Posters.pdf.

Gominet, S. 2008. Risques naturels > Mouvement de terrain. *Institut des risques majeurs*. [Internet] http://www.mementodumaire.net/01risques_naturels/RN4.htm

Gunn, A. 2001. Northwest Territories taiga (NA0614). *WorldWildLife*. [Internet] http://www.worldwildlife.org/wildworld/profiles/terrestrial/na/na0614_full.html.

Hsui, A. 2001. Mass Movement. *Geology of Mars, University of Illinois*. [Internet] <http://www.lukew.com/marsgeo/landslides.html>.

Glissements de terrain : Glissements de terrain et avalanches au Canada. 2007. *Commission géologique du Canada-Ressources Naturelles du Canada*. [Internet] http://cgc.rncan.gc.ca/landslides/snow_f.php.

Glissement de terrain. 2010. *Commission géologique du Canada*. [Internet] http://gsc.rncan.gc.ca/landslides/index_f.php.

Les essais de sols. 2005. *Conseil national de recherches du Canada*. Adapté de Eden, W.J. 1965. [Internet] <http://www.nrc-cnrc.gc.ca/fra/idp/irc/dcc/digest-construction-43.html>. 121

National Air Photo Library. 2007. *Natural Resources Canada*. [Internet] http://airphotos.rncan.gc.ca/photos101/photos101_info_e.php.

National Climate Data and Information Archive. *Gouvernement du Canada*. [Internet] http://www.climate.weatheroffice.gc.ca/climateData/dailydata_e.html?timeframe=2&Prov=CA&StationID=1648&Year=2002&Month=12&Day=7

Permafrost, Environment and Natural Ressources, Northwest Territories. *Gouvernement du Territoire du Nord-Ouest*. [Internet] http://www.enr.gov.nt.ca/_live/pages/wpPages/soe_permafrost.aspx.

Permafrost: Permafrost and Climate change. 2007 *Ressources Naturelles du Canada*. [Internet] http://cgc.mcan.gc.ca/permafrost/climate_e.php.

Première série d'essais : Identification, Classification et Compactage des sols. *B.T.S Bâtiment-Essai laboratoire*. [Internet] <http://mescoursdegeniecivil.wifeo.com/documents/Prsentation1.pdf>.

Rabah, A., Messaoud, Z. et Said, T. 2009. Contribution des géosynthétiques dans le traitement des glissements de terrain Premier symposium méditerranéen de géoengineering. [Internet] <http://www.afitex.com/publications/42.pdf>

Ricketts. 1999. Fort McPherson Plain: Taiga Plain Ecozone-Ecoregion 53. *Gouvernement du Yukon*. [Internet] http://www.emr.gov.yk.ca/oilandgas/pdf/bmp_fort_mcpherson_plain_ecoregion.pdf.

Saint-Martin, J. 2008. En route vers le grand Nord : Du Yukon à l'Arctique par le Dempster Highway. [Internet] http://groenland-disko.pagesperso-orange.fr/yukon-dempster/Gwich_in_Fort_McPherson.htm

Séisme de 2010 de Val-des-Bois au Québec. 2010. *Ressources Naturelles du Canada*. [Internet] http://earthquakescanada.nrcan.gc.ca/pprs-pprp/.../GEOINFO_ValdesBois2010.pdf.

Terrestrial Ecozones of Canada. 2009. *Park Canada*. [Internet] http://www.pc.gc.ca/apprendre-learn/prof/itm2-crp-trc/htm/ecozone_e.asp#no14.

Tremblement de terre. 2007. *Sécurité Publique Canada*. [Internet] <http://www.securitepublique.gc.ca/res/em/nh/eq/index-fra.aspx>.

Vivre avec les changements climatiques au Canada : édition 2007. *Ressources naturelles du Canada*. [Internet] http://adaptation.nrcan.gc.ca/assess/2007/ch3/index_f.php.

Wissam, M. 2009. Risques hydrologique. *Risques géomorphologiques*. [Internet] <http://wissam20.jeeran.com/archive/2009/11/970006.html>.

Références :

Article et livres:

Alestalo, J. 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia* 105: 1-139.

- Alie Poirier, K. 2011. Évaluation du volume de sédiments relâchés dans Stony Creek (Fort McPherson, T.N.O) par les glissements de fonte rétrogressifs pendant la période 1944-2008. Mémoire de baccalauréat. Université Ottawa.
- Au, S.W.C. 1998. Rain-induced instability in Hong-Kong. *Engineering Geology* 51: 1-36.
- Bégin, C. et Fillion, L. 1985. Analyse dendrochronologique d'un glissement de terrain dans la région du lac à l'Eau Claire (Québec Nordique). *Canadian Journal Earth Science* 22 : 175-182.
- Bégin, C. et Fillion, L. 1988. Age of a landslide along Grande Rivière de la Baleine estuary, eastern coast of Hudson Bay, Quebec Canada. *Boreas* 17: 289-299.
- Bégin, C., Michaud, Y. et Archambault, S. 2000. Tree-ring evidence of recent climate changes in the Mackenzie Basin, Northwest Territories. Dans *The physical environment of the Mackenzie Valley, Northwest Territories: a base line for the assessment of environmental change*. Geological Survey of Canada Bulletin 547: 65-77 1.
- Bell, D.F. 1964. Loss-on-ignition as an estimate of organic matter and organic carbon in noncalcareous soils. *Journal of Soil Science* 15: 84-92.
- Bjornson, J. 2003. Les glissements rétrogressifs de fonte de la rivière Willow, Territoires du Nord-Ouest, Canada : Caractéristiques sédimentologiques, distribution spatiale et temporelle. Thèse de maîtrise en Sciences, Université d'Ottawa.
- Boucher, D., Fillion, L. et Hetu, B. 2003. Reconstitution dendrochronologique et fréquence des grosses avalanches de neige dans un couloir subalpin du mont Hog's Back, en Gaspésie centrale (Québec). *Géographie Physique Quaternaire* 57 : 159-168.
- Bodoque, J. M., Dez-Herrero, A., Martin-Duquea, J. F., Rubiales, J.M., Godfrey, A., Pedraza, J., Carrasco, R. M. et Sanz, M. A. 2006. Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: Two examples from Central Spain. *Catena* 64: 81-102.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Ehmisch, M., et Monbaron, M. 2007. Reconstructing spatio-temporal patterns of debris-flow activity with dendrogeomorphological methods. *Geomorphology* 87(4): 337-351.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M. et Schneuwly, D. M. 2008. Dynamics in debris-flow activity on a forested cone – a case study using different dendroecological approaches. *Catena* 72: 67-78.
- Bureau de normalisation du Québec. 2005. Sols-Détermination de la limite de liquidité à l'aide de l'appareil de cassagrande et de la limite de la plasticité. *Norme Nationale du Québec*. 11 pages.
- Brown, R.J.E. 1970. *Permafrost in Canada : Its Influence on Northern Development*. Université Toronto. 234 pages.

- Burn, C.R. 2000. The thermal regime of a retrogressive thaw slump near Mayo, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37: 967-981.
- Burn, C.R. et Friele, P.A. 1989. Geomorphology, vegetation succession, soil characteristics and permafrost in retrogressive thaw slump near Mayo, Yukon Territory. *Arctic* 42 (1): 31-40.
- Burn, C.R. et Lewkowicz, A.G. 1990. Retrogressive thaw slump. *The Canadian Geographer* 34(3): 273-276.
- Caine, N. 1980. The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler* 62A : 23–27.
- Casale, R. et Margottini, C. 1999. *Floods and Landslides*. Brussels Belgium. 377 pages.
- Chagnon, J.Y. 1968. Les coulées d'argile dans la province de Québec. *Naturaliste canadien* 95: 1327-1343.
- Chapin III, F.S., Sturm, M., Serreze, M.C., McFadden, J.P., Key, J.R., Lloyd, A.H., McGuire, A.D., Rupp, T.S., Lynch, A.H., Schimel, J.P., Beringer, J., Chapman, W.L., Epstein, H.E., Euskirchen, E.S., Hinzman, L.D., Jia, G., Ping, C.-L., Tape, K.D., Thompson, C.D.C., Walker, D.A. et Welker, J.M. 2005. Role of Land-Surface Changes in Arctic Summer Warming. *Science* 310: 657-660.
- Clague, J. 2003. Vulnérabilité aux risques de glissements de terrain et aux changements climatiques, *Réseau canadien de recherche sur les impacts climatiques et l'adaptation*. 40 pages.
- Clague J. 2010: Dating Landslides with Tree. Dans *Tree Rings and Natural Hazards: A State-of-the-Art*. Advance in Global Change Research: 81-89.
- Cook, E.R 1985. A Time Series Approach to Tree Ring Standardization. Dissertation for the degree of doctor in Philosophy with a Major in watershed Management. University of Arizona.
- Cook, E.R. et Kairiukstis, L.A. 1990. Methods of dendrochronology-Applications in the environmental sciences. *Tree Physiology* 26 : 63-71.
- Cook, E.R et Krusic, P.J. 2005. Programme informatique Arstan, version ARST_win.
- Corominas, J. et Moya, J. 1998. Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregot River Basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology* 30: 79-93.
- Crozier, M. J. 1986. *Landslides, causes, consequences and environment*. Croom Helm, 252 pages.
- DesRochers, A. et Gagnon, R. 1997. Is ring count at ground level a good estimation of black spruce age? *Canadian Journal of Forest Research* 27:1263–1267.

- Doucet, A. 2007. Origine du drainage rocheux acide dans la région d'Eagle Plains, Territoire du Yukon (Canada) et son impact sur les épinettes noires (*Picea Mariana (Mill.)*) Thèse de Maitrise en Science. Université d'Ottawa.
- Duk-rodkin et Hugues 1992. Surficial Geology, Fort McPherson-Bell river, Yukon-Northwest Territories, 1:250,000. Geological Survey of Canada, Ottawa. Map1745A.
- Dyke, L.D. 2000. Stability of permafrost slopes in the Mackenzie valley. Dans *The physical environment of the Mackenzie Valley, Northwest Territories: a base line for the assessment of environmental change*. Geological Survey of Canada, Bulletin 547:177-186.
- Fantucci, R. et McCord, A. 1995. Reconstruction of landslide dynamic with dendrochronological methods. *Dendrochronologia* 13: 43–58.
- Fantucci, R. et Sorriso-Valvo, M. 1999. Dendrogeomorphological analysis of a slope near Lago, Calabria (Italy). *Geomorphology* 30: 165–174.
- Friedman, J.M., Vincent, K.R. et Shafroth, P.B. 2005: Dating floodplain sediments using tree-ring response to burial. *Earth Surfaces Processes and Landforms* 30: 1077-1091.
- François M. 2005. *Roches et paysages, reflets de l'histoire de la Terre*. Paris, Belin, Orléans, BRGM éditions.
- French, H.M. et Heginbottom, J.A. 1983. Guidebook to Permafrost and Related Features of the Northern Yukon Territory and Mackenzie Delta, Canada. Division of Geological and Geophysical Surveys. *Department of Natural Resources*. 186 pages.
- Fritts, H.C. 1976. *Tree rings and climate*. New York: Academic Press, 567 pages.
- Fritts, H.C. 1991. *Reconstructing Large-scale Climatic Patterns from Tree-Ring Data*. University of Arizona Press, 286 pages.
- Gagnon, H. 1972. La photo aérienne dans les études de glissements de terrain. *Revue de géographie de Montréal* 26: 381-406.
- Gill, D. 1975. The influence of white spruce trees on permafrost-table microtopography, Mackenzie River delta. *Canadian Journal of Earth Sciences* 12: 263–272.
- Gooself, M.N, Balser, A., Bowden, W.B. et Jones, J.B. 2009. Effects of hillslope thermokrast in northern Alaska. *EOS transactions, American Geophysical Union*. AGU 90 (4): 29-30.
- Grissino-Mayer, H.D. 1996. The Ultimate Tree-Ring Web Page. *University of Tennessee*. Aussi disponible en ligne : <http://web.utk.edu/~grissino/>.

- Grissino-Mayer, H.D., Holmes, R.L. et Fritts, H.C. 1992. International tree-rings data bank of program library: user's manual. Tucson: Laboratory of Tree-Ring Research. *University of Arizona*. Aussi disponible en ligne : www.ltrr.arizona.edu/software.html.
- Grissino-Mayer, H. D. 2003. A manual and tutorial for the proper use of an increment borer. *Tree-Ring Research* 59: 63–79.
- Grom, J. 2008. Retrogressive thaw slump process and morphology, Eureka Sound Lowlands, Ellesmere Island, Nunavut Canada. Maitrise en Science, Université de McGill.
- Guida, D., Pelfini, M. et Santilli, M. 2008. Geomorphological and dendrochronological analyses of a complex landslide in the Southern Apennines. *Geographica Annale* 90 A (3): 211–226.
- Heginbottom, J.A. 1984. Continued headwall retreat of a retrogressive thaw flow slide, eastern Melville Island, Northwest Territories. *Geological Survey of Canada*. Current Research part B, Paper 84-1B: 363–365.
- Henri, O., Lotter, A.F. et Lemcke, G. 2001. Loss in ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproductibility and comparability of results. *Journal of Paleoclimatology* 25: 101-110
- Holmes, R. 1983. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bulletin* 43.
- Huisman, L.M. 2002. Development of Compression Wood in Trees of the Drunken Forest, Central Yukon Territory. Maitrise à l'Université de Carleton à Ottawa.
- Iverson, R.M., Reid, M.E., Iverson, N.R., LaHusen, R.G., Logan, M., Mann, J.E. et Brien, D.L. 2000. Acute sensitivity of landslide rates to initial soil porosity. *Science* 290: 513–516.
- Jacoby, G.C. et Cook, E.R. 1981. Past temperature variations inferred from a 400-year tree ring chronology from Yukon Territory, Canada. *Arctic and Alpine Research* 13 (4): 409-418.
- Kim, S.K., Hong, W.P. et Kim, Y.M. 1991. Prediction of rainfall triggered landslides in Korea. Dans *Proceeding of the 6th International Symposium on Landslides*. Landslides 2 Balkema. Rotterdam 989–999.
- Kokelj, S.V. 2005. The influence of thermokarst disturbance on the water quality of small upland lakes, Mackenzie Delta Region, Northwest Territories, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*: 343.-353.
- Kokelj, S.V. et Burn, C.R. 2003. Tilt of Spruce Trees near Ice Wedges, Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada. Dans Phillips, M.; Springman, S.M.; Arenson, L.U. *Permafrost—Proceeding of the 8th Internatinal Conference on Permafrost*. Rotterdam: A.A. Balkema: 567–570.

- Lacelle, D., Bjornson, J., Lauriol, B., Clark, I. et Troutet, Y. 2003. Segregated intrusive ice of subglacial meltwater origin in retrogressive thaw flow headwalls, Richardson Mountains, NWT, Canada. *Quaternary Science Reviews* 23: 681-696.
- Lacelle, D., Bjornson, J., et Lauriol, B. 2009. Climatic and geomorphologic factors affecting contemporary (1950-2004) activity of retrogressive thaw slumps on the Aklavik Plateau, Richardson Mountains, NWT, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes* 21: 1-15.
- Lamontagne, M., Demers, D. et Savopol, F. 2007. Description et analyse d'un glissement de terrain meurtrier du 25 octobre 1870 dans le rang des Lahaie, Sainte-Geneviève-de-Batiscan, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 44 : 947-960.
- Lang, A., Moya, J., Corominas, J., Schrott, L. et Dikau, R. 1999. Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements. *Geomorphology* 30: 33-52.
- Lantz, T.C. et Kokelj, S.V. 2008. Increasing rates of retrogressive thaw slump activity in the Mackenzie Delta region, N.W.T., Canada. *Geophysical Research Letters* 35:6.
- Lawrence, D.M. et Slater, A.G. 2005. A projection of sever near-surface permafrost degradation during the 21st century. *Geophysical Research Letters* 32: 1-5.
- Lemke, P., Ren, J.R., Alley, B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fuji, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R. H. et Zhang, T. 2007. *Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground*. Cambridge University Press, USA.
- Lewkowicz, A. 2003. Vulnérabilité aux risques de glissements de terrain et aux changements climatiques, *Réseau canadien de recherche sur les impacts climatiques et l'adaptation*.
- Lewkowicz, A. et Bruns, C.R. 1990. Canadian Landform examples – 17: Retrogressive thaw slumps. *The Canadian Geographer* 34 (3): 273-76.
- Lundstrom, T., Stoffel, M. et Stockli, V. 2008. Fresh-stem bending of silver fir and Norway spruce. *Tree Physiology* 28: 355-366.
- Mackay, J.R. 1972. The world of underground ice. *Annals of the Association of American Geographers* 6: 1-22.
- May, C. et Gresswell, R. 2003. Spatial and temporal patterns of debris-flows deposition in the Oregon, Coast range, USA. *Geomorphology* 57: 135-149.
- McAuliffe, J.R., Scuderi, L.A. et McFadden, L.D. 2006. Tree-ring record of hillslope erosion and valley floor dynamics: Landscape responses to climate variation during the last 400yr in the Colorado Plateau, northeastern Arizona. *Global Planet Change* 50: 184-201.
- Ministère de l'environnement du Québec. 2003. Détermination de la matière organique par incinération: méthode de perte de feu Centre d'expertise en analyse environnementale du Québec et ministère de

l'agriculture, des pêcheries et de l'alimentation du Québec. *Centre d'expertise en analyse environnemental au Québec*.

Mollard, J.D. 1977. Regionals landslide types in Canada. Dans *Landslide, Geological Society of America*, Engineering Geology III.

Morrell, G.R., Fortier, M., Price, P.R et Polt, R. 1995. L'exploration pétrolière et gazière dans le nord du Canada : Guide de l'exploration pétrolière et gazière et de son potentiel. *Ministère des Affaires indiennes et du Nord canadien*.

Nixon, F.M. 2000. Thaw-depth monitoring. Dans: The physical environment of the Mackenzie Valley, Northwest Territories: a baseline for the assessment of environmental change. *Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada, Bulletin 547*: 119-126.

Norris DK. 1981. Geology of the Northern Yukon and Northwestern District of Mackenzie, 1:500,000. Geological Survey of Canada, Ottawa. Map1581A.

Onodera, T., Yoshinaka, R. et Kazama, H. 1974. Slope failures caused by heavy rainfall in Japan. *Proc. 2nd Int. Assoc. Eng. Geology, Sao Paulo, Brazil*: V.11.1.–V.11.10.

Pelfini, M. et Santilli, M. 2008. Frequency of debris flows and their relation with precipitation: A case study in the Central Alps, Italy. *Geomorphology* 101 : 721-730.

Perrault, G. 1989. Le bois qui parle: La dendrochronologie. *Revue Expert* 5.

Perret, S., Stoffel, M. et Kienholz, H. 2006. Spatial and temporal rockfall activity in a forest stand in the Swiss Prealps— a dendrogeomorphological case study. *Geomorphology* 74(1–4): 219–231.

Perret, D. et Bégin, C. 1997. Inventaire des glissements de terrain associés aux fortes pluies de la mi-juillet 1996-Région du Saguenay-Lac-Saint-Jean. *Institut national de la recherche scientifique*. Rapport remis au Bureau de la reconstruction et de la relance du Saguenay-Lac-Saint-Jean.

Rozell, N. 1995. Formerly Frosty Footing Causes Drunken Forests, Alaska Science Forum. Geophysical Institute. University of Alaska, Fairbanks.

Rowland, J.C., Jones, C.C., Altmann, G., Bryan, R., Crosby, B.T., Geernaert, G.L., Hinzman, L.D., Kane, D.L, Lawrence, D.M., Mancino, A., Marsh, P., McNamara, J.P., Romanovsky, V.E., Toniolo, H., Travis, B.J., Trochim, E. et Wilson, C.J. 2010. Arctic Landscapes in Transition : Responses to Thawing Permafrost. *EOS Transactions American Geophysical Union* 91 (26): 229-230.

Scurfield, G. 1973. Reaction wood: its structure and function. *Science* 179: 647-655.

Shroder, J.F. 1978. Dendrogeomorphologic analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary research* 9: 168-185.

Schweingruber, F.H. 1988. *Tree Rings: Basics and Applications of dendrochronology*. Dordrecht: D.Reidel Publisher Company, 276 pages.

- Schweingruber, F.H. 1996. *Tree rings environment*. Dendroecology. Paul Haupt, Bern, Stuttgart, Wien.
- Schweingruber, F.H., Briffa, K.R. et Nogler, P.A. 1993. Tree-ring densitometric transect from Alaska to Labrador. *International Journal of Biometeorology*. 37: 151–169.
- Smith, S.L., Burgess, M.M, Riseborough, D et Nixon M.F. 2005. Recent trends from Canadian Permafrost Thermal Monitoring Network Sites. *Permafrost and Periglacial Processes* 16:19-30.
- Sower, G.F. 1993. Human factors in civil and geotechnical engineering failures. *Journal of Geotechnical Engineering* 119 92): 238-256.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M. et Hassler, G. R. 2006. Differentiating past events on a cone influenced by debris-flow and snow avalanche activity – a dendrogeomorphological approach. *Earth Surface Processes and Landforms* 31 (11): 1424-1437.
- Stoffel, M. et Bollschweiler, M. 2008. Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8: 187–202.
- Stoffel, M. et Bollschweiler, M. 2009: What tree rings can tell about earth-surface processes. Teaching the principles of dendrogeomorphology. *Geography Compass* 3: 1013–1037.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Butler, D.R. et Luckman, B. 2010. Tree Rings and Natural Hazards: An introduction. Dans: *Tree Rings and Natural Hazards: A State-of-the-Art, Advance in Global Change Research* 41.
- Stoffel M., Lievre I., Conus D., Grichting M.A., Raetzo H., Gartner H.W. et Monbaron, M. 2005. 400 years of debris-flow activity and triggering weather conditions: Ritigraben, Valais, Switzerland, *Arct. Antarc. Alp Research* 37: 387-395.
- Stokes, M.A. et Smiley, T.L. 1968. *An introduction to tree-ring dating*. University of Chicago Press. Chicago, Illinois, USA.
- Strunk, H. 1997. Dating of Geomorphological Processes Using Dendrogeomorphological Methods. *Catena* 31: 137–151.
- Stuart, A. et Ord, J.K. 1998. Kendall's Advanced Theory of Statistics 1: Distribution Theory, 6th ed. *New York: Oxford University Press*.
- Szeicz, J.M. et MacDonald, G.M. 1995. Recent White Spruce Dynamics at the Subarctic Alpine Treeline of North-Western Canada. *Journal of Ecology* 83: 873-885.
- Szekely, G.J. et Mori, T.F. 2001. A Characteristic Measure of Asymmetry and its Application for Testing Diagonal Symmetry. *Communications in Statistics: Theory and Methods* 30 (8 et 9): 1633–1639.
- Turner, A.K. et Schuster RL. 1996. Landslides-investigation and mitigation. *Special Report* 247.

- Von Storch, H. et Navarra, A. 1999. Analysis of Climate variability: Applications of Statistical Techniques. *Springer*. pp.321.
- Viereck, L.A. 1973: Ecological effects of river flooding and forest fires on permafrost in the taiga of Alaska. Dans Proceedings of the 2nd International Conference on Permafrost, Yakutsk U.S.S.R. Washington, D.C.: *National Academy of Sciences Press*: 60–70.
- Wiles, P.E., Calkin et Jacoby G.C. 1996. Tree-ring analysis and Quaternary geology: principles and recent applications. *Geomorphology* 16: 259–272.
- Wang, B., Ding, Q., Fu, X., Kang, I.S, Jin, K., Shukla, J et Doblas-Reyes, F. 2005. Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall. *Geophysical research Letters* 32:
- Wigley, T.M.L., Briffa, K.R., et Jones, P.D. 1984. On the average value of correlated time series, with its applications in dendroclimatology and hydrometeorology. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23: 201-212
- Wolfe, S.A., Kotler, E. et Nixon, M.F. 2000. Recent warming impacts in the Mackenzie Delta, Northwest Territories and northern Yukon Territory coastal areas. Current Research, *Geological Survey of Canada* B1.
- Zalatan, R. 2002. Dendroecological analysis of successional dynamics after fire in the Shakwak trench, Southwest Yukon Territory. Maitrise en Science. Université d'Ottawa.
- Zhang, X., Vincent, L.A., Hogg, W.D. et Niitsoo, A. 2000. Temperature and precipitation trends in Canada during the 20th century. *Atmosphere-Ocean* 38: 395–429.
- Zhang, Y, Chen, W, Smith, S.L, Riseborough, D. W et Cihlar, J. 2005. Soil temperature in Canada during the twentieth century: complex responses to atmospheric climate change. *Journal of Geophysical Research* 110 (D3).
- Zoltai, S. C. 1975. Tree ring record of soil movements on permafrost. *Arctic and Alpine Research* 7: 331–340.
- Zoltai, S. C. et Tarnocai, C., 1974. Soil and vegetation of hummocky terrain. Environmental-Social Committee, Northern Pipelines, Task Force on Northern Oil Development. *Report* 74(5): 86.

ANNEXE

Tableau 3.3: Information des glissements de terrain de 1952 à 2010.

1952

Glissements	Altitude (pied)	Exposition	Volume (m ³)	Actif-Inactif	Coordonnées UTM
1	850	Nord	125 000	Actif	7 462 500 N 493 200 ^E
2	1100	Nord	18 000	Actif	7 459 900 N 491 200 E
3	1050	Nord	500 000	Actif	7 459 900 N 489 700 E
4	1000	Nord	560 000	Actif	7 459 700 N 489 650 E
5	1150	Nord	125 000	Actif	7 459 300 N 488 800 E

1970

Glissements	Altitude (pied)	Exposition	Volume (m ³)	Actif-Inactif	Coordonnées UTM
1	0	0	0	Inactif	0
2	1100	Nord	5 000	Actif	7 459 900 N 491 200 E
3	1050	Nord	700 000	Actif	7 459 900 N 489 700 E
4	1000	Nord	450 000	Actif	7 459 700 N 489 650 E
5	1150	Nord	75 000	Actif	7 459 300 N 488 800 E

1981

Glissements	Altitude (pied)	Exposition	Volume (m ³)	Actif-Inactif	Coordonnées UTM
1	0	0	0	Inactif	0
2	1100	Nord	150 000	Actif	7 459 900 N 491 200 E
3	1050	Nord	900 000	Actif	7 459 900 N 489 700 E
4	0	0	0	Inactif	0
5	0	0	0	Inactif	0

2010

Glissements	Altitude (pied)	Exposition	Volume (m ³)	Actif-Inactif	Coordonnées UTM
1	0	0	0	Inactif	0
2	0	0	0	Inactif	0
3	1050	Nord	1 237 000	Actif	7 459 900 N 489 700 E
4	0	0	0	Inactif	0
5	0	0	0	Inactif	0
6	1100	Sud	252 000	Actif	7 459 650 N 488 950 E
7	950	Nord	125 000	Actif	7 462 200 N 493 500 E

Tableau 4.1: Résultats de l'analyse granulométrique du site Mélanie à l'aide du tamis. La moyenne des 6 transects indiquent que 10.5% des sédiments récoltés sont plus gros que 63 microns, ce qui regroupe les sables et les graviers puisque les limons et argiles sont sous les 63 microns.

Site Mélanie				Coordonnées Géographiques
Échantillon	Avant (g)	Après (g)	> 63 microns (%)	
1	50.03	3.21	6.4	N 67.25363 et O 135.27280
2a	50.91	4.77	9.36	
2b	56.93	4.3	7.55	
2c	50.34	6.75	13.4	
2d	64.93	6.39	9.84	
2e	50.28	6.1	12.1	
2f	55.65	0.6	1.07	
2g	52.7	4.8	9.1	N 67.25303 et O 135.27188
3a	50.05	6.32	12.6	
3b	41.59	4.74	11.3	
3c	50.11	8.54	17.04	
3d	50.31	6.08	12.09	
3e	50	8.55	17.1	N 67.25240 et O 135.27208
4a	50	1.29	2.58	
4b	51.97	3.53	6.79	
4c	50.16	2.68	5.3	
4d	50.06	6	11.9	
4e	50.76	4.18	8.23	N 67.25198 et O 135.26955
5a	50.05	0.95	1.89	
5b	53.72	7.54	14.08	
5c	50.16	4.83	9.62	

5d	50	5.69	11.3	
5e	55.6	5.8	10.4	
5f	55	10.6	19.2	
6a	50.35	5.6	11.12	N 67.25220 et O 135.26668
6b	50.09	6.35	12.6	
6c	50.54	7.43	14.7	
6d	56.09	13	23.17	
6e	50.6	2.36	4.66	
7a	50.61	4.19	8.28	N 67.25197 et O 135.26314
7b	50.64	6.71	13.25	
7c	50.15	5.25	10.46	
Moyenne			10.5775	

Tableau 4.2: Résultats de l'analyse granulométrique du site des Charas à l'aide du tamis. La moyenne des 9 transects indiquent que 18.8% des sédiments récoltés sont plus gros que 63 microns, ce qui regroupe les sables et les graviers puisque les limons et argiles sont sous les 63 microns.

Site des Charas				
Échantillon	Avant (g)	Après (g)	>63 microns (%)	Coordonnées
1.A	50.09	7.14	14.2	N 67.25671 et O 135.22566
1.B	50.1	7.11	14.1	N 67.25694 et O 135.22600
1.C	50.62	9.57	18.9	N 67.25652 et O 135.22676
1.D	30.01	10.6	35.32	N 67.25630 et O 135.22731
1.E	50	6.71	13.42	N.67.25601 et O 135.22740
1.F	50.7	1.46	2.88	N 67.25594 et O 135.22748
1.G	50.35	7.85	15.59	N 67.25613 et O 135.22781
1.H	50.87	8.86	17.42	N 67.25602 et O 135.22812
1.I	50.07	8.56	17.1	N 67.25597 et O 135.22827
2.A	50.44	3.8	7.53	N 67.25659 et O 135.22789
2.B	50.09	8.12	16.21	N 67.25684 et O 135.22823
2.C	50.4	8.17	16.21	N 67.25713 et O 135.22868
2.D	50.12	10.44	20.8	N 67.25742 et O 135.22873
3.A	50.02	3.92	7.8	N 67.25724 et O 135.23103
3.B	50.01	0	0	N 67.25702 et O 135.23105
3.C	50.05	4.14	8.2	N 67.25697 et O 135.23099
3.D	50.31	3.53	7.02	N 67.25631 et O 135.23155
3.E	50.36	11.32	22.48	N 67.25596 et O 135.23159
3.F	50.27	6.15	12.23	N 67.25565 et O 135.23210
3.G	50.41	4.75	9.42	N 67.25506 et O 135.23271
4.A	51.74	22.45	43	N 67.25449 et O 135.23186
4.B	50	20.47	44.9	N 67.25443 et O 135.23087

4.C	51.9	10.38	20	N 67.25436 et O 135.23015
4.D	50.08	6.08	12.1	N 67.25414 et O 135.22952
4.E	50.1	3.29	6.56	N 67.25407 et O 135.22935
5.A	50.52	4.18	8.27	N 67.25398 et O 135.22890
5.B	50.54	10.31	20.39	
5.C	50.38	33.08	65.66	
5.D	50.51	10.93	21.6	
6.A	50.47	9.28	18.39	N 67.25380 et O 135.22679
6.B	50.72	7.2	14.2	
6.C	50.44	8.89	17.62	
6.D	50.88	9.76	19.18	
6.E	50.29	7.03	13.98	
7.A	50.25	9.06	18.03	N 67.25359 et O 135.22490
7.B	50.4	0	0	
7.C	50.57	3.11	6.14	
7.D	50.9	10.4	20.4	
7.E	50.44	11	21.81	
8.A	52.01	11.85	22.78	N 67.25190 et O 135.22286
8.B	50.37	9.9	19.65	
8.C	49.74	12.56	25.25	
8.D	50.54	17.94	35	
8.E	50.59	13.11	25.91	
9.A	50.09	23.44	46.75	N 67.25651 et O 135.23887
9.B	50.53	16.04	31.74	
9.C	50.72	9.91	19.54	
9.D	50.43	11	21.81	
9.E	50.38	3.81	7.56	
Moyenne			18.87857143	

Tableau 4.3: Calculs qui amènent à la détermination de la limite de liquidité pour les sites des Charas et Mélanie.

La limite de liquidité							
	Creuset (3 essais)	poids creuset seulement (g)	poids avec sédiments (g)	Après 105°	sédiments humides (g)	sédiment s secs (g)	Teneur en eau
FM- Charas 1	1	8.478	13.076	11.79	4.598	3.312	27.97
	2	8.256	13.778	12.352	5.522	4.096	25.82
	3	8.414	13.842	12.472	5.428	4.058	25.24
FM- Charas 2	4	8.385	12.751	11.621	4.366	3.236	25.88

	5	8.618	11.843	11.028	3.225	2.41	25.27
	6	8.186	11.862	10.955	3.676	2.769	24.67
FM-Charas 3	7	9.406	15.18	13.532	5.774	4.126	28.54
	8	7.836	14.026	12.432	6.19	4.596	25.75
	9	8.112	15.604	13.57	7.492	5.458	27.15
FM-Charas 4	10	7.916	13.312	11.835	5.396	3.919	27.37
	11	7.962	13.232	11.842	5.27	3.88	26.38
	12	8.647	13.406	12.156	4.759	3.509	26.27
FM-Melanie 1	13	8.514	14.178	12.591	5.664	4.077	28.02
	14	8.419	13.134	11.827	4.715	3.408	27.72
	15	8.269	13.756	12.273	5.487	4.004	27.03
FM-Melanie 2	16	7.881	14.646	12.807	6.765	4.926	27.18
	17	8.161	14.693	12.91	6.532	4.749	27.30
	18	8.514	14.135	12.47	5.621	3.956	29.62
FM-Melanie 3	19	7.575	12.623	11.26	5.048	3.685	27.00
	20	8.052	14.795	12.987	6.743	4.935	26.81
	21	8.293	13.08	11.803	4.787	3.51	26.68
FM-Melanie 4	22	8.009	14.607	12.742	6.598	4.733	28.27
	23	8.269	13.217	11.833	4.948	3.564	27.97
	24	7.577	14.954	13.017	7.377	5.44	26.26

Tableau 4.4: Étapes à la détermination de la limite de plasticité pour les Charas et Mélanie.

La limite de plasticité								
Site	Creuse t	poids creuset (g)	poids avec sédiments (g)	105°	sédiments humides (g)	sédiments secs (g)	Teneur en eau	Moyenne
FM-Charas 1	1	8.143	23.204	20.388	15.061	12.245	18.70	18.36
	2	8.951	20.068	18.064	11.117	9.113	18.03	
FM-Charas 2	3	10.308	23.648	21.087	13.34	10.779	19.20	18.83
	4	8.308	22.503	19.881	14.195	11.573	18.47	
FM-Charas 3	5	7.776	28.309	24.76	20.533	16.984	17.28	17.18
	6	8.159	24.457	21.673	16.298	13.514	17.08	
FM-Charas 4	7	8.533	22.38	19.954	13.847	11.421	17.52	17.62
	8	7.849	20.073	17.907	12.224	10.058	17.72	
FM-Melanie 1	9	8.044	26.758	23.579	18.714	15.535	16.99	17.03
	10	8.37	25.063	22.214	16.693	13.844	17.07	

FM- Melanie 2	11	10.415	26.322	23.492	15.907	13.077	17.79	
	12	8.473	21.291	19.085	12.818	10.612	17.21	17.5
FM- Melanie 3	13	9.025	19.939	17.95	10.914	8.925	18.22	
	14	8.284	21.874	19.524	13.59	11.24	17.29	17.75
FM- Melanie 4	15	8.412	22.951	20.486	14.539	12.074	16.95	
	16	8.394	27.43	24.0856	19.036	15.6916	17.57	17.26

Tableau 4.5 : Résultats de la détermination de la limite d'Atterberg pour les sites de Mélanie et des Charas.

Site	Essais	Coups	Teneur en eau pour 25 coups Exprimée en %
Charas 1	1	17	
	2	26	26.27
	3	31	$y = -4.8777x + 153.16$
Charas 2	1	16	
	2	26	25.25
	3	32	$y = -13.253x + 359.65$
Charas 3	1	16	
	2	22	26.06
	3	30	$y = -2.1455x + 80.91$
Charas 4	1	32	
	2	25	26.7
	3	17	$y = 10.97x - 267.91$
Mélanie 1	1	17	
	2	28	27.64
	3	32	$y = -13.486x + 397.73$
Mélanie 2	1	31	
	2	27	28.1
	3	18	$y = -4.6719x + 156.3$
Mélanie 3	1	16	
	2	25	26.83
	3	34	$y = -55.033x + 1501.6$
Mélanie 4	1	15	
	2	25	27.5
	3	35	$y = -8.5373x + 259.76$

Tableau 4.11: Calculs de la perte au feu : matière organique et carbonates.

Échantillon	Creuset (g)	Poids (g)	Total 550	Total 950	Poids Poids550	Poids Poids950	Perte org.	Perte Carb	Org %	Carb %	
1-C.1	8.84	11.67	11.52	11.49	2.82	2.68	2.65	0.14	0.03	5.16	1.09

2-C.2	8.46	10.97	10.84	10.8	2.51	2.38	2.34	0.12	0.04	4.93	1.87
3-C.3	8.93	12.01	11.86	11.81	3.08	2.93	2.88	0.15	0.05	4.85	1.78
4-M.1	8.62	10.5	10.41	10.37	1.87	1.78	1.7	0.09	0.03	4.94	1.91
5-M.2	8.51	12.24	12.09	12.04	3.7	3.57	3.52	0.15	0.05	4.04	1.39
6-M.3	7.97	11.29	11.13	11.08	3.31	3.16	3.1	0.15	0.05	4.61	1.71
7-M.4	7.76	10.25	10.1	10.08	2.49	2.36	2.31	0.12	0.05	4.93	2
										4.78	1.68

Tableau 5.1 : Coordonnées des échantillons des arbres perturbés au site Mélanie.

Coordonnées géographiques des arbres et carottes	
Site Mélanie (FM3)	
AA	N 67.25265 et O 135.27324
BB	N 67.25265 et O 135.27324
CC	N 67.25265 et O 135.27324
DD	N 67.25224 et O 135.27357
EE	N 67.25224 et O 135.27357
FF	N 67.25201 et O 135.27284
GG	N 67.25218 et O 135.27132
HH	N 67.25218 et O 135.27132
II	N 67.25218 et O 135.27132
JJ	N 67.25188 et O 135.26306
KK	N 67.25188 et O 135.26306
MM	N 67.25183 et O 135.26196
NN	N 67.25183 et O 135.26196

Tableau 5.2 : Coordonnées des échantillons des arbres perturbés au site des Charas.

Site des Charas		
A	Arbre	N 67.25683 et O 135.23254
B	Arbre	N 67.25683 et O 135.23254
C	Arbre	N 67.25683 et O 135.23254
D	Carotte	N 67.25677 et O 135.23390
E	Arbre	N 67.25652 et O 135.23483
F	Arbre	N 67.25652 et O 135.23484
G	Carotte	N 67.25674 et O 135.23482
H	Arbre	N 67.25669 et O 135.23473
I	Carotte	N 67.25674 et O 135.23550
J	Arbre	N 67.15.24 et O 135.14.08.3
K	Arbre	N 67.15.23.9 et O 135.14.02.7
L	Carotte	N 67.15.24.7 et O 135.14.09.7
M	Carotte	N 67.15.24.7 et O 135.14.09.7
N	Carotte	N 67.15.24.7 et O 135.14.09.7
O	Carotte	N 67.15.24.7 et O 135.14.09.7

P	Carotte	N 67.15.24.7 et O 135.14.09.7
Q	Carotte	N 67.15.27.3 et O 135.14.09.0
U	Carotte	N 67.15.29.7 et O 135.14.08.3
Y	Carotte	N 67.15.33.8 et O 135.14.05.8
ZD	Arbre	N 67.15.38.4 et O 135.14.00.5
ZF	Carotte	N 67.15.40.8 et O 135.13.55.6
ZG	Arbre	N 67.15.44.7 et O 135.13.40.3
ZH	Carotte	N 67.15.45.7 et O 135.13.43.8
ZI	Arbre	N 67.15.45.7 et O 135.13.43.8
ZK	Arbre	N 67.15.45.7 et O 135.13.43.8
ZL	Carotte	N 67.15.46.1 et O 135.13.22.7
ZM	Arbre	N 67.15.46.1 et O 135.13.22.7
A1	Arbre	N 67.25834 et O 135.23659
A2	Arbre	N 67.25854 et O 135.23672
A6	Arbre	N 67.25917 et O 135.23604
A7	Arbre	N 67.26061 et O 135.26061
A8	Arbre	N 67.26120 et O 135.23265
A9	Arbre	N 67.26202 et O 135. 23187
A10	Arbre	N 67.26225 et O 135. 23070

Tableau 6.1: information sur les 38 arbres perturbés par le glissement de terrain sélectionnés du site des Mélanie, tous des arbres qui semblaient présenter une inclinaison et des blessures causées par le glissement de terrain.

Nom de l'échantillon	Numéro	Premier cerne	Mortalité	Âge (an)
FM-2a	1	1942	2005	64
FM-3a	2	1853	1957	105
FM-4	3	1901	2002	101
FM-4b	4	1932	2007	76
FM-5	5	1932	2002	71
FM-5b	6	1897	2009	113
FM-6	7	1911	2007	97
FM-7	8	1840	2002	163
FM-9	9	1938	2002	65
FM-09	10	1907	2007	100
FM-11	11	1905	2002	97
FM-13	12	1940	2002	62
FM-16	13	1900	2009	109

FM-19	14	1947	2002	56
FM-20	15	1947	2002	56
FM-23	16	1948	1998	50
FM-33	17	1937	2007	70
FM-1.1	18	1945	2009	64
FM-1.2	19	1961	2009	49
FM-1.3	20	1915	2009	95
FM-1.4	21	1934	2009	76
FM-1.5	22	1930	2009	80
FM-1.6	23	1874	2009	136
FM-1.7	24	1829	2009	181
FM-1.8	25	1901	2009	108
FM-1.9	26	1895	2009	114
FM-1.10	27	1900	2009	109
FM-1.14	28	1845	2009	165
FM-BB	29	1854	2009	155
FM-CC	30	1741	2009	268
FM-EE	31	1902	2002	100
FM-FF	32	1878	1993	116
FM-GG	33	1887	2007	121
FM-HH	34	1958	2008	50
FM-II	35	1887	1998	112
FM-KK	36	1902	2002	100
FM-LL	37	1850	1996	147
FM-PP	38	1843	2002	159

Tableau 7.1: information sur les 30 arbres de référence sélectionnés au site des Charas, tous des arbres vivants, ne présentant aucun bois de réaction, inclinaison ou de blessures.

Nom de l'échantillon	Numéro	Premier cerne	Mortalité	Âge (an)
FML-2	1	1858	2009	152
FML-3	2	1901	2009	109
FML-4	3	1937	2009	73
FML-5a	4	1942	2009	68
FML-6	5	1930	2009	80

FML-7a	6	1930	2009	60
FML-7b	7	1872	2009	138
FML-8	8	1915	2009	95
FML-09	9	1870	2009	140
FML-9a	10	1862	2009	148
FML-9b	11	1873	2009	137
FML-10	12	1943	2009	67
FML-11a	13	1933	2009	77
FML-12a	14	1928	2009	82
FML-12b	15	1930	2009	80
FML-13	16	1865	2009	145
FML-14	17	1900	2009	110
FML-15	18	1950	2009	60
FML-16	19	1912	2009	98
FML-17	20	1978	2009	32
FML-18	21	1870	2009	140
FML-21	22	1900	2009	110
FML-22	23	1941	2009	69
FML-23	24	1934	2009	76
FML-24	25	1940	2009	70
FML-25	26	1950	2009	60
FML-28	27	1890	2009	120
FML-29	28	1946	2009	64
FML-30	29	1939	2009	71
FML-31	30	1941	2009	69

Tableau 7.2: Information sur les 35 arbres perturbés par le glissement de terrain sélectionnés au site des Charas, tous des arbres qui semblaient présenter une inclinaison et des blessures causées par le glissement de terrain.

Nom de l'échantillon	Numéro	Naissance	Mortalité	Âge (an)
A1	1	1850	1894	45
A2	2	1900	2009	109
A6	3	1852	2009	158
A7	4	1850	2009	160

A8	5	1902	2007	106
A9	6	1960	2007	48
A10	7	1942	2007	66
A11	8	1848	1897	50
A12	9	1850	1975	125
A13	10	1910	1968	59
A14	11	1845	1916	72
A15	12	1927	2006	80
A	13	1940	2009	69
B	14	1960	2009	48
C	15	1961	2009	49
D	16	1938	2009	72
E	17	1940	2009	69
F	18	1958	2009	52
G	19	1950	1997	48
H	20	1951	1998	48
I	21	1948	1998	50
M	22	1891	1997	107
N	23	1895	1997	103
P	24	1909	1997	89
Q	25	1985	1997	22
U	26	1908	1994	86
Y	27	1944	2006	63
ZD	28	1900	1978	78
ZF	29	1901	2007	106
ZG	30	1900	2006	106
ZH	31	1890	2006	117
ZI	32	1909	2006	97
ZK	33	1886	1968	83
ZI	34	1932	2006	75
ZM	35	1873	2006	133