

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARTOGRAPHIE ET GÉOLOGIE QUATERNAIRE DANS LE SUD-EST DES TERRITOIRES
DU NORD-OUEST : IMPLICATIONS POUR L'HISTOIRE GLACIAIRE ET LA PROSPECTION
GLACIO-SÉDIMENTAIRE

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

GABRIEL LAUZON

NOVEMBRE 2022

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.10-2015). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je tiens à remercier Janet Campbell (scientifique à la Commission géologique du Canada) pour m'avoir intégré à l'équipe de la CGC. En tant que *till goddess*, tu m'as transmis énormément de connaissances à propos de la géologie du Quaternaire. Ta passion, vision et souci du détail m'ont grandement influencé. Ta patience envers moi tout au long du processus a été très appréciée. Mille mercis. Je tiens à remercier aussi Martin Roy (professeur, UQAM) pour avoir allumé la bougie sur l'importance de la géologie du Quaternaire ainsi que pour m'avoir accepté comme étudiant, fait confiance et guidé dans ce projet. Un grand merci à François Hardy (agent de recherche, UQAM) qui m'a accompagné lors de la finalisation de ce mémoire et dont l'aide, les conseils et suggestions ont été essentiels à la réalisation de ce dernier. Merci également à Sally Pehrsson, Édith Martel, Bernadette Knox, John Percival, Martin McCurdy et Robert Garrett de la CGC qui ont partagé de leurs temps et connaissances ainsi qu'à tous les autres membres de l'équipe de terrain avec qui j'ai partagé piqûres, rires et sueurs lors des levés de tills régionaux et de la cartographie du Rae Sud. La plupart des conclusions tirées dans ce travail de recherche ont été possible grâce à vous, merci. Un merci important à Louis Robertson, qui a su déchiffrer mes interprétations sur photo-aériennes afin de produire un rendu numérique de haute qualité.

J'aimerais également remercier Isabelle McMartin (chercheuse scientifique à la Commission géologique du Canada) ainsi que Daniele Luigi Pinti (professeur au département des Sciences de la Terre de l'UQAM) de partager de leurs temps et connaissances en acceptant de relire ce mémoire à titre d'évaluateurs externes.

Merci à Freddue la tortue, mon demi-cerveau, pour l'ensemble de l'œuvre. Complice du premier jour, ta présence a rendu le parcours universitaire incroyablement pétillant et stimulant. À la prochaine Flimzie. Salutations à tous les autres amis, comparses et membres du GSE qui m'ont accompagné dans ce parcours.

Merci du fond du cœur à Camille et Pierre, mes parents, qui ont été un exemple de persévérance et de dévouement. Sans vous, rien de cela n'aurait été possible. Merci également à mes grands-parents, Suzanne, Camil, Carmen et Georges, qui à leur manière m'ont transmis l'importance de l'éducation. Finalement, un doux merci à Gabryelle, pour ton support inébranlable et ta compréhension ces dernières années.

DÉDICACE

Je dédie ce mémoire à ma mère, Camille, et mon père,
Pierre, pour m'avoir répété toute ma jeunesse que
lorsqu'on commence quelque chose, on le termine.
Merci pour tout.
Je vous aime.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ii
DÉDICACE	iii
TABLE DES MATIÈRES	iv
LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES.....	xi
RÉSUMÉ.....	xiii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 Cadre physiographique et géologique	5
1.1 Localisation	5
1.2 Cadre physiographique	7
1.3 Cadre géologique	10
1.3.1 Géologie du substratum rocheux	10
1.3.2 Potentiel minéral et indices minéralisés.....	14
1.3.3 Géologie du Quaternaire	14
1.3.3.1 Travaux antérieurs.....	15
1.3.3.2 Travaux récents.....	19
CHAPITRE 2 Cartographie quaternaire de la région du Lac Wholdaia Sud : implications pour l'identification des principaux ensembles morpho-sédimentaires et des écoulements glaciaires régionaux 23	
2.1 Méthodologie.....	23
2.2 Carte géologique du Quaternaire	24
2.3 Unités quaternaires et assemblages morpho-sédimentaires	26
2.3.1 Unités Quaternaires.....	27
2.3.1.1 Dépôts holocènes (environnement non glaciaire)	27
2.3.1.2 Holocène-Pléistocène supérieur.....	29
2.3.1.2.1 Environnement glacio-lacustre (GL, U, Trame de sédiments remaniés)	29
2.3.1.2.2 Environnement fluvioglaciaire (GFh, GFc, GFr, GF, Trame secondaire)	30
2.3.1.2.3 Environnement glaciaire (Th, Tm, Tr, Tp, Tv, Tb, T, Trame de concentration de blocs).....	34
2.3.2 Unité pré-Quaternaire	39
2.3.3 Trames secondaires	40
2.4 Géomorphologie de surface.....	41
2.4.1 Formes fuselées	41
2.4.2 Crêtes morainiques.....	44
2.4.2.1 Moraines côtelées	44

2.4.2.2	Crêtes morainiques majeures et mineures.....	46
2.4.2.3	Corridors d’eaux de fonte.....	46
2.4.3	Lacs proglaciaires.....	48
CHAPITRE 3 Écoulements glaciaires.....		49
3.1	Méthodologie.....	49
3.2	Phases locales d’écoulements glaciaires– Feuillet 75A-Sud.....	54
3.2.1	Phase 1 – Écoulement Nord-Ouest (NO) / Sud-Est (SE).....	54
3.2.2	Phase 2 – Écoulement Sud (S).....	55
3.2.3	Phase 3 – Écoulement Sud-Sud-Ouest à Sud-Ouest (SSO-SO).....	55
3.2.4	Phase 4 – Écoulement Ouest-Sud-Ouest (OSO).....	56
3.2.5	Synthèse des écoulements du feuillet 75A-Sud.....	57
3.3	Phases d’écoulements glaciaires : contexte régional (Feuillets 75A-B-G-H).....	57
3.3.1	Phase 1 - Écoulement Nord-Ouest (NO) / Sud-Est (SE).....	57
3.3.2	Phase 2 - Écoulement Sud (S).....	58
3.3.3	Phase 3 – Écoulement Sud-Sud-Ouest (SSO) / Sud-Ouest (SO).....	58
3.3.4	Phase 4 – Écoulement Ouest-Sud-Ouest (OSO).....	60
3.3.5	Phase 5 – Écoulement Ouest (O).....	60
3.4	Sommaire et discussion.....	61
CHAPITRE 4 Contraintes sur le transport glaciaire régional à partir des données compositionnelles du till		68
4.1	Mise en contexte.....	68
4.2	Notions de dispersion glaciaire.....	69
4.3	Contexte géologique régional.....	77
4.4	Méthodologie.....	82
4.4.1	Échantillonnage.....	82
4.4.2	Analyses géochimiques.....	83
4.4.3	Analyses texturales et comptages pétrographiques.....	84
4.5	Traitement des données.....	85
4.6	Résultats.....	89
4.6.1	Composition texturale du till.....	89
4.6.2	Composition lithologique.....	92
4.6.3	Composition géochimique.....	96
4.7	Modélisation des distances de transport.....	104
4.8	Discussion.....	109
4.9	Implication pour l’industrie minérale.....	115
CONCLUSION.....		117
ANNEXE A Carte de la géologie du Quaternaire – Feuillet 75A-Sud – Lac Wholdaia Sud.....		120

ANNEXE B Description des indicateurs d'écoulement glaciaire.....	121
ANNEXE C Localisation et type d'échantillons, composition pétrologique et granulométrique	136
ANNEXE D Concentration géochimique et distance depuis la formation de Thelon des échantillons de till. 149	
RÉFÉRENCES	156

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1. Localisation du projet GEM-2 Rae Sud. Modifié de Pehrsson et al. (2015).	6
Figure 1.2. Localisation des feuillets SNRC 75A-Sud, 75A-Nord, 75B, 75G et 75H.....	6
Figure 1.3. Modèle numérique d'élévation régional généré à partir du Modèle Numérique d'Élévation du Canada (MNEC); élévations en mètre.	7
Figure 1.4 Localisation de la zone d'étude par rapport aux principaux bassins de drainage canadien. Modifié depuis Pearse <i>et al.</i> (1985).	8
Figure 1.5. Paysage type du Craton de Rae Sud affecté par les feux de forêt : faible topographie, socle rocheux en relief positif et accumulation de matière organique dans les creux topographiques.	9
Figure 1.6 Localisation de la zone d'étude par rapport aux principaux cratons du Nord canadien. Modifié depuis Hoffman (1990) et Corrigan <i>et al.</i> (2018).....	10
Figure 1.7. Principaux domaines géologiques et indices minéralisés dans la région d'étude. Modifié de Martel <i>et al.</i> (2019).....	12
Figure 1.8. Région d'étude par rapport à la carte glaciaire du Canada (Prest et al., 1968). Les traits rouges correspondent aux eskers et les traits noirs indiquent les linéaments glaciaires parallèles à l'écoulement glaciaire. Modifié de Prest <i>et al.</i> (1968)	16
Figure 1.9. Localisation de la zone d'étude, en rouge, par rapport à la dernière position du centre de partage des glaces du Keewatin (modifié depuis Shilts <i>et al.</i> (1987)). Cartographie des principaux ensembles morpho-sédimentaires identifiés par Aylsworth et Shilts (1989b). La zone 1 correspond à la dernière position du centre de partage des glaces du Keewatin et est caractérisée par la présence de diamicton bosselé de faible amplitude et l'absence de formes fuselées. La zone 2 est caractérisée par une abondance de moraines de Rogen associées spatialement à des concentrations de drumlins. La zone 3 marque des accumulations importantes de sédiments glaciaires et fluvioglaciaires. La zone 4 présente de faibles accumulations de sédiments et une exposition abondante du roc à la surface.	18
Figure 1.10. Localisation des principaux feuillets cartographiques SNRC où des levés de la géologie du Quaternaire ont été réalisés à proximité de la zone d'étude (75A-B-G-H).....	20
Figure 1.11 Séquence d'écoulement glaciaire couvrant le feuillet SNRC 65D (encadré noir) directement à l'est de la zone d'étude. Tiré de Hardy <i>et al.</i> (2005).	21
Figure 2.1 Carte des sédiments de surface du Lac Wholdaia Sud, SNRC 75A-Sud, échelle 1 : 100 000. (A) Partie Ouest. (B) Partie Est. Le lecteur est référé à l'annexe A pour consulter la carte intégrale et la légende des unités.....	26
Figure 2.2. (A) Accumulation de matière organique plurimétrique en bordure d'un lac. (B) Succession de niveaux de tourbes et de niveaux mélanocrates marquant des feux de forêt épisodiques.	28

Figure 2.3. Photo aérienne oblique des rivages perchés du lac Wignes marqués par une importante concentration de blocs décimétriques à métriques (U); région du lac Wignes.	30
Figure 2.4. Distribution des sédiments fluvioglaciaires (orange) dans le secteur du Lac Wholdaia Sud. ...	31
Figure 2.5. (A) Photo aérienne oblique d'une crête d'esker continue (GFr) bordée par un assemblage de sédiments fluvioglaciaires indifférenciés. (B) Sédiments juxtaglaciaires indifférenciés (GFc).....	33
Figure 2.6. Distribution spatiale des dépôts glaciaires (vert) dans le secteur du Lac Wholdaia Sud.	35
Figure 2.7. Photo aérienne oblique du roc couvert localement par du till mince.	36
Figure 2.8. (A) Photo aérienne oblique d'une accumulation de till bosselé. (B) Till continu couvert par une trame de concentration de blocs.	38
Figure 2.9. Photo aérienne oblique du roc bordé par du till fuselé et des accumulations de dépôts organiques.	40
Figure 2.10. Photo aérienne oblique présentant une série de formes fuselées.	42
Figure 2.11 Principaux secteurs (A, B, C, et D) contenant d'importantes concentrations de formes fuselées. Les accumulations de dépôts glaciaires sont illustrées en vert.....	43
Figure 2.12. Photo aérienne oblique de pseudomoraines côtelées en bordure de lac Selwyn.....	46
Figure 2.13. Apparence d'un corridor d'eaux de fonte sur le terrain et sur photo aérienne (délimité par le pointillé orange).	48
Figure 3.1 Section schématisée de l'interprétation des directions d'écoulements glaciaires en fonction des profils des différentes formes fuselées. Modifié depuis Ryder <i>et al.</i> (1995)	51
Figure 3.2 Stereonet présentant l'orientation des marqueurs d'écoulement glaciaire des feuillets 75A-B-G-H (n = 312).	53
Figure 3.3 Directions et âges relatifs des écoulements glaciaires dans les feuillets SNRC 75A-B-G-H.	54
Figure 3.4 Photo aérienne oblique d'un crag-and-tail d'orientation sud-sud-ouest à proximité du lac Selwyn.	56
Figure 3.5 Recouvrements et surimpositions de la phase 3 en vert (SSO/SO) par la phase 4 (OSO) en bleu et la phase 5 (O) en mauve dans la région du lac Anaunethad.	59
Figure 3.6 Situation de recoupement entre des stries plus anciennes (1, Phase 4) préservées sur une face protégée, à l'abri de l'écoulement (stries à 260°) plus récent (2, Phase 5). Modifié de Pehrsson et al. (2015).....	61
Figure 3.7 Carte synthèse des différentes phases d'écoulement glaciaire dans le projet de Rae Sud. La phase 1 représente l'écoulement le plus ancien et la phase 5 le plus jeune.	63

Figure 3.8 Localisation de la zone d'étude, en rouge, par rapport à l'évolution de l'épaisseur des centres glaciaires de l'Amérique du Nord de 90 ka à 61 ka. Modifié depuis Kleman <i>et al.</i> (2002).....	65
Figure 4.1. Schéma simplifié du modèle de décroissance exponentielle (a) et du modèle de décroissance linéaire (b). Modifié de Klassen et Gubins (1997).	72
Figure 4.2 Décroissance exponentielle des composantes lithiques du till lors d'itérations successives. Tiré de Parent <i>et al.</i> (1996).	73
Figure 4.3. Schéma du modèle d'aggradation constante. Modifié de McClenaghan et Paulen (2018), tiré de Stanley (2009).	75
Figure 4.4. Classification des principaux types de trains de dispersion glaciaire. Tiré de Parent <i>et al.</i> (1996).	77
Figure 4.5. Localisation du bassin de Thelon par rapport au secteur d'intérêt. Modifié de Berman <i>et al.</i> (2005).	78
Figure 4.6. Colonne stratigraphique du Supergroupe de Dubawnt. Modifié de Rainbird <i>et al.</i> (2003).....	79
Figure 4.7. Clastes de grès provenant de la Formation de Thelon.....	80
Figure 4.8 Claste provenant de la formation de Pitz trouvé dans la partie nord du feuillet 75A.	81
Figure 4.9 A : Position de la formation de Thelon selon le tracé de la compagnie Urangesellschaft (1977). B : Position de la formation de Thelon, interprétée par Cecile (1973) et utilisée pour la compilation géologique régionale de Pehrsson <i>et al.</i> (2014a).	82
Figure 4.10. Exemple de comptage pétrographique détaillé de l'échantillon 15CBB-C082A01. Les clastes de la classe H correspondent au grès provenant de la formation de Thelon.	85
Figure 4.11 Distribution lognormale du pourcentage de clastes des grès de Thelon pour l'ensemble des échantillons.	87
Figure 4.12. Tracé des trois transects et positionnement des échantillons de till.....	88
Figure 4.13. Histogramme du pourcentage de clastes par échantillon de till.	89
Figure 4.14. Composition texturale des échantillons de till (< 2 mm) dans un diagramme ternaire selon la classification de Shepard (1954).	90
Figure 4.15. Variation des proportions de sable, silt et d'argile le long des différents transects.....	91
Figure 4.16 Dispersion régionale des clastes provenant de la formation de Pitz.	93
Figure 4.17. Dispersion régionale des clastes de grès de la formation de Thelon.....	94
Figure 4.18. Pourcentage de claste de grès de Thelon par rapport au ratio Sable/(Silt+Argile).	95
Figure 4.19. Dispersion du SiO ₂ dans le till.	97

Figure 4.20. Dispersion du Al_2O_3 dans le till.....	98
Figure 4.21. Distribution du ratio SiO_2/Al_2O_3	99
Figure 4.22. Évolution du ratio SiO_2/Al_2O_3 le long des différents transects.....	100
Figure 4.23 Distribution du rapport Sr total (LF) / Sr partiel (AR)	101
Figure 4.24 Évolution du ratio Sr total (LF) / Sr partiel (AR) le long des différents transects.	103
Figure 4.25. Localisation des échantillons le long du transect idéal.	104
Figure 4.26. Concentration des grès de Thelon et du ratio SiO_2/Al_2O_3 en fonction de la distance sur un graphique semi-logarithmique.	106
Figure 4.27. Localisation théorique de la concentration maximale de clastes provenant du bassin de Thelon estimé selon le modèle de décroissance exponentielle. Les limites du bassin de Thelon définies par Urangesellschaft (1977) et Cecile (1973) sont montrées.	108
Figure 4.28 Dispersion palimpseste du rapport Sr total/ Sr partiel. Train de dispersion principal (bleu) et trains de dispersion palimpsestes (vert et rouge) interprétés.	111
Figure 4.29. Dispersion palimpseste des clastes de grès de la formation de Thelon. Train de dispersion principal (bleu) et trains de dispersion palimpsestes (vert et rouge) interprétés.	112
Figure 4.30. Concentration de grès par rapport à la concentration en sable de la matrice le long du transect idéal.	113
Figure 4.31. Concentration en grès par rapport au ratio SiO_2/Al_2O_3 le long du transect idéal.....	114

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

AR	Aqua Regia
BDF	Bruit de fond
CGC	Commission géologique du Canada
E	Est
GEM	Géocartographie de l'énergie et des minéraux
KID	Keewatin Ice Divide
LF	Fusion lithium borate
N	Nord
NO	Nord-Ouest
O	Ouest
OSO	Ouest-Sud-Ouest
S	Sud
SE	Sud-Est
SNRC	Système national de référence cartographique
SSO	Sud-Sud-Ouest

Sr Strontium

TNO Territoire du Nord-Ouest

RÉSUMÉ

Ce mémoire de maîtrise a été réalisé dans le cadre du projet GEM-2 Rae Sud (Géocartographie de l'énergie et des minéraux) mené par la Commission géologique du Canada (CGC). La région de Rae Sud, située dans au sud-est des Territoires du Nord-Ouest est largement inexplorée et le contexte de la géologie Quaternaire est faiblement défini. Les travaux au cœur du projet de recherche ont pour objectifs :

- L'amélioration des connaissances quant à la nature, la composition et la distribution des sédiments de surface en produisant une carte géologique du feuillet SNRC 75A-Sud (Wholdaia Lake);
- Établir une chronologie des phases d'écoulements glaciaires à l'échelle régionale;
- Quantifier le transport glaciaire et interpréter les patrons de dispersion à l'échelle régionale.

Les travaux d'échantillonnage et de cartographie ont permis de définir le cadre géomorphologique du secteur de Wholdaia Lake Sud. La région est principalement couverte de till mince et épais entrecoupé par une séquence régulière de corridors d'eaux de fontes orientés NE-SO. À l'échelle régionale, 5 phases d'écoulement témoignent d'un déplacement vers l'est ou le sud-est du centre de dispersion glaciaire régional au cours du temps, lequel a provoqué une rotation horaire de la direction d'écoulement glaciaire, passant du sud-est vers l'ouest. Cette rotation s'exprime autant dans la géomorphologie de surface qu'à travers la dispersion des grès provenant du bassin de Thelon. La principale direction d'écoulement glaciaire est d'orientation sud-ouest. L'analyse des fractions fines et grossières indique que la composition du till de surface est peu représentative de la géologie du roc local et qu'elle dérive de l'érosion et du transport glaciaire s'étant effectués sur des distances plurikilométriques. La présence de clastes provenant du bassin sédimentaire de Thelon au sud de celui-ci témoigne de la présence de trains de dispersions palimpsestes.

Ensemble, ces résultats renforcent les modèles glaciologiques et les reconstructions paléogéographiques, lesquels forment des éléments essentiels dans les travaux d'exploration minérale dans les environnements anciennement englacés où le succès dépend fortement de la connaissance précise des écoulements glaciaires et de la dynamique du transport glaciaire.

Mots clés : Transport glaciaire, cartographie, sédiments de surface, Quaternaire, géochimie, Thelon, Rae Sud, Wholdaia Lake, Territoires du Nord-Ouest.

INTRODUCTION

Mise en contexte

La région des Territoires du Nord-Ouest au sud-est du Grand Lac des Esclaves constitue une des régions du Canada où la couverture des connaissances géologiques est encore largement méconnue. Cette région, dont le substrat rocheux est localisé dans la partie méridionale du Craton de Rae fait partie de la province géologique du Churchill. Elle sera désignée tout au long de ce mémoire par l'appellation de Craton de Rae Sud. Le sous-bassement rocheux y est principalement composé d'un amalgame d'unités archéennes ayant subi de multiples épisodes de déformations et un métamorphisme pouvant atteindre le stade des granulites. Les connaissances quant à la géologie du Quaternaire sont limitées et fragmentaires. Les différentes études réalisées dans les régions environnantes (Craig et Harrison, 1964; Prest *et al.*, 1968; Aylsworth et Shilts, 1989b; Rampton, 2000; Kerr *et al.*, 2013; Campbell et Eagles, 2014; Pehrsson *et al.*, 2014a; Sharpe *et al.*, 2017) suggèrent une histoire géologique complexe. De nombreux épisodes glaciaires ont affecté le secteur laissant derrière eux une importante couverture sédimentaire. Cet amalgame de dépôts meubles masque le substratum rocheux et forme un obstacle à l'exploration minérale et au développement du potentiel de cette région. Malgré tout, l'exposition continue des dépôts meubles dans cette région nordique permet de très bien cibler les matériaux utiles pour l'exploration glacio-sédimentaire. Toutefois, le manque de connaissance sur la dynamique glaciaire régionale et locale et la distribution spatiale des dépôts quaternaires limitent actuellement l'application efficace des méthodes de glacio-prospection. Pour pallier ces manques, la Commission géologique du Canada (CGC) a lancé en 2008 le programme de géocartographie pour l'énergie et les minéraux (GEM). Le but de ce programme est d'accroître et de rendre accessible au public l'information géoscientifique concernant le Nord canadien. Le financement et la réalisation de travaux sur le terrain, mettant à profit des équipes multidisciplinaires et des méthodes scientifiques de pointes, permettent de mieux définir le cadre géologique des régions nordiques sous-explorées, et par le fait même, stimuler les investissements privés en exploration minérale dans ces zones frontalières. La réalisation de ce mémoire de maîtrise s'insère dans le cadre du second volet de ce vaste projet (Projet Rae Sud, GEM-2) et a été rendue possible grâce à un appui logistique au terrain, en cartographie, et en analyses diverses de sédiments par la CGC. Les travaux de terrain et l'avancement des différents volets de recherche ont été effectués sous la supervision de la chercheuse Janet Campbell de la CGC.

Objectifs

Pour rehausser le niveau des connaissances liées à la géologie du Quaternaire de cette région, la présente étude s'attardera à définir la nature et la distribution des sédiments de surfaces ainsi que l'histoire du transport glaciaire et les schémas de dispersions qui en découlent. Les différents acteurs pourront utiliser le cadre géologique qui émergera de cette étude pour appuyer les décisions concernant l'évaluation du potentiel en ressources minérales, l'emplacement d'infrastructures ainsi que la prise de décision quant à l'utilisation du territoire.

Plus spécifiquement, la réalisation de ce mémoire a pour objectifs de :

- détailler l'origine, la nature, la composition et la distribution des sédiments quaternaires du Rae Sud en contribuant à la production d'une carte géologique des dépôts meubles du feuillet SNRC 75A-Sud (Wholdaia Lake);
- intégrer la chronologie des différentes phases d'écoulement glaciaire du secteur dans un contexte régional; et
- quantifier le transport glaciaire cumulatif et interpréter les patrons de dispersions glaciaires à l'échelle régionale. Ces résultats permettront d'orienter adéquatement les intervenants qui souhaiteraient entreprendre des travaux de glacio-prospection dans le secteur visé par l'étude.

Approche méthodologique

Une carte des sédiments de surface du feuillet SNRC 75A-Sud (Wholdaia Lake), à l'échelle du 1 :100 000, a été produite via l'interprétation de photographies aériennes et d'images satellitaires consécutives à deux campagnes de cartographie des dépôts meubles menées lors des étés 2015 et 2016.

Lorsque c'était possible sur le terrain, l'orientation des différents marqueurs d'érosion glaciaire a été relevée par moi-même ainsi qu'une équipe de la CGC dans le cadre du projet GEM (Campbell *et al.*, 2020) afin de documenter les écoulements glaciaires ayant affecté la région ainsi que leur chronologie relative. Une analyse de ces marqueurs d'érosion permet de produire une carte des écoulements glaciaires.

Un levé d'échantillonnage de till à l'échelle de reconnaissance a été réalisé conjointement aux travaux de cartographie. Le levé couvre l'ensemble des feuillets SNRC 75A, 75B, 75G et 75H. Des échantillons de 3 et 10 kg de l'horizon C ont été récoltés à chaque site. Des analyses granulométriques et géochimiques ainsi qu'une analyse des minéraux lourds et un comptage pétrographique ont été réalisés pour chaque échantillon. La mise en commun des résultats d'analyses et de l'interprétation des directions d'écoulement glaciaire a permis de définir un cadre conceptuel pour comprendre et contraindre le transport glaciaire régional.

En plus de l'introduction et de la conclusion, ce mémoire est divisé en quatre chapitres. Le premier chapitre présente le cadre physiographique et géologique régional. On y trouve une description sur la localisation du projet, en plus d'une synthèse des principaux domaines tectono-métamorphiques et de brèves descriptions des principales unités géologiques. Enfin, on termine avec une revue des connaissances sur la géologie du Quaternaire et une présentation des grands traits de l'histoire glaciaire de la région du Craton Rae Sud et de son insertion dans l'ensemble plus vaste, composé des régions sud du Nunavut et des Territoires du Nord-Ouest.

Le deuxième chapitre porte sur la description générale de la carte du secteur Wholdaia Lake Sud (Lauzon et Campbell, 2018) qui est au centre de ce projet de maîtrise. Une description des caractéristiques compositionnelles des différentes unités cartographiées ainsi que des principaux assemblages morpho-sédimentaires y est présentée.

Le chapitre trois présente une interprétation de la dynamique des écoulements glaciaires aux échelles locale et régionale, qui inclue le dénombrement et l'orientation des différents mouvements glaciaires de la région tels que déduits par l'analyse des marques d'érosions à l'échelle macroscopique ainsi que les relations de recoupement.

Le quatrième et dernier chapitre porte sur le transport glaciaire régional. L'utilisation de traceurs lithologiques distincts, tels que les clastes provenant du bassin sédimentaire de Thelon, a permis de modéliser et quantifier l'importance du transport glaciaire et son influence sur la composition lithologique et géochimique des sédiments de surface. Une comparaison du transport glaciaire sur la partie fine et grossière du till ainsi qu'une étude sur les fractions granulométriques du till y est présentée. Une hypothèse sur la nature et la provenance du till y est proposée. Le chapitre se termine avec une description

des principales implications qu'amène la dynamique glaciaire complexe de ce secteur pour les acteurs de l'industrie minérale.

CHAPITRE 1

Cadre physiographique et géologique

Ce chapitre présente le cadre physiographique de la région à l'étude, en plus d'une description des principaux domaines géologiques et indices minéralisés présents sur le territoire. Enfin, les grands traits de la géologie du Quaternaire du secteur sont décrits et seront détaillés dans les chapitres ultérieurs du mémoire.

1.1 Localisation

La région d'étude se situe au sud-est des Territoires du Nord-Ouest au Canada (Fig. 1.1), tout juste au nord de la Saskatchewan et est comprise entre les latitudes 60° et 62° Nord et les longitudes 104° et 108° Ouest. La zone couvre approximativement 48,300 km² et comprend les feuillets cartographiques SNRC 75A, 75B, 75G et 75H (Fig. 1.2). Aucune route ne permet d'accéder au territoire. La région est utilisée saisonnièrement par des membres de la nation autochtone Dene comme territoire de chasse et de pêche. Des pourvoiries de pêche sont situées sur les lacs Scott et Selwyn. Un service de transport par hydravion est offert depuis Stony Rapids, en Saskatchewan. Ce village, situé à 90 km au sud de la frontière avec les Territoires du Nord-Ouest, est accessible par voie carrossable.

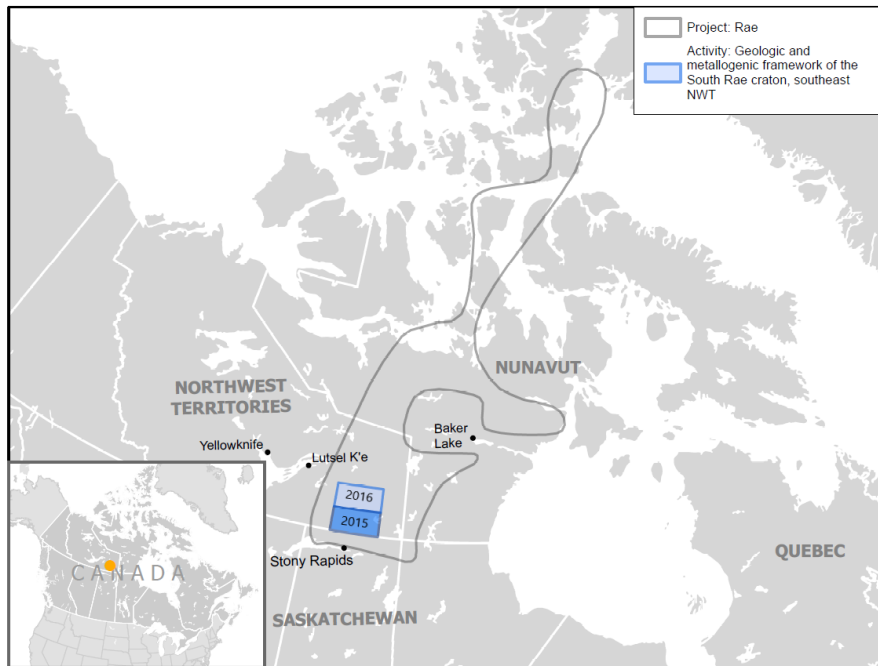


Figure 1.1. Localisation du projet GEM-2 Rae Sud. Modifié de Pehrsson et al. (2015).

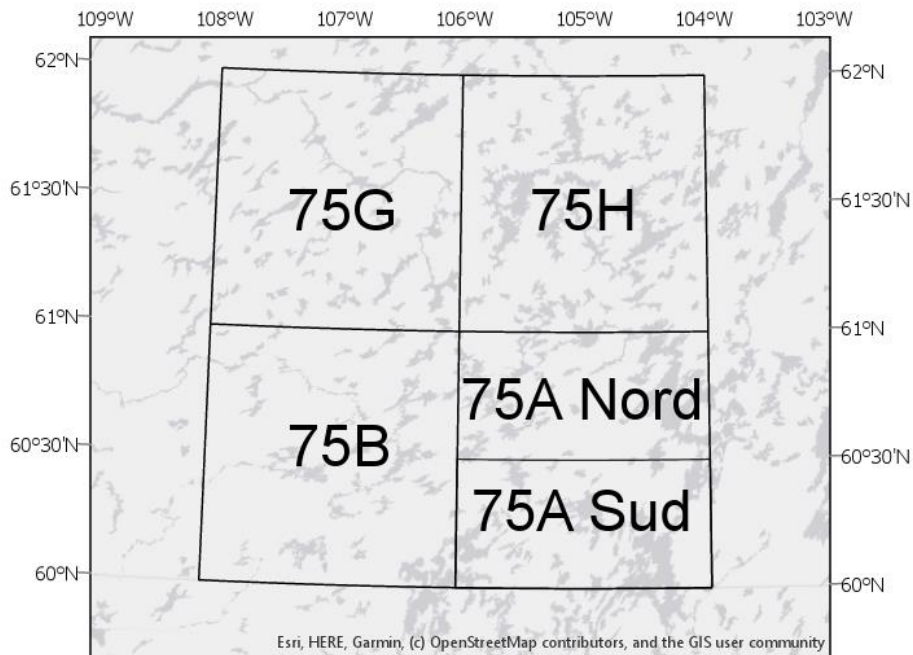


Figure 1.2. Localisation des feuillets SNRC 75A-Sud, 75A-Nord, 75B, 75G et 75H.

1.2 Cadre physiographique

Le point le plus haut s'élève à 575 m au-dessus du niveau de la mer (toutes les altitudes mentionnées dans le texte sont en référence au niveau moyen de la mer) et se situe dans la partie centrale/sud-ouest du feuillet 75B. Le point le plus bas se situe à 318 m et se trouve au nord-ouest du feuillet 75G; il correspond à la vallée de la rivière Talston, qui s'écoule vers le nord-ouest. Cela représente un dénivelé de 291 m sur environ 200 km. La partie centrale est relativement plane (Fig. 1.3).

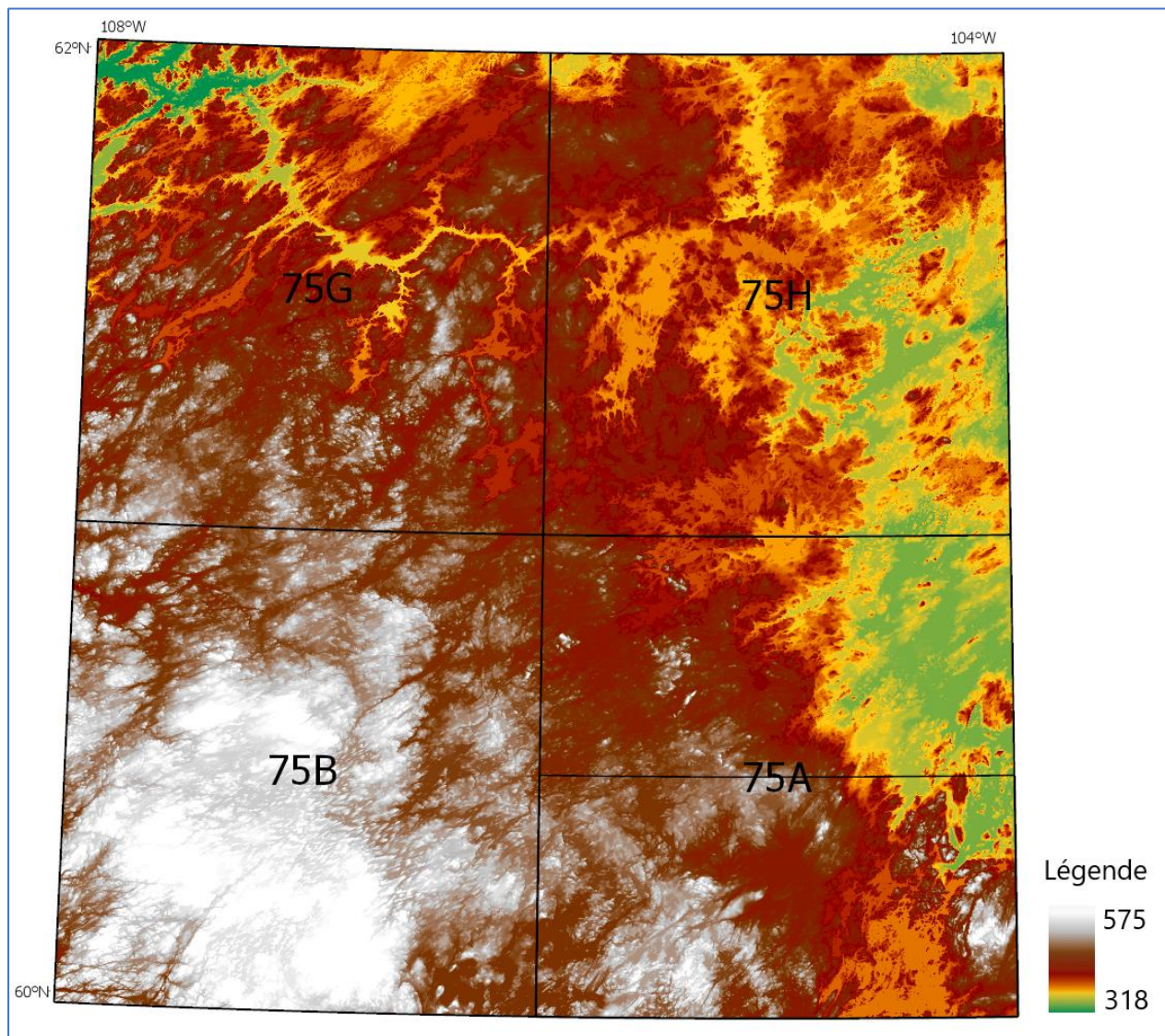


Figure 1.3. Modèle numérique d'élévation régional généré à partir du Modèle Numérique d'Élévation du Canada (MNEC); élévations en mètre.

Une ligne de partage des eaux traverse le territoire et le sépare en deux. La région à l'ouest se draine dans le bassin du Lower Mackenzie qui se jette dans l'océan Arctique, tandis que la région à l'est se draine dans le bassin de Keewatin-Southern Baffin Island qui se jette dans la Baie d'Hudson (Fig. 1.4). Les plans d'eau et les milieux humides sont très abondants.



Figure 1.4 Localisation de la zone d'étude par rapport aux principaux bassins de drainage canadien. Modifié depuis Pearse *et al.* (1985).

Le comité pour la coopération environnementale (CEC) a défini, dans son rapport « Région écologique de l'Amérique du Nord », 15 écorégions de niveau 1 définissant les principales régions écologiques en Amérique du Nord. Le territoire à l'étude se trouve principalement dans l'écorégion des hautes terres du lac Selwyn de l'écozone de la Taïga (CFE, 2006). Cette écorégion s'étend du 60e parallèle jusqu'à la ligne des arbres, présente dans la moitié nord-est du feuillet 75H. Les basses terres dans cette écorégion sont caractérisées par une abondance de lacs, de milieux humides et de tourbières. Les étés sont courts et secs et les hivers longs et froids. Il y a peu de précipitation. Le sol est majoritairement couvert de lichens (lichens des caribous). La forêt est principalement constituée d'épinettes noires et de bouleaux blancs. Les feux de forêt sont abondants et affectent le territoire périodiquement (Fig. 1.5). Ils ont un effet dynamique sur la biodiversité écologique de la région. De nouvelles espèces s'installent dans les zones fraîchement brûlées.



Figure 1.5. Paysage type du Craton de Rae Sud affecté par les feux de forêt : faible topographie, socle rocheux en relief positif et accumulation de matière organique dans les creux topographiques.

L'écocorégion de la toundra se situe au nord de la limite forestière. C'est une zone de transition avec la taïga. On y retrouve quelques arbres de petite taille dans les basses terres, près des cours d'eau. La grande faune de ces deux écocorégions est marquée par la présence des caribous, loups, ours noirs, grizzlys et bœufs musqués. La région se situe en zone de pergélisol discontinu étendu, c'est-à-dire que 50 à 90% du sol maintient sa température sous 0° C pendant une année (Heginbottom, 1995). La partie sud de la zone d'étude est principalement couverte de sol de l'ordre des brunisols et la partie nord-est principalement composée de sol de l'ordre des cryosols (*Canadian Society of Soil Science, 2020*).

1.3 Cadre géologique

1.3.1 Géologie du substratum rocheux

Le Craton Rae Sud (Fig. 1.6) est considéré comme un des secteurs les moins connus de la province géologique du Churchill (Pehrsson *et al.*, 2014b). Il s'agit d'un des cratons archéens formant le cœur du paléocontinent Laurentia (Hoffman, 2014).

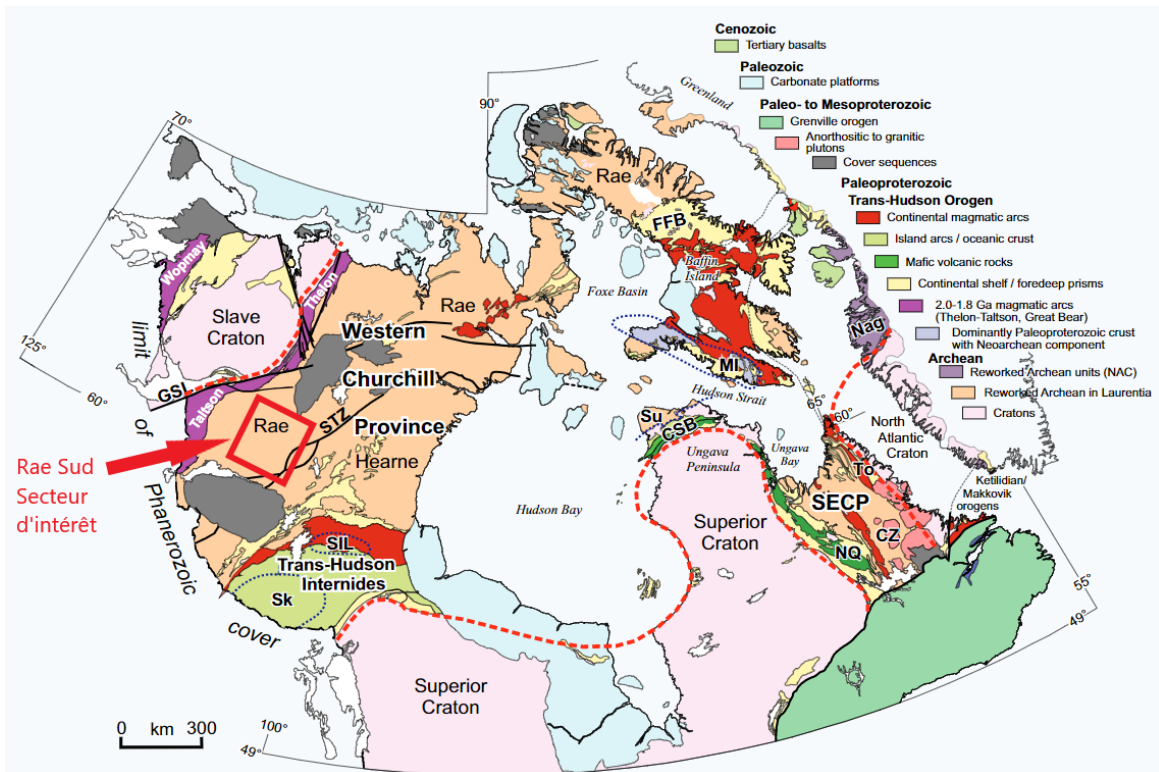


Figure 1.6 Localisation de la zone d'étude par rapport aux principaux cratons du Nord canadien. Modifié depuis Hoffman (1990) et Corrigan *et al.* (2018).

Son étendue couvre une partie de la Saskatchewan, des Territoires du Nord-Ouest et du Nunavut. D'anciens travaux de cartographie géologique ont été réalisés sur le Craton Rae Sud au cours des années 50 à 70, entre autres par Hoadley (1955), Taylor (1959), Bostock (1967) ainsi que Taylor et Bostock (1970).

Plus récemment, une compilation des connaissances géologiques produite par la CGC pour le craton de Rae a été réalisée dans le but d'uniformiser la géologie régionale (Pehrsson *et al.*, 2014a). Les feuillets 75A, 75B, 75G et la moitié ouest de 75H furent recartographiés dans le cadre du projet South Rae du programme de Géocartographie de l'Énergie et des Minéraux (GEM2) lors des campagnes de terrain des étés 2015 et 2016 (Martel *et al.*, 2019). Les domaines géologiques se trouvant à l'intérieur de la zone à l'étude sont principalement d'âge archéen (2,7-2,6 Ga).

Le Craton de Rae Sud est bordé à l'ouest par la zone magmatique de Taltson et à l'est par le domaine de Snowbird (Fig. 1.6) (Hoffman, 2014). Il est principalement constitué de roches métamorphiques de haut grade. Au moins six évènements orogéniques auraient influencé l'histoire tectonique et métamorphique du craton (Berman *et al.*, 2010), soit les orogènes : Kenorland (2,6 Ga), MacQuoid (2,5-2,45 Ga), Arrowsmith (2,4-2,35 Ga), la zone magmatique de Taltson (1,9 Ga), Snowbird (1,92-1,86 Ga) et Trans-Hudson (1,86-1,83 Ga).

Dans la région d'étude, le Rae est constitué de plusieurs domaines géologiques, ayant chacun des particularités géochimiques, géophysiques et tectono-métamorphiques différentes (Martel *et al.*, 2019)(Fig. 1.7).

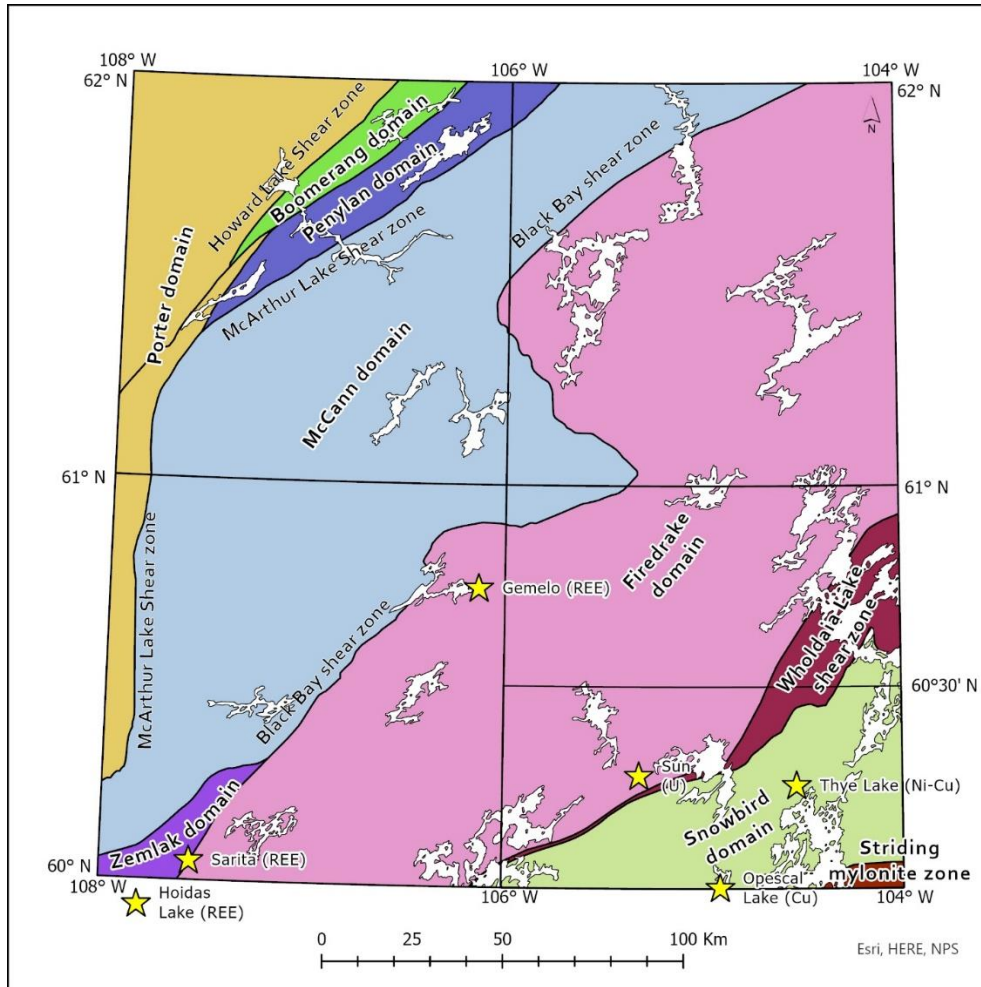


Figure 1.7. Principaux domaines géologiques et indices minéralisés dans la région d'étude. Modifié de Martel *et al.* (2019).

Le domaine de Snowbird, délimité par la Striding Mylonite Zone à l'est et la zone de cisaillement du lac Wholadaia à l'ouest, est principalement composé d'orthoigneiss mafique à intermédiaire, de granitoïdes, de sills mafiques à ultramafiques et de paragneiss. Il est métamorphosé au faciès des granulites.

Le domaine du Firedrake, délimité par la zone de cisaillement du lac Wholadaia à l'est et la faille de Black Bay à l'ouest, est principalement composé d'orthoigneiss au faciès amphibolite-granulite, de métasédiments et d'intrusions granitiques. Ce domaine est bordé à l'est par le domaine de Snowbird, au nord-est par la zone de cisaillement Wholadaia et à l'ouest par les domaines Zemlak et McCann.

Le domaine Zemlak est composé de roches riches en magnétite, principalement des métatonalite, granodiorite, paragneiss, diatexite, granite, diorite et gabbro et de granitoïdes.

Le domaine de McCann couvre dans un axe nord-est-sud-ouest la partie centrale de la région. Il est caractérisé par la présence de quartz bleuté. Il est principalement composé de diatexite, d'unités mafiques et ultramafiques au faciès granulite, de granite et d'intrusions tonalitiques ainsi que de paragneiss et d'orthogneiss. La faille de Black Bay se situe à la frontière entre le domaine de Firedrake, Zemlak et McCann. Peu de documentation existe à propos de sa continuité, depuis la Saskatchewan jusque dans les Territoires du Nord-Ouest. Son potentiel de minéralisation en uranium et terres rares ainsi que son histoire cinématique furent étudiés par Dylan Jamison dans le cadre d'un mémoire de maîtrise (Jamison, 2018) intégré au projet GEM-2.

Les domaines de Penylan, Boomerang et Porter sont orientés nord-est/sud-ouest et couvre la moitié nord-ouest du feuillet 75G (Percival *et al.*, 2016). Le domaine de Penylan est principalement composé de monzodiorite, syénite, de diorite à quartz et de gabbro anorthositique. Le domaine de Boomerang a une faible signature aéromagnétique et est peu affleurant. Il est constitué de métasédiments, granodiorite, gabbro anorthositique et granite. Les métasédiments sont principalement des wackes, pélites et schistes à muscovite.

Au contact entre le domaine de Porter et Boomerang se trouve la zone de cisaillement d'Howard Lake. Cette zone est caractérisée par un haut magnétique ainsi qu'une forte mylonitisation et s'étend sur une largeur de 5 km sur 300 km de longueur. Elle est orientée en direction nord-est/sud-ouest.

Le domaine de Porter est principalement composé de granodiorite ayant des enclaves gabbroïques entrecoupées de dykes gabbroïques et granitiques. On retrouve également des roches métavolcaniques, des métagabbros, des intrusions granitoïdes gneissiques et quelques petites enclaves de grès, arénites à quartz et de conglomérats. De larges pans du domaine sont affectés par des déformations ductiles cassantes.

Enfin, une série de dykes tardifs de diabase, de lamprophyres et d'intrusifs mafiques orientés nord-sud traverse la zone d'étude. La géochimie et la pétrologie de l'essai de dykes d'Orpheus ont été étudiées par Mowbray et Pehrsson (2019) dans le cadre d'un projet de recherche de fin de baccalauréat. Ces unités sont généralement très résistantes à l'érosion glaciaire.

1.3.2 Potentiel minéral et indices minéralisés

Le Craton de Rae Sud pourrait présenter un certain potentiel minéral. Notons entre autres l'importante mine d'or de Meadowbank, situé dans le Craton de Rae au Nunavut à plus de 600 km au nord-est de la zone d'études. Quelques indices ont été répertoriés dans les différents feuillets couvrant le secteur étudié (Fig. 1.7), principalement du nickel (Ni), cuivre (Cu), uranium (U), thorium (Th) et des terres rares (Pehrsson *et al.*, 2014b). Le gîte le plus important est une minéralisation magmatique en nickel, cuivre et cobalt se situant en bordure du lac Thye (Fig 1.7). Le gîte Nickel King/Thye Lake (Ni-Cu-Co) est associé à des intrusions ultramafiques en contact avec des métasédiments. Une estimation des ressources conforme à la norme 43-101 estime que le gîte possède 11,1 Mt à 0,4% Ni, 0,1% Cu et 0,018% Co en ressources indiquées (2010). Un autre indice ayant le même type de minéralisation fut trouvé en bordure du lac Opescal (Fig. 1.7) (Hanson et Knox, 2012).

Au sud de la frontière avec la Saskatchewan, le long de structures secondaires (faille Hoidas-Nisikkatch) associées à la faille de Black Bay (Fig.1.7) (Gunning et Card, 2005), se trouve un gîte d'éléments du groupe des terres rares (Ce, La, Nd) (Halpin, 2010). La minéralisation est associée à des veines de diopside-hyalophane, d'allanite et d'apatite (Harper, 2012). La minéralisation est de type hydrothermal et la source des fluides minéralisateurs proviendrait d'une carbonatite située plus en profondeur.

Lors d'une récente campagne de cartographie du substratum rocheux, 4 nouveaux indices ont été trouvés par l'équipe de la CGC (Fig1.7) (Pehrsson *et al.*, 2015). Gemelo, un indice d'éléments des terres rares, a été trouvé dans des veines de diopside-allanite-magnétite-hyalophane semblable à ceux retrouvés au gîte Hoidas. L'indice Sarita a été trouvé à proximité de la faille de Black Bay. Cet indice est anomal en uranium et en éléments des terres rares.

1.3.3 Géologie du Quaternaire

Lors de la dernière période glaciaire, l'inlandsis Laurentidien a couvert une grande partie de l'Amérique du Nord, dont le secteur à l'étude (Dyke, 2004). Les théories quant à son développement et sa configuration ont évolué au cours du dernier siècle. Plusieurs reconstructions de l'inlandsis Laurentiden proposent des centres d'accumulation et d'écoulement glaciaire dans les secteurs du Keewatin, du Québec-Labrador et sur l'Île de Baffin (p. ex. Shilts, 1980; Dyke et Prest, 1987b; Aylsworth et Shilts, 1989b; Dyke, 2004; Dubé-Loubert *et al.*, 2021). Tyrrell (1897) proposa l'existence de plusieurs centres de dispersion glaciaire mobiles, dont un centré au Keewatin (le Keewatin Ice Divide, KID), au nord-est du territoire cartographié. Lee *et al.*

(1957) ont défini le KID comme étant un des principaux centres de déglaciation stable à la fin de la glaciation Wisconsinienne. Le terrain d'étude se trouve approximativement à 500 km au sud-ouest de l'emplacement terminal du KID (Fig. 1.9 à la section 1.3.3.1) (McMartin et Henderson, 2004).

1.3.3.1 Travaux antérieurs

Les premières observations de terrain dans la région d'étude nous proviennent de Tyrrell lors de deux expéditions à l'ouest de la Baie d'Hudson, au nord du 59e parallèle entre 1893 et 1894 (Tyrrell, 1897). Il fut le premier, lors de son parcours en canot le long de la rivière Dubawnt, à identifier 3 directions d'écoulement glaciaire (ouest, sud-ouest et sud-sud-ouest), ainsi que différents ensembles géomorphologiques (systèmes d'eskers, drumlins, sédiments morainiques).

Il faut attendre 1955 pour qu'une autre expédition, l'opération Thelon menée par la CGC, permette l'avancement des connaissances sur la géologie du Quaternaire dans la région (Craig et Harrison, 1964). Ces travaux touchent la partie est du feuillet SNRC 75H. Cette campagne de terrain a permis d'identifier avec plus de détails les ensembles morpho-sédimentaires de la partie centrale-est du district de Mackenzie, avec notamment l'identification de champs de drumlins et de formes fuselées qui forment un des principaux domaines morpho-sédimentaires de la région. Ces derniers sont principalement composés de till, ainsi que de sédiments fluvioglaciaires, découlant des épisodes glaciaires précédents et ayant été subséquemment remodelés par la glace. Les moraines côtelées, orientées perpendiculairement à la direction d'écoulement glaciaire, sont également associées spatialement à de petits drumlins.

Prest et al. publient en 1968 une carte nationale, à l'échelle 1 :5 000 000, des principaux dépôts et formes glaciaires du Canada. Selon cette cartographie, la région étudiée dans ce mémoire est principalement couverte de sédiments morainiques fuselés datant du Wisconsinien supérieur entrecoupés par un important réseau d'eskers (Fig. 1.8) et les sédiments fluvioglaciaires associés. Ces anciens corridors d'eaux de fonte témoignent d'un écoulement radial depuis le centre de partage des glaces du Keewatin et donnent un aperçu du patron de retrait glaciaire au cours de la déglaciation. Ils sont généralement orientés vers le sud-ouest dans le sud du Craton de Rae.

Prest *et al.* (1968) suggèrent également que la région fut submergée par plusieurs lacs proglaciaires temporaires lors de la déglaciation, notamment au pourtour des lacs Firedrake et Wholdaia.

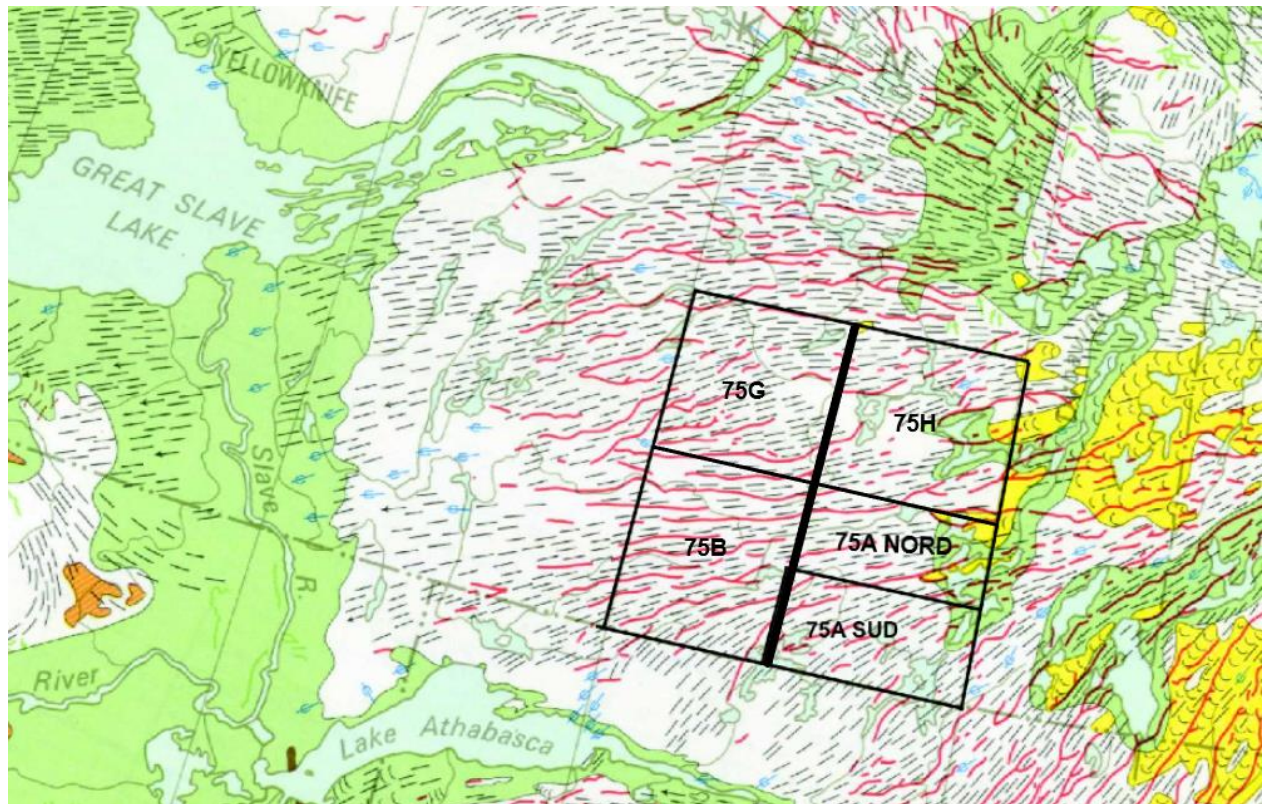


Figure 1.8. Région d'étude par rapport à la carte glaciaire du Canada (Prest *et al.*, 1968). Les traits rouges correspondent aux eskers et les traits noirs indiquent les linéaments glaciaires parallèles à l'écoulement glaciaire. Modifié de Prest *et al.* (1968)

Par ailleurs, des travaux de cartographie à l'échelle régionale dans les années 70 et 80 ont résulté en une compilation des principaux ensembles morpho-sédimentaires pour une grande partie du Keewatin (Aylsworth et Shilts, 1989b). Ces cartes montrant la distribution des principaux ensembles géomorphologiques associées à la dernière glaciation ont été produites afin de permettre une compréhension de leur genèse et des relations entre elles. Aylsworth et Shilts (1989b) ont identifié quatre zones ayant des assemblages morpho-sédimentaires distincts (Fig. 1.9). Ces auteurs suggèrent que la zonation concentrique des formes géomorphologiques résulte des interactions complexes entre la

dynamique d'écoulement présente à la base du glacier et la géologie du substrat sous-glaciaire. L'association d'assemblages morpho-sédimentaires distincts dans chaque zone permettrait de déduire l'origine de ces formes de terrains. La zone 1, positionnée sur le centre de partage des glaces, est caractérisée par la présence de diamicton bosselé de faible amplitude et par l'absence de formes fuselées témoignant d'une stagnation de la glace. La zone 2, délimitée par l'abondance de moraine de Rogen et la présence proximale de drumlins serait attribuable à la variation de la dynamique glaciaire provoquée par l'incorporation d'une quantité et d'un type de débris différent plutôt que par un changement de conditions à la base du glacier. La zone 3, couverte par de grandes étendues de sédiments glaciaires généralement fuselés ainsi que par des eskers, serait le témoin de la dispersion glaciaire et de l'érosion du socle situé près du centre de dispersion glaciaire. La zone 4, ayant une faible couverture sédimentaire et étant très affleurante serait indicatrice d'une glace n'ayant pas une grande force d'érosion et, par le fait même, contiendrait une faible quantité de sédiments.

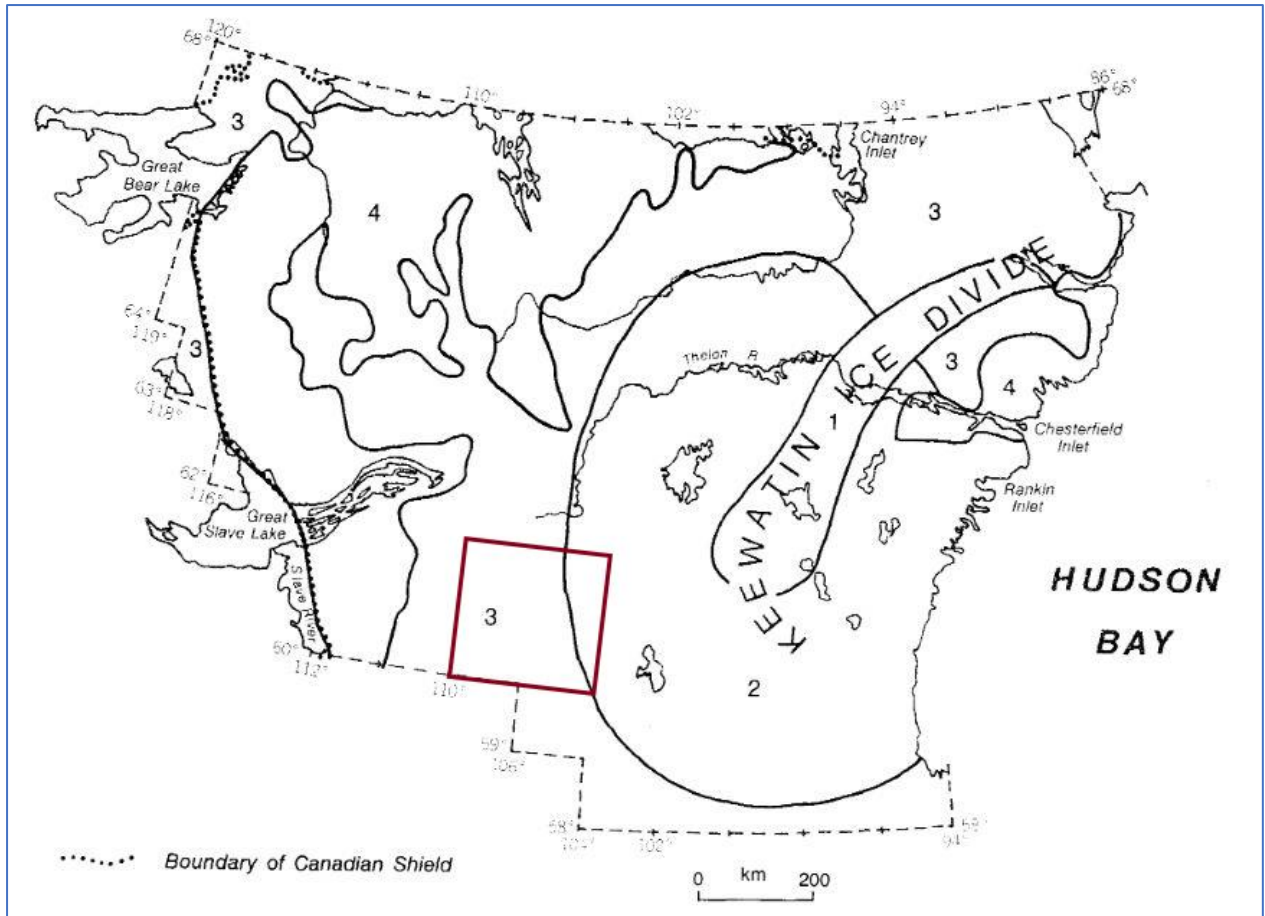


Figure 1.9. Localisation de la zone d'étude, en rouge, par rapport à la dernière position du centre de partage des glaces du Keewatin (modifié depuis Shilts *et al.* (1987)). Cartographie des principaux ensembles morpho-sédimentaires identifiés par Aylsworth et Shilts (1989b). La zone 1 correspond à la dernière position du centre de partage des glaces du Keewatin et est caractérisée par la présence de diamicton bosselé de faible amplitude et l'absence de formes fuselées. La zone 2 est caractérisée par une abondance de moraines de Rogen associées spatialement à des concentrations de drumlins. La zone 3 marque des accumulations importantes de sédiments glaciaires et fluvioglaciaires. La zone 4 présente de faibles accumulations de sédiments et une exposition abondante du roc à la surface.

Le terrain d'étude est majoritairement couvert par la zone 3, en plus d'être bordé à l'est par la zone 2. Les secteurs couverts par la zone 3 présentent une couverture de till continue qui est par endroits fuselée/drumlinisée. Ces secteurs sont également entrecoupés par une séquence régulière de systèmes d'eskers dont la taille augmente en s'éloignant du centre du dôme du Keewatin. L'abondance de moraines côtelées bordées par des formes fuselées dans l'extrême est des feuillets SNRC 75A et 75H marque la limite de la zone 2.

1.3.3.2 Travaux récents

Des travaux de synthèse récents, notamment ceux de (McMartin et Henderson, 2004) proposent une chronologie complexe des séquences d'écoulements glaciaires et soulignent le caractère dynamique du centre de partage des glaces du Keewatin, avec de nombreux déplacements lors de la dernière période glaciaire. Parmi les 7 principales phases marquant l'écoulement glaciaire ayant influencé le centre du Nunavut, la phase C correspondrait à une avancée précoce de la glace provenant d'une position indéterminée dans les TNO. Des stries orientées vers l'est auraient été observées à 104° de longitude au niveau du bassin de la rivière Thelon, au nord du terrain d'étude (McMartin et Henderson, 2004), ainsi que vers l'ESE, observées sur les feuillets 65D et 75A (Hardy *et al.*, 2005).

La présence d'un centre de partage des glaces à plus de 500 km à l'ouest du KID causant un écoulement est-sud-est vers le Nunavut et suivi d'une migration tardive vers l'est a également été proposée antérieurement (Dyke *et al.*, 1982; Dyke et Prest, 1987b).

Par la suite, quelques cartes et études sur la géologie du Quaternaire ont été réalisées en bordure du terrain d'étude pour le compte de la CGC, du Northwest Territories Geological Survey et le Saskatchewan Geological Survey (SGS).

En 2004, le Northwest Territories Geological Survey (Hardy *et al.*, 2005; Hardy et Delgaty, 2006) avait pour objectif de cartographier le feuillet SNRC 65D et de documenter son potentiel minéral. Ce feuillet borde directement à l'est le feuillet 75A (Fig. 1.10). Une campagne d'échantillonnage régional d'esker et de glacio-prospection ciblée, entre autres en aval glaciaire du gîte Nickel King/Thye Lake, ainsi qu'une carte des sédiments de surface furent réalisées. À l'échelle du feuillet, 4 phases d'écoulement glaciaire ont été identifiées (Fig. 1.11).

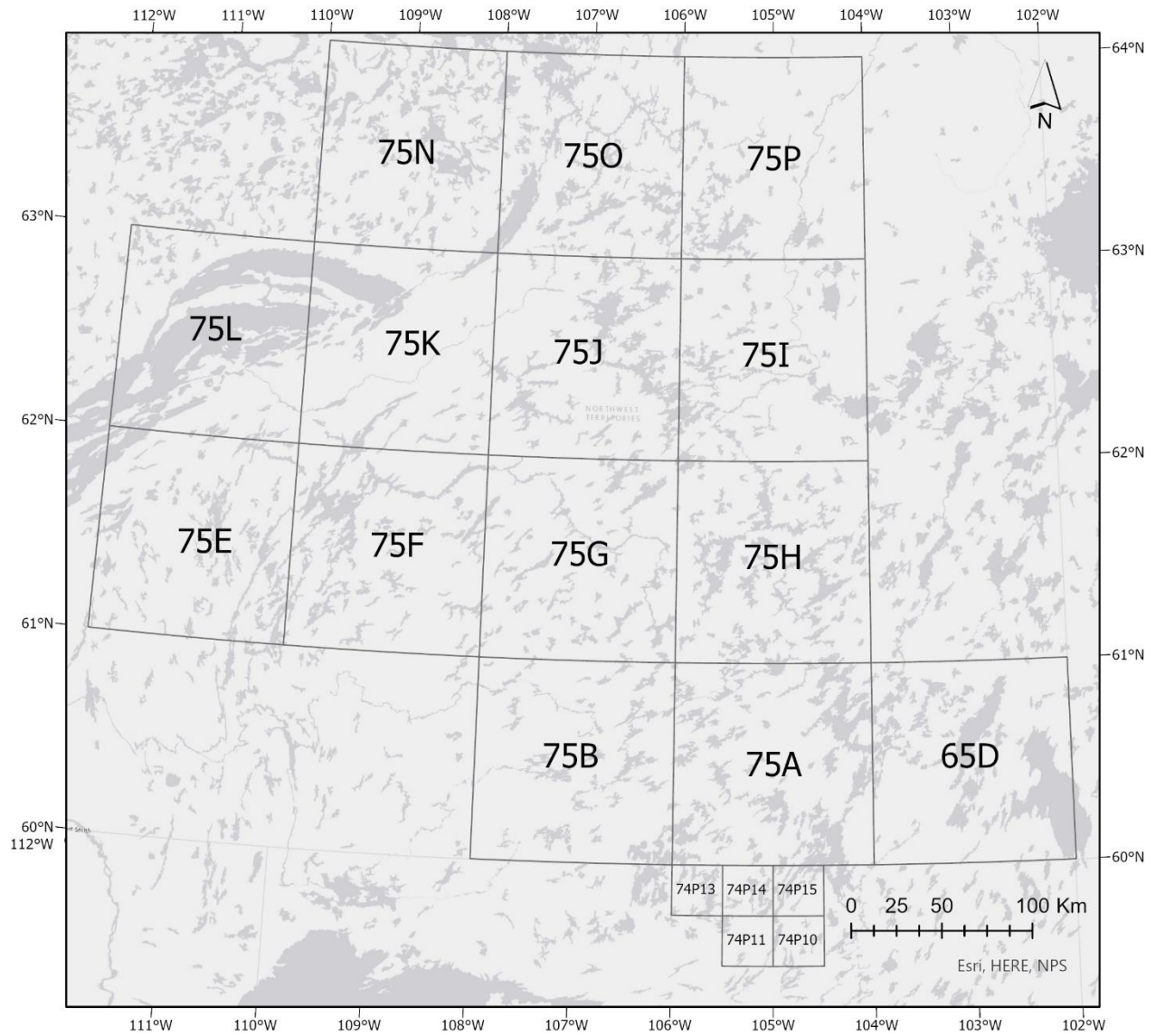


Figure 1.10. Localisation des principaux feuillets cartographiques SNRC où des levés de la géologie du Quaternaire ont été réalisés à proximité de la zone d'étude (75A-B-G-H).

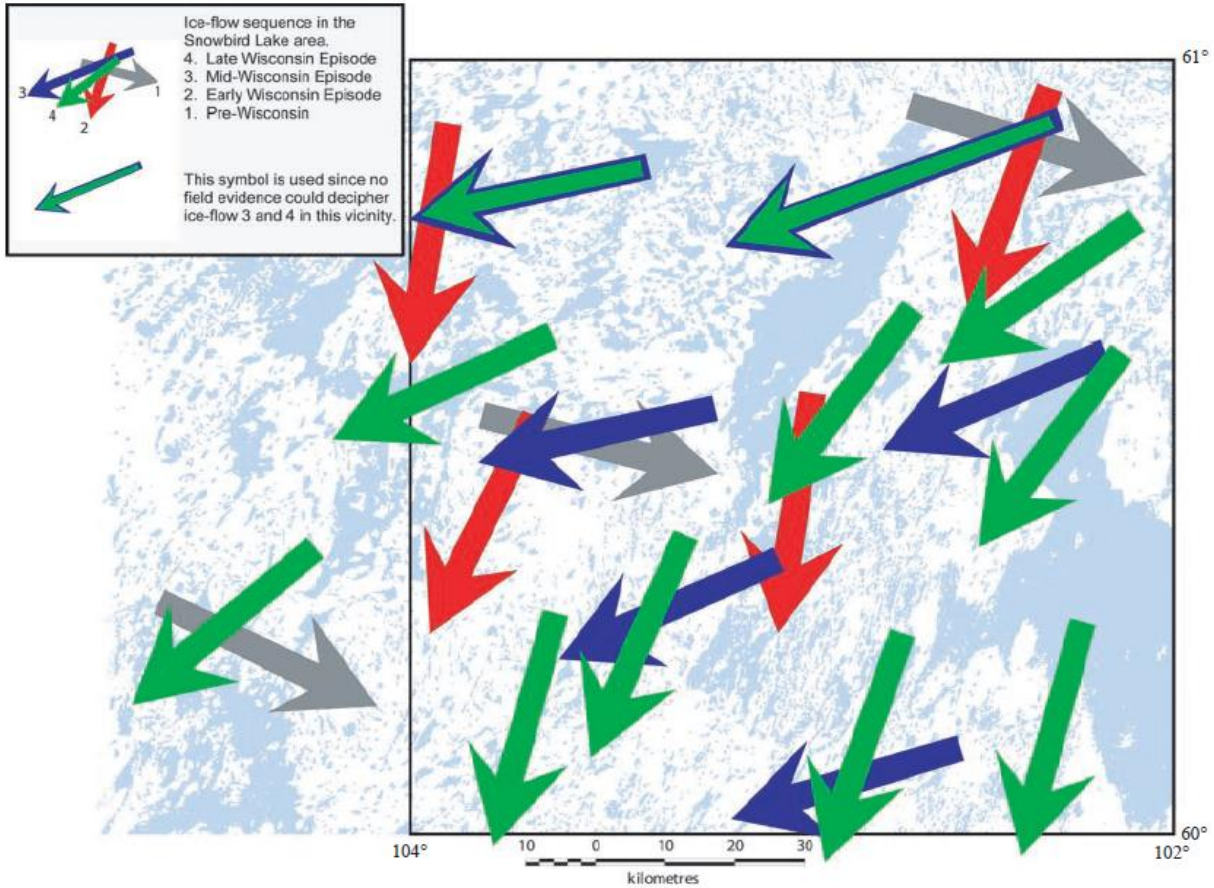


Figure 1.11 Séquence d'écoulement glaciaire couvrant le feuillet SNRC 65D (encadré noir) directement à l'est de la zone d'étude. Tiré de Hardy *et al.* (2005).

La plus ancienne, interprétée comme pré-wisconsinienne, est orientée vers l'est-sud-est. Des mouvements vers le sud, le sud-ouest et finalement vers le sud-sud-ouest sont chronologiquement interprétés. L'échantillonnage d'esker n'a relevé aucun potentiel diamantifère. Le levé de géochimie de la fraction fine réalisé en aval du gîte de Ni-Cu-PGE de Thye Lake a permis d'identifier un train de dispersion géochimique en Fe-Ni-Cu-Cr-Mg de faible amplitude ($\leq 1\text{km}$) associé à la direction d'écoulement glaciaire la plus récente (SO).

Entre 2009 et 2012, dans le cadre du projet Snowbird du Saskatchewan Geological Survey, des levés de cartographie des sédiments de surface ont été réalisés en Saskatchewan (feuillet SNRC 74P10/11/13/14/15) directement au sud du feuillet 75A (Hanson et Knox, 2009, 2010, 2012) (Fig. 1.10). Le contexte géologique, les associations morpho-sédimentaires et les unités cartographiées sont très

similaires à ce qui a été observé sur le feuillet 75A-Sud. Le paysage est marqué par les dépôts laissés lors de la déglaciation, soit une quantité appréciable de sédiments morainiques fuselés, de till bosselé, de champ de blocs extensifs entrecoupés par des corridors d'eaux de fontes et les sédiments fluvioglaciaires associés. Des clastes de grès non métamorphisés appartenant au Supergroupe de Dubawnt (probablement des grès de Thelon) ont été identifiés dans les sédiments. Trois principales directions d'écoulement glaciaire ont été déduites. La plus ancienne est d'orientation sud-ouest (213°-240°), suivie par un mouvement vers le sud (169°-198°) et plus récemment, un mouvement sud-ouest (199°-212°). L'âge relatif du mouvement sud-ouest le plus ancien (213°-240°) a été établi avec des relations de recoupement sur un seul site (Hanson et Knox, 2009).

Plusieurs travaux de cartographie de la géologie de surface et d'échantillonnage du till ont été réalisés par la CGC entre 2009 et 2012 dans les feuillets 75E/F/L/K/J/I/N/O/P situés au nord, ouest et nord-ouest des feuillets 75G et 75H (Kjarsgaard *et al.*, 2013; Kjarsgaard *et al.*, 2014; Sharpe *et al.*, 2014; Sharpe *et al.*, 2017). Les descriptions du contexte géologique réalisées par les scientifiques de la CGC (2014) dans ces secteurs témoignent d'un contexte très semblable à ce que l'on retrouve dans le secteur nord des feuillets 75G et 75H. La direction prédominante d'écoulement observé par ces auteurs est de l'est vers l'ouest. La majorité des formes d'érosion présentes sont dues à cette phase d'écoulement. De rares stries orientées N-S et NE-SO ont été observées dans le secteur nord de leur zone d'étude. Afin d'observer les patrons de dispersion glaciaire, les grès provenant du bassin de Thelon ont été utilisés comme marqueur lithologique. Le transport observé est orienté parallèlement à la direction d'écoulement dominante vers l'ouest sur des distances significatives (>200km). Sharpe *et al.* (2017) interprète les assemblages morpho-sédimentaires et les patrons de dispersion comme provenant d'un écoulement glaciaire simple divergent contrairement au modèle de centre de partage des glaces mobiles aux multiples épisodes d'écoulements (p. ex. McMartin et Henderson, 2004).

Les travaux précédents de cartographie des sédiments de surface dans la zone d'étude ont été réalisés sans observation de terrain (Prest *et al.*, 1968; Fulton, 1995). Le projet de cartographie dans lequel s'insère ce mémoire porte essentiellement sur une cartographie de terrain basée sur des observations empiriques et systématiques, avec pour objectif d'établir une carte détaillée des formations d'âge Quaternaire, en plus de bonifier le cadre conceptuel de l'histoire glaciaire de la région, en particulier sur les écoulements glaciaires et distances de transports du till de surface. L'approche d'étude et les résultats qui en découlent sont présentés dans les prochains chapitres.

CHAPITRE 2

Cartographie quaternaire de la région du Lac Wholdaia Sud : implications pour l'identification des principaux ensembles morpho-sédimentaires et des écoulements glaciaires régionaux

Ce chapitre présente la synthèse des travaux ayant mené à la production d'une carte des sédiments de surface de la région du lac Wholdaia Sud (SNRC 75A-Sud), laquelle a été publiée dans la série des Cartes géoscientifiques du Canada (Lauzon et Campbell, 2018). La présentation de cette carte est accompagnée par la description des unités cartographiées et des principaux éléments géomorphologiques.

2.1 Méthodologie

Le feuillet cartographique SNRC 75A-Sud (1 :100 000) fut cartographié dans le cadre de ce projet de maîtrise. Une revue de la littérature a d'abord été faite en début de projet afin d'établir l'état des connaissances géologiques régionales et d'identifier les lacunes à combler. La recension des travaux antérieurs a permis de définir certains paramètres du cadre morpho-sédimentaire du territoire d'étude, ainsi que les probables unités pouvant être présentes sur le terrain.

Ensuite, une brève cartographie préliminaire des principaux ensembles morpho-sédimentaires a été réalisée à partir de l'analyse d'imagerie satellitaire, de modèles d'élévation numérique et de photos aériennes (1 :60 000). Au moins 144 photos ont ainsi été interprétées, en partie, afin de se familiariser avec la distribution des sédiments et sélectionner des secteurs nécessitant une visite sur le terrain. L'interprétation se fait à l'aide d'un stéréoscope, dispositif oculaire qui permet de voir en 3 dimensions deux photos aériennes couplées. Cette méthode permet de faire ressortir le relief des secteurs photographiés et ainsi, d'identifier les principales unités géologiques et géomorphologiques en interprétant les différents patrons de formes de terrain, les tons et les textures visibles. Le contour des unités quaternaires et leur identification sont ensuite tracés à la main. Les travaux de terrain ont subséquemment permis de contre-vérifier les hypothèses émises lors de la cartographie préliminaire. Lors des visites de terrains, le territoire fut survolé en hélicoptère à plusieurs reprises afin d'avoir une vue d'ensemble de la géologie glaciaire régionale et locale. De multiples photographies, notes descriptives et annotations des photos aériennes ont été réalisées systématiquement le long des transects survolés. Des vérifications au sol furent effectuées afin d'identifier et de décrire les différentes unités géologiques repérées ainsi que pour échantillonner le till et caractériser sa composition (voir chapitre 4). Par endroits, lorsque possible, des mesures provenant de différents indicateurs d'écoulement glaciaire, comme des

stries et cannelures, furent recueillies. Chacune des photos aériennes est ensuite retravaillée en intégrant les observations de terrain, l'imagerie satellitaire LANDSAT 7 et SPOT et les modèles d'élévation numérique afin de produire une carte géologique des sédiments de surface à l'échelle 1 : 100 000 dans laquelle les unités sont représentées par une légende fidèle au modèle défini par la CGC (Deblonde *et al.*, 2017).

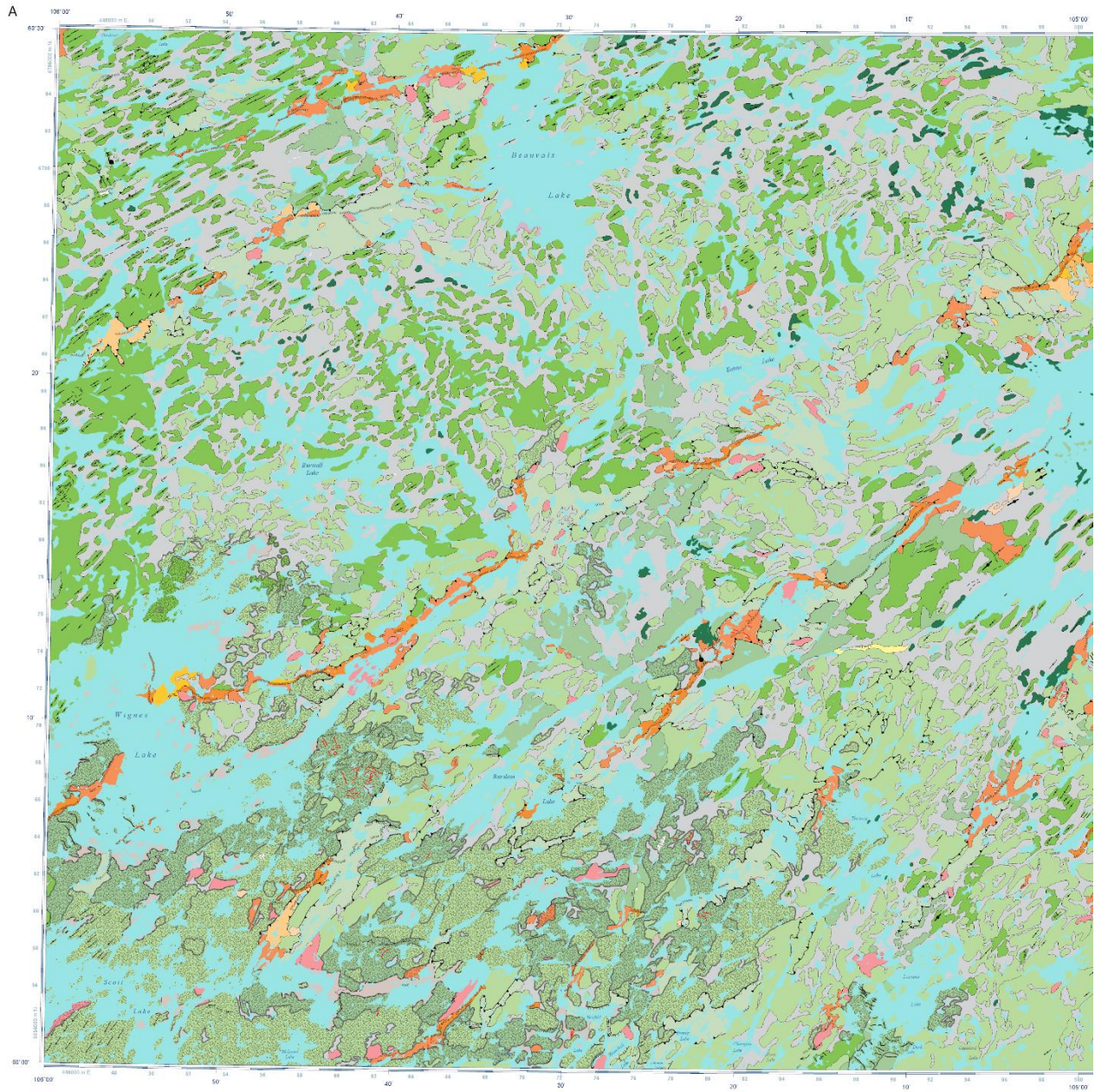
Lors de ces travaux, les principaux indicateurs d'écoulement glaciaire macroscopiques (drumlins, crag-and-tail, moraines côtelés) ont été identifiés sur les photos aériennes et images satellitaires afin de définir les principaux axes de mouvements glaciaires, ce qui représente un élément essentiel de l'identification et le traçage à la source des trains de dispersion p. ex. McMartin et Paulen (2009).

2.2 Carte géologique du Quaternaire

La carte de la géologie du Quaternaire 75A-Sud du Lac Wholdaia Sud est présentée en annexe A (aussi accessible via geogratias : <https://doi.org/10.4095/306373>). Une vue d'ensemble indique que la région cartographiée est principalement couverte d'accumulations de till mince et épais qui sont à leur tour recouvertes par endroits de dépôts organiques dans les creux topographiques. Les affleurements rocheux sont concentrés principalement au sud et au nord-est de la carte. L'ensemble du territoire est traversé par un réseau de corridors de dépôts fluvioglaciaires orientés vers le sud-ouest, espacés régulièrement, qui renferment de nombreux eskers et autres sédiments associés, en plus de diamictons sableux. Des accumulations subhorizontales de blocs entourant les lacs Scott et Wignes au SO délimitent le paléorivage (~450 m) d'un lac proglaciaire de courte durée. Des sédiments remaniés et des paléorivages (400 ? m) laissent présumer que l'existence de lacs proglaciaires dans la région s'étendait du lac Flett à la partie nord du lac Selwyn. L'orientation des formes allongées et stries indique l'occurrence de trois principales directions d'écoulement glaciaire à l'échelle de la carte.

L'écoulement glaciaire le plus ancien est peu défini, mais semble avoir été dirigé vers le sud-est. Ce dernier aurait été suivi d'un écoulement régional vers le sud. Aux traces de ces deux écoulements se superposent celles de l'écoulement principal vers le sud-ouest, dont l'existence est bien représentée par les formes de terrain. Dans la région du lac Selwyn, l'orientation des moraines côtelées et des formes de terrain fuselées est cohérente avec la direction de l'écoulement glaciaire dominant vers le sud-ouest, alors que le secteur nord-ouest de la carte est caractérisé par une abondance de formes fuselées, qui indiquent un écoulement glaciaire rapide de phase tardive vers l'ouest-sud-ouest. Localement, ces formes fuselées se superposent

à des formes anciennes orientées vers le sud-ouest (direction d'écoulement principal). Aucune coupe stratigraphique n'a été observée lors de la campagne de cartographie. La figure 2.1 présente une version simplifiée de cette carte.



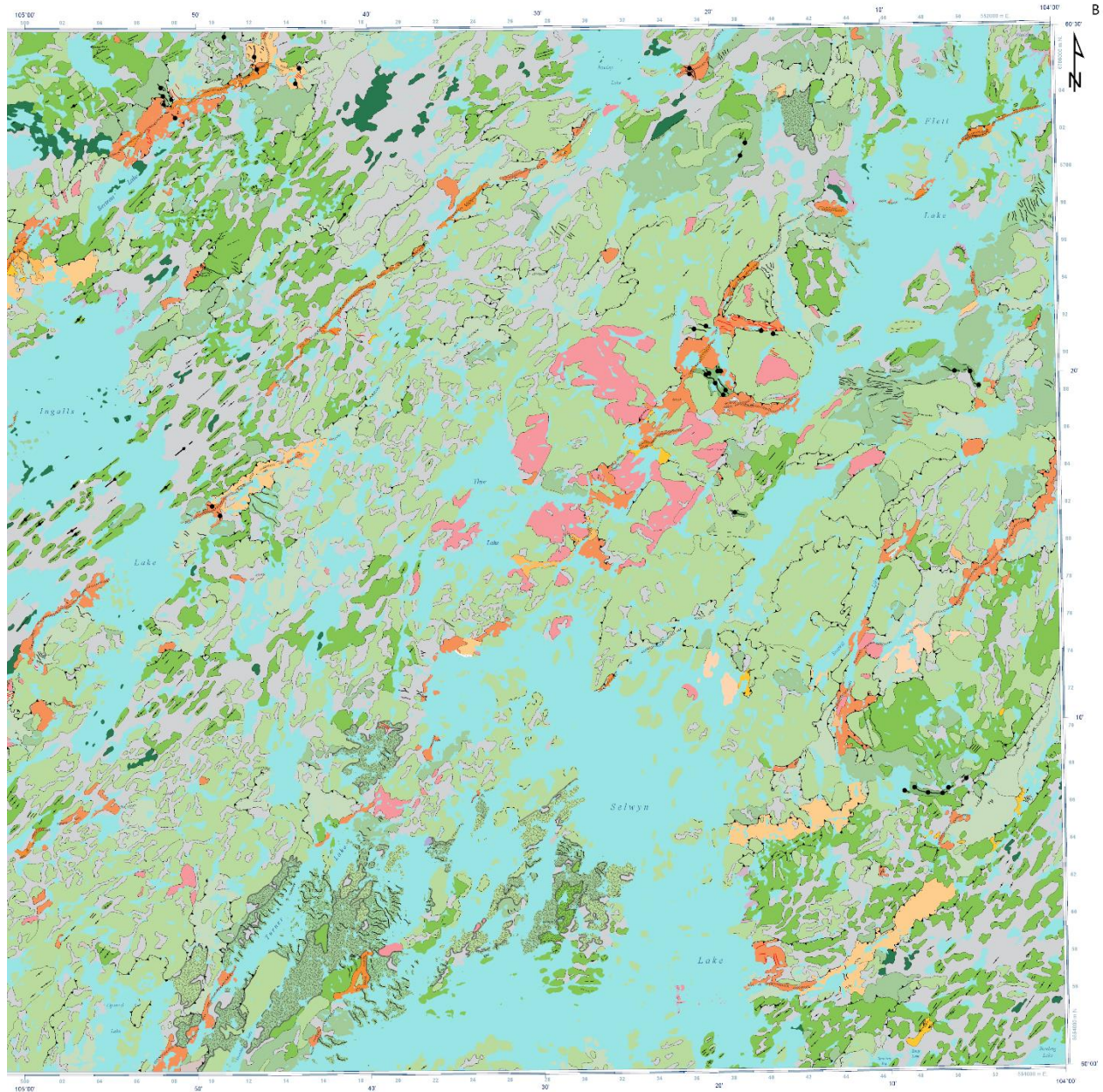


Figure 2.1 Carte des sédiments de surface du Lac Wholdaia Sud, SNRC 75A-Sud, échelle 1 : 100 000. (A) Partie Ouest. (B) Partie Est. Le lecteur est référé à l'annexe A pour consulter la carte intégrale et la légende des unités.

2.3 Unités quaternaires et assemblages morpho-sédimentaires

Les différentes unités sédimentaires et leurs éléments géomorphologiques associés s'inscrivent dans un continuum de terrains et ensembles morpho-sédimentaires qui reflète des processus de mise en place associés à la dynamique glaciaire du dôme du Keewatin (Aylsworth et Shilts, 1989b). Pour fin de synthèse,

la présentation des unités de la carte formant ces assemblages morpho-sédimentaires sera faite sous une description comprenant les principales caractéristiques lithologique, morphologique et génétique des corps sédimentaires, lesquelles décrites selon le type d'environnement dans lequel ils ont été produits. Les différents environnements de dépôts sont accompagnés par des cartes de distribution des sédiments les constituant ainsi que des photographies.

2.3.1 Unités Quaternaires

2.3.1.1 Dépôts holocènes (environnement non glaciaire)

O: Dépôts de matière organique indifférenciés

Cette unité rassemble tous les types de dépôts organiques importants qui recouvrent les sédiments de surface, généralement le till. Aucune distinction n'est faite entre les marais, les marécages, les herbiers aquatiques et les tourbières. La matière organique fibreuse forme la majeure partie de sa composition. Les observations de terrain suggèrent des épaisseurs de matière organique variant entre moins de 1 et plus de 8 mètres (Fig. 2.2). L'unité se retrouve principalement dans les creux topographiques présents entre les formes fuselées, ainsi qu'aux alentours des bassins occupés par des lacs et des rivières. Des sols polygonaux et des dépressions thermokarstiques y sont régulièrement développés. On y retrouve plus localement des palses. L'unité couvre 25,3 % du territoire.

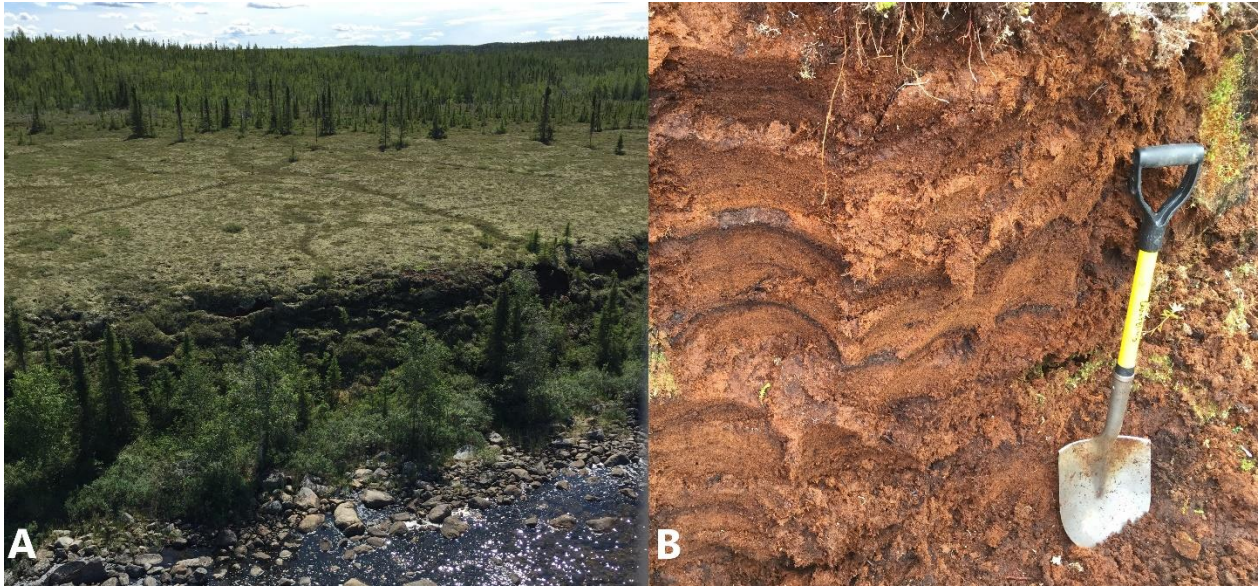


Figure 2.2. (A) Accumulation de matière organique plurimétrique en bordure d'un lac. (B) Succession de niveaux de tourbes et de niveaux mélanocrates marquant des feux de forêt épisodiques.

Ap : Sédiments de plaine alluviale

Cette unité est composée de sables, silts, argiles et localement de gravier provenant de l'érosion en amont des ruisseaux et chenaux actuels. L'épaisseur peut être supérieure à 2 mètres. Globalement cette unité est peu présente sur la carte, ne couvrant que 0,02% du territoire.

L : Sédiments lacustres indifférenciés

Ces sédiments sont localisés en bordure des lacs actuels, formant dépôts plats et sont, la plupart du temps, recouverts de dépôts organiques. Leur épaisseur est variable, mais généralement inférieure à 2 mètres. L'unité intègre différents faciès, allant de massif à laminés et ayant une granulométrie variant du silt au gravier. Cette unité est peu abondante et couvre 0,01% du territoire.

2.3.1.2 Holocène-Pléistocène supérieur

2.3.1.2.1 Environnement glacio-lacustre (GL, U, Trame de sédiments remaniés)

GL : Sédiments glacio-lacustres indifférenciés

Les sédiments glacio-lacustres indifférenciés proviennent principalement du remaniement de dépôts de till, morainiques ou sédiments fluvioglaciaires par les eaux de lacs proglaciaires éphémères. La granulométrie varie du sable au gravier. Ce sont des dépôts faiblement à bien triés dont la structure des faciès varie de massive à laminée. L'épaisseur estimée de ces dépôts est de moins de 2 m. L'unité est principalement présente dans les environs des lacs Flett et Ingalls, couvrant 0,24% du territoire.

U : Champs de blocs

Champs de blocs subanguleux à anguleux s'étendant sur des dizaines à des centaines de mètres. Ils sont principalement situés en bordure de lacs Scott et Wignes, à une élévation de 450m, ainsi que dans les creux topographiques séparant ces lacs. Aucune matrice n'est présente entre les blocs. La taille des blocs varie entre 25 cm et 1,5m. Ils forment des niveaux continus, de faible épaisseur, montrant de faibles pentes par endroits. Ces champs de blocs sont majoritairement d'origine glacio-lacustre (Fig. 2.3). Ils résultent de l'action répétée des vagues en bordure des lacs et correspondent à un délavage du till par les nappes d'eau glacio-lacustres (Dionne, 1978). L'unité peut inclure localement des blocs ayant subi de l'érosion associée à l'eau de fonte circulant dans les creux topographiques, des blocs transportés par le glacier ainsi que des felsenmeers. Ils couvrent 1,41% du territoire.

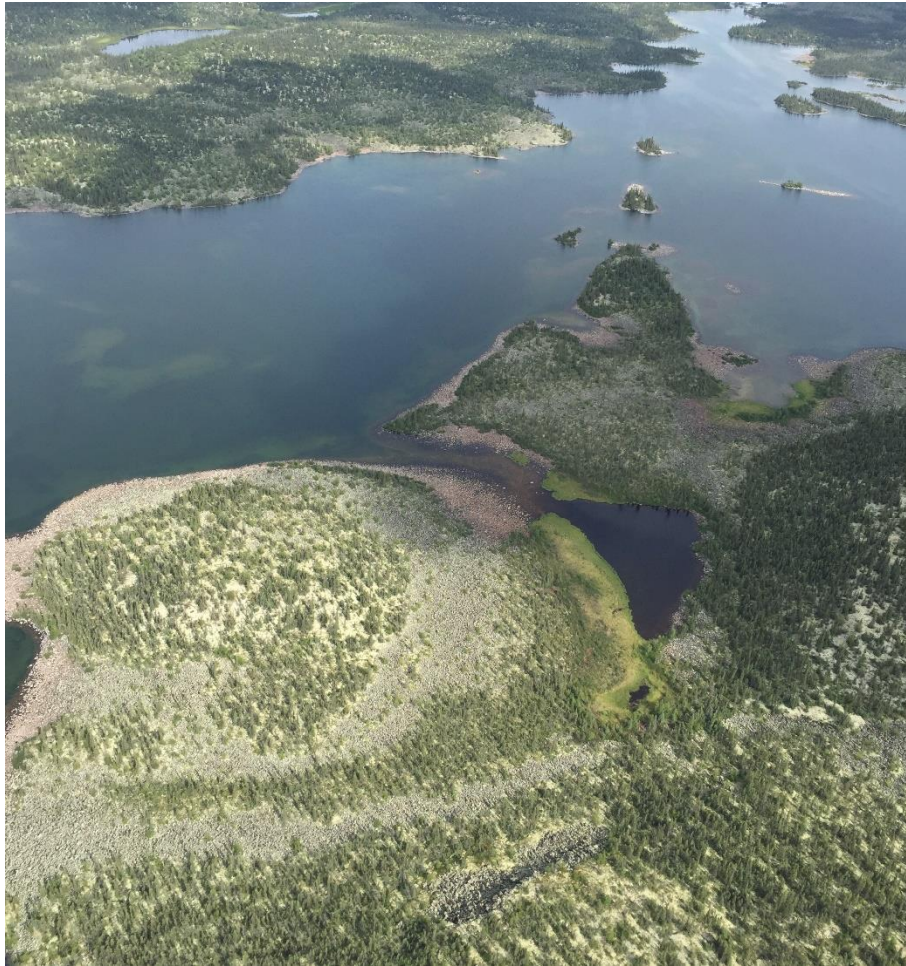


Figure 2.3. Photo aérienne oblique des rivages perchés du lac Wignes marqués par une importante concentration de blocs décimétriques à métriques (U); région du lac Wignes.

2.3.1.2.2 Environnement fluvioglaciaire (GFh, GFc, GFr, GF, Trame secondaire)

Les sédiments fluvioglaciaires sont composés de blocs, graviers et sables avec un peu de silt et de diamicton. Leur faciès varie de massif à stratifié. La mise en place des sédiments fluvioglaciaires provient de l'eau de fonte intraglacière et sous-glaciaire et reflète une sédimentation dans un environnement proglaciaire ou sous-glaciaire. L'ensemble de ces sédiments couvrent 4,5 % du territoire (Fig. 2.4).

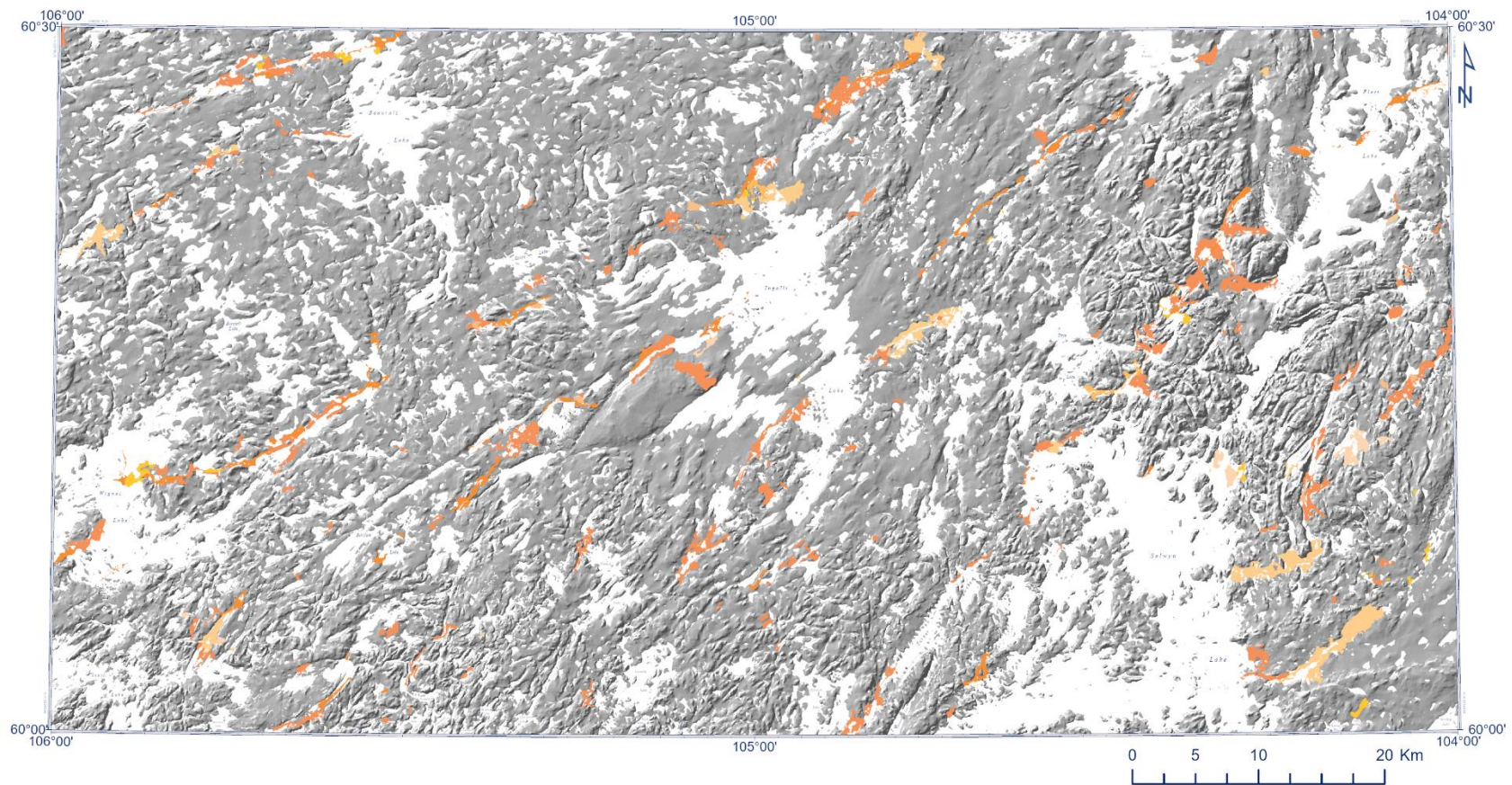


Figure 2.4. Distribution des sédiments fluvioglaciaires (orange) dans le secteur du Lac Wholdaia Sud.

GFh: Sédiments bosselés (hummocky)

Diamicton sableux avec blocs, galets, graviers et sables moyennement à mal triés. Le dépôt est massif à grossièrement stratifié, formant des épaisseurs de 2 à 10 m. L'unité est formée de buttes et de crêtes irrégulières. Ces dernières sont généralement recouvertes d'une forte concentration de blocs en surface. Localement des amoncellements de blocs formant des crêtes en forme de boucle peuvent être observés. Ces sédiments témoignent d'une mise en place par de fortes quantités d'eau de fonte (Benn et Evans, 2014) fort probablement associées à des écoulements gravitaires ou à l'effondrement de sédiments dans un contexte de glace en décrépitude. À l'échelle cartographiée, cette unité est régulièrement trop petite ou disparate pour être utilisée comme unité principale. Elle forme des unités secondaires associées au till bosselé (Th) dans des unités composites, surtout au sud-ouest de la carte. L'unité couvre moins de 0,01 % du territoire.

GFc: Sédiments juxtaglaciaires

Composés de sable, gravier, cailloux et blocs mal à moyennement triés. Ils peuvent être massifs ou stratifiés, formant des épaisseurs allant jusqu'à 20 m. Ces sédiments ont été déposés dans un contexte sous-glaciaire ou intraglaciaire. Ces sédiments forment des cordons linéaires bosselés parsemés de kettles et ont une apparence distinctive à l'intérieur des corridors d'eaux de fontes (Fig. 2.5b). L'unité comprend certaines sections formant des complexes d'eskers, des crêtes transversales, kames, ainsi que des cônes d'épandage indicateur d'une mise en place à proximité de la marge glaciaire (Sugden et John, 1976). L'unité couvre 2,37 % du territoire.

GFr : Sédiments d'esker

Principalement composés de sable et gravier, de galets et de blocs en moindre importance. Ces accumulations, de 1 à 20 m d'épaisseur, sont à l'intérieur de larges crêtes d'eskers semi-continus et rectilignes, généralement orientés NE-SO (Fig. 2.5a). L'hypothèse généralement acceptée quant à leur formation implique une mise en place provenant de l'accumulation de sédiments transportés par des eaux de fonte à travers des tunnels intra et/ou sous-glaciaires ainsi qu'une sédimentation à la marge glaciaire ou sous-glaciaire (Clark et Walder, 1994). Ces dépôts peuvent être flanqués de sédiments d'épandages proglaciaires (GFp) formant de larges plaines de sables et graviers à faible relief, moyennement à bien triés, planaires et présentant des lits entrecroisés formés à proximité. Les crêtes sont localement flanquées par

des cônes de déjection et des terrasses (GFt). Toutes les crêtes d'eskers ont été cartographiées avec un symbole géomorphologique et avec leur sens d'écoulement lorsque connu. L'unité couvre 0,8 % du territoire.

GF : Sédiments fluvioglaciaires indifférenciés

Unité hybride composée de multiples assemblages sédimentaires se trouvant à l'intérieur de corridors d'eaux de fontes et ne pouvant être séparée à l'échelle cartographiée. Ils sont principalement composés de sables et graviers juxtaglaciaires, de courts segments d'eskers, de crêtes fluvioglaciaires transversales à la direction d'écoulement principale et de diamictons sableux entrecoupés localement par du till présentant des figures d'érosion (monticules érodés, concentration de blocs en surface dont la matrice fut érodée), ainsi que du roc mis à nu. Lorsque possible, les accumulations minces (<2m) de matériel fluvioglaciaire (GFv) ont été cartographiées. L'unité couvre 0,8 % du territoire.

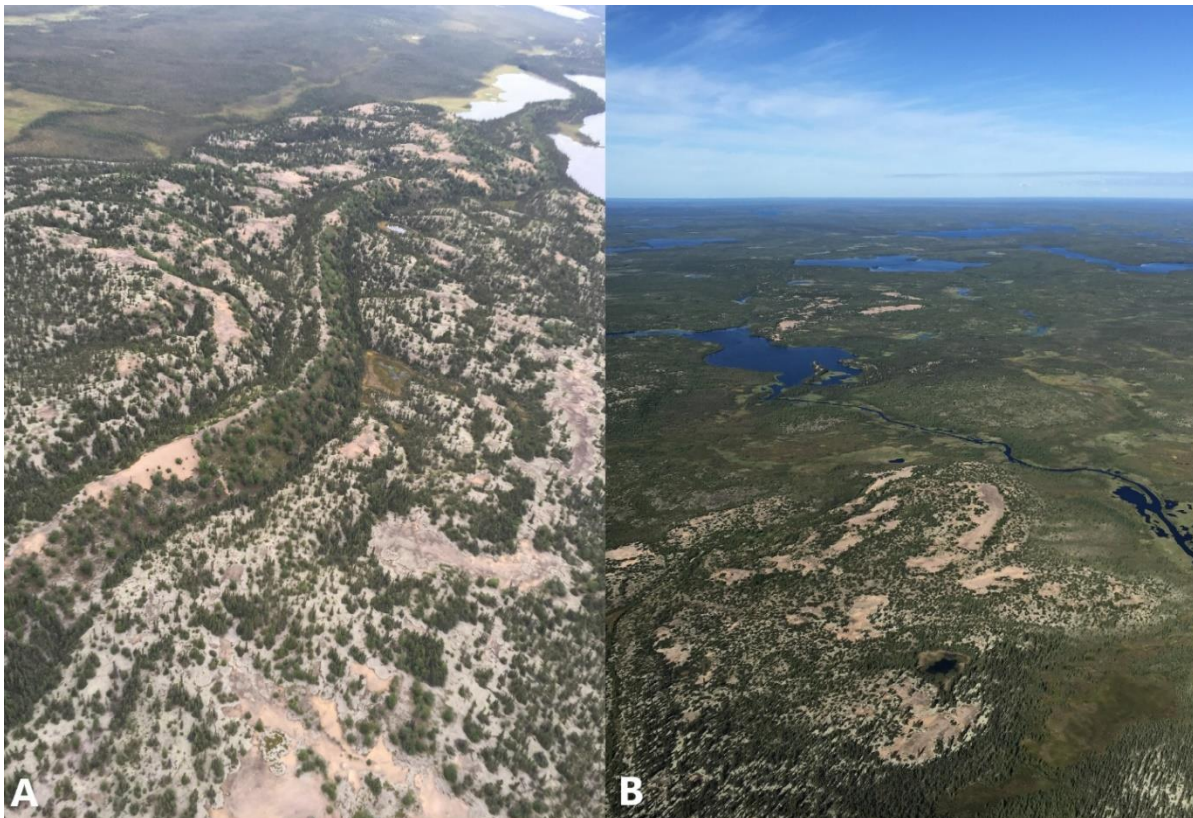


Figure 2.5. (A) Photo aérienne oblique d'une crête d'esker continue (GFr) bordée par un assemblage de sédiments fluvioglaciaires indifférenciés. (B) Sédiments juxtaglaciaires indifférenciés (GFc).

2.3.1.2.3 Environnement glaciaire (Th, Tm, Tr, Tp, Tv, Tb, T, Trame de concentration de blocs)

Les dépôts glaciaires sont principalement des diamictons dont la matrice est composée de sable silteux ou de sable. Généralement massifs, ils sont très mal à mal trié. Ces dépôts peuvent dépasser 20m d'épaisseur dans les formes fuselées. L'épaisseur de ces dépôts est généralement moindre ~~dans les dépressions~~ ~~présentes~~ entre les formes. L'épaisseur moyenne est généralement inférieure à 5m. La majorité des dépôts glaciaires a été déposée par une glace active. L'abondance de blocs en surface varie, mais elle est très élevée dans le sud-ouest de la carte. Les clastes sont anguleux à subarrondis. Les dépôts glaciaires couvrent 67,1% du territoire (Fig. 2.6).

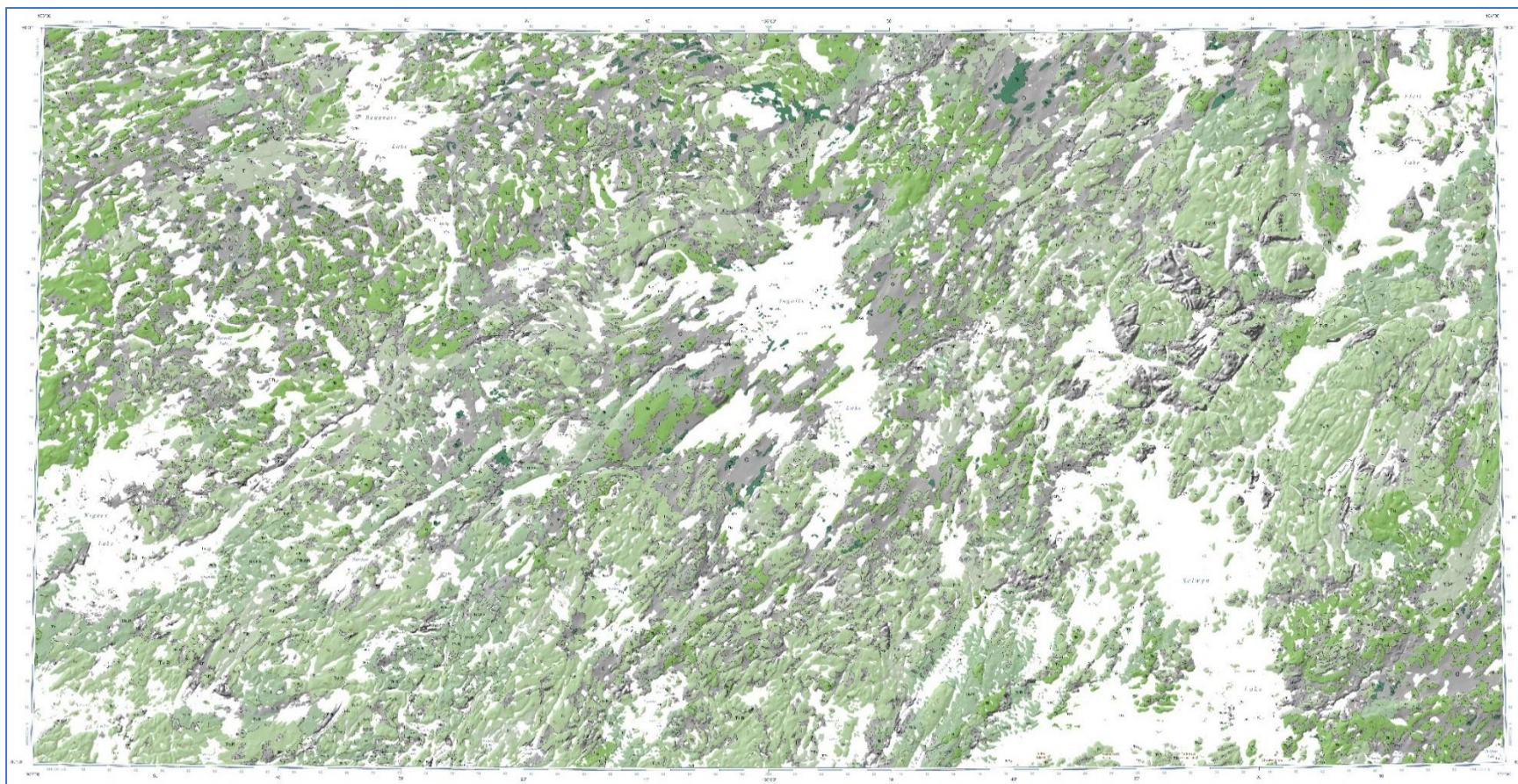


Figure 2.6. Distribution spatiale des dépôts glaciaires (vert) dans le secteur du Lac Wholdaia Sud.

Tv : Till mince

Diamicton à matrice sablo-silteuse, très mal trié à mal trié; généralement massif. Formant une accumulation de moins de 2 m d'épaisseur, disposée en couverture discontinue sur le socle sous-jacent; les blocs sont communs en surface. Caractérisé par l'occurrence d'affleurements de roc ou de zones de till épais. La topographie rocheuse sous-jacente est apparente; le terrain peut apparaître fuselé localement (Fig. 2.7). Les accumulations de till mince couvrent 33,66% de la carte et forment l'unité cartographique couvrant la plus grande superficie sur le feuillet 75A-Sud.

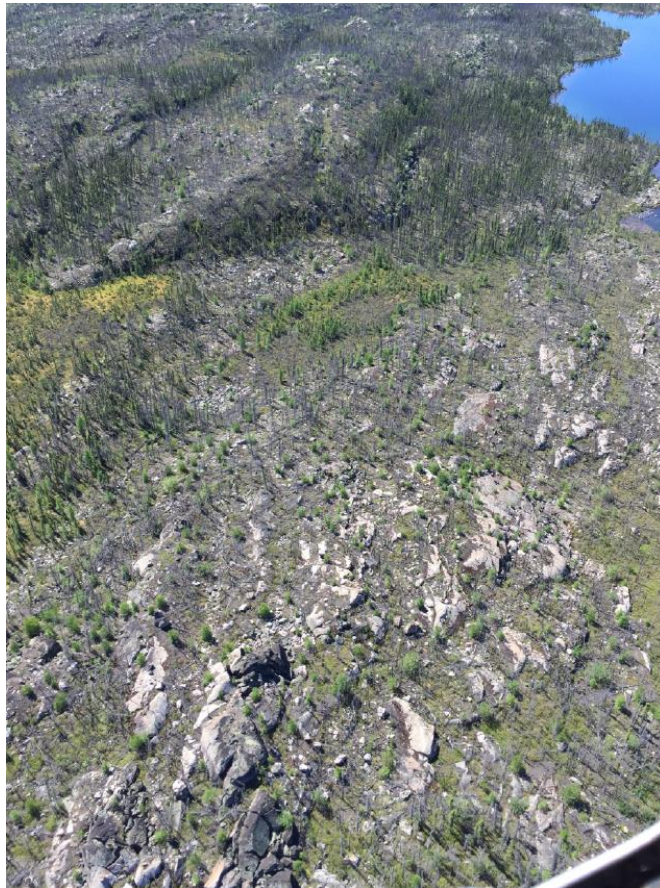


Figure 2.7. Photo aérienne oblique du roc couvert localement par du till mince.

Tb : Till continu

Diamicton à matrice sablo-silteuse d'apparence massive à marbré, très mal trié à mal trié, formant des accumulations variant de 2 à 15 m d'épaisseur. L'unité se présente généralement sous la forme d'un couvert lisse et continu masquant la topographie rocheuse sous-jacente (Fig. 2.8b). La plupart des accumulations de till continu sont sous forme de drumlins, drumlinoïdes ou à l'intérieur d'autres formes fuselées comme des crag-and-tails. Certains secteurs de till continu sont localement recouverts de tourbe dans les bas de pente. L'unité couvre 13,37 % du territoire.

Th : Till bosselé (hummocky till)

Composé de diamictons sableux à silteux, de sables et de graviers qui forment des reliefs ondulants et chaotiques (Fig. 2.8a). Des blocs de tailles variables sont communément visibles à la surface. L'unité peut contenir des quantités variables de sédiments fluvioglaciaires massifs ou stratifiés. L'épaisseur varie généralement entre 1 et 10m. Selon Möller (2010), les diamictons bosselés et les sédiments associés seraient déposés suite à la fonte passive d'une glace stagnante riche en débris. Les accumulations de till bosselé sont localisées à l'intérieur ou à proximité des corridors d'eaux de fontes. L'unité est spatialement associée aux moraines côtelées, parfois aux kettles et aux lacs de kettles. L'unité couvre 9 % du territoire et est principalement concentrée au sud-ouest de la carte en association avec les dépôts fluvioglaciaires bosselés (GFh).

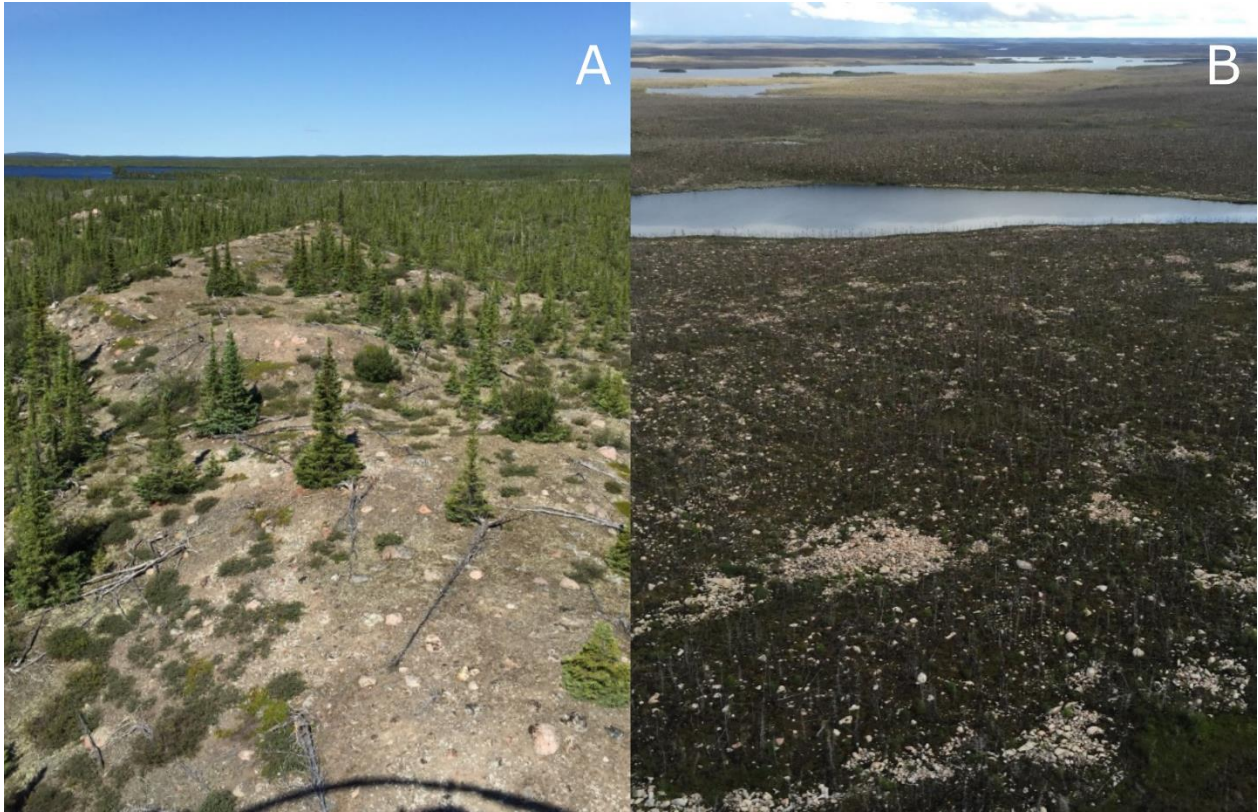


Figure 2.8. (A) Photo aérienne oblique d'une accumulation de till bosselé. (B) Till continu couvert par une trame de concentration de blocs.

Tm : Complexe morainique

Diamicton d'origine glaciaire ou juxtaglaciaire composée de sables, graviers et blocs. La quantité de blocs est variable. L'unité est utilisée pour marquer l'emplacement de petits segments de moraines terminales mises en place au front glaciaire lors du retrait. Ces accumulations de sédiments massifs à stratifiés font 2 à 20m d'épaisseur. L'unité couvre 0,07 % du territoire.

Tr : Crête morainique

Unité composée de blocs, till sablonneux à silteux et renfermant des parcelles de sables et graviers d'origine fluvioglaciaire totalisant 2 à 10 m d'épaisseur et ayant une apparence massive à grossièrement stratifiée. L'ensemble est couramment couvert par des blocs perchés métriques d'origine locale. L'unité est utilisée pour cartographier les grands ensembles de sédiments formant les moraines côtelées ou de

récessions. L'unité inclut également les pseudomoraines côtelées trouvées à l'intérieur des corridors d'eaux de fontes. L'unité couvre 1,26 % du territoire, principalement au sud du lac Ingalls et à l'ouest du lac Selwyn.

Tp : Plaine de till

Composé essentiellement de diamicton sablo-silteux formant une plaine de till dont la surface montre de très faibles variations topographiques. Cette plaine est percée par endroits par des affleurements plats et est entourée de dépôts organiques. L'unité couvre 1,79 % du territoire.

T : Till indifférencié

Unité hybride comprenant plusieurs assemblages morpho-sédimentaires et faciès de till qui ne peuvent être séparés à l'échelle de cartographie. L'unité comprend principalement des formes de terrain associées à l'érosion causée par de l'eau de fonte ainsi qu'une part mineure de sédiments bosselés (GFh). Les sédiments associés à l'érosion sont un amalgame de till érodé, d'accumulation de blocs et de roc mis à nu. Les sédiments associés à une sédimentation syn- ou post-érosion sont les diamictons sableux, les sables et graviers formant de petites crêtes transverses au sens d'écoulement principal ainsi que de petits eskers. Ces accumulations sont généralement inférieures à 3m. L'unité est spatialement associée aux corridors d'eaux de fontes et couvre 7,96 % du territoire.

2.3.2 Unité pré-Quaternaire

R : Roc, indifférencié

Plusieurs affleurements d'âge archéen à paléoprotozoïque. Les unités appartiennent principalement aux domaines de Snowbird et de Firedrake. Principalement composés d'intrusifs felsiques à intermédiaire métamorphisés et de paragneiss. Des dykes de diabases, orientés NO-SE, recoupent tous les domaines géologiques. La structure du roc est généralement apparente et sa surface fut modelée, polie et souvent striée par le glacier. Les unités identifiées comme R sont généralement recouvertes par 10 à 40% de till mince discontinu (Fig. 2.9). Le roc affleure au minimum sur 1,45% du territoire, principalement dans la région séparant le lac Thye et le lac Flett.



Figure 2.9. Photo aérienne oblique du roc bordé par du till fuselé et des accumulations de dépôts organiques.

2.3.3 Trames secondaires

Trame de sédiments remaniés (*reworked sediments*)

Cette unité secondaire rassemble les sédiments remaniés constitués de sables et diamictons triés déposés dans les lacs glaciaires. Ces unités dérivent du remaniement causé par l'action des vagues et forment des

surfaces relativement planes en périphérie des bassins des lacs modernes dans les zones de bas topographiques.

Dépôts résiduels (*lag deposits*)

Les surfaces érodées par les eaux de fonte glaciaires sont cartographiées à l'aide d'une trame secondaire de dépôts résiduels (c.f., *lag deposits*). Cette trame couvre principalement les unités ayant été érodées, incisées ou remaniées par l'eau de fonte. La trame est reconnaissable par son abondance de blocs en surface, des petites unités de till morcelées, le roc exposé et de petites quantités de dépôts fluvioglaciaires. Ces zones se situent principalement le long des corridors d'eau de fonte sous-glaciaire ou à proximité des chenaux d'eau de fonte.

Trame de concentration de blocs (*boulder concentration*)

Constitue une concentration de blocs supérieure à 60% principalement déposés par la glace. Elle couvre des unités de tills, de sédiments juxtaglaciaires et le roc. Cette trame inclut les felsenmeers.

2.4 Géomorphologie de surface

La cartographie a permis de recenser de nombreuses formes de terrain qui renseignent sur les processus de mise en place ainsi que sur les mouvements glaciaires. Ces éléments géomorphologiques sont intimement liés à certains assemblages sédimentaires décrits plus haut.

2.4.1 Formes fuselées

Le territoire couvert par la carte présente une variété de formes fuselées. On observe surtout des drumlinoïdes, drumlins et localement des crag-and-tails ainsi que des crêtes de roc fuselé. La composition des drumlins, drumlinoïdes et des trainés morainiques associées aux crag-and-tails peut être très variable. Certains sont entièrement composés de diamicton glaciaire tandis que d'autres sont composés d'un amalgame de diamicton, d'argile, de sable ou d'autres sédiments triés. Certains peuvent même abriter un cœur rocheux. Vus en plan, les drumlins présentent une forme d'ovale ou allongée dont l'axe longitudinal est plus long que large. Vue en coupe parallèle à leur axe principal, la face orientée vers l'amont glaciaire est toujours plus haute et inclinée. L'inclinaison de la trainée morainique diminue graduellement vers l'aval glaciaire. Les drumlinoïdes présentent sensiblement les mêmes caractéristiques, mais sont moins bien

définis (Fig. 2.10). Les crag-and-tails se distinguent par leur face localisée en amont glaciaire constituée de roc. Dans la région d'étude, la longueur des crêtes des drumlins et drumlinoïdes varie entre 120m et 1,6 km et a une valeur médiane de 400m de long. Aucune coupe stratigraphique de formes fuselées n'a été observée, il est donc impossible de se prononcer avec certitude sur leur composition interne. Cependant, l'ensemble des drumlins et drumlinoïdes visités étaient recouverts d'une couche de diamicton glaciaire, généralement du till épais.



Figure 2.10. Photo aérienne oblique présentant une série de formes fuselées.

Plusieurs hypothèses ou modèles de formation ont été proposés pour expliquer la formation des drumlins sans pour autant faire consensus. Une des raisons avancées par Schomacker *et al.* (2018) pour expliquer l'incertitude vis-à-vis leur mode de formation est l'inaccessibilité de la base des glaciers modernes et l'impossibilité d'y observer les associations morpho-sédimentaires à l'interface de la glace. Les hypothèses sur l'origine et la formation des drumlins peuvent être catégorisées en 2 grandes familles : celle du modèle érosionnel et celle de la théorie de l'instabilité du milieu.

Le modèle érosionnel, proposé entre autres par Menzies (1979), Hart et Boulton (1991) Knight (2011) et Eyles *et al.* (2016), découle d'un ensemble d'hypothèses ou de modèles qui expliqueraient la formation des drumlins par un processus d'érosion différentielle à l'interface de la base du glacier et du substrat sédimentaire préexistant. Une variante de ce modèle, amené par Shaw (1983), suppose que la formation de drumlins ou de moraines côtelées serait causée par des crues catastrophiques sous-glaciaires. Ces formes de terrain se formeraient lors de l'accumulation de sédiments à l'intérieur de cavités formées par l'érosion causée par des crues catastrophiques.

La théorie de l'instabilité du milieu (Patterson et Hooke, 1995; Hindmarsh, 1998; Fowler, 2000) soutient que des boucles de rétroactions positives causées par des instabilités/variations du relief gouvernent les processus d'entraînement et de remise en place des matériaux. Les zones d'instabilité peuvent se développer le long du sens d'écoulement glaciaire lorsque le substrat peut se déformer et qu'il y a présence de glissement à l'interface glace-till. Les conditions du système dicteront la fréquence et l'amplitude des zones d'instabilité d'où émergent les drumlins (Stokes *et al.*, 2013).

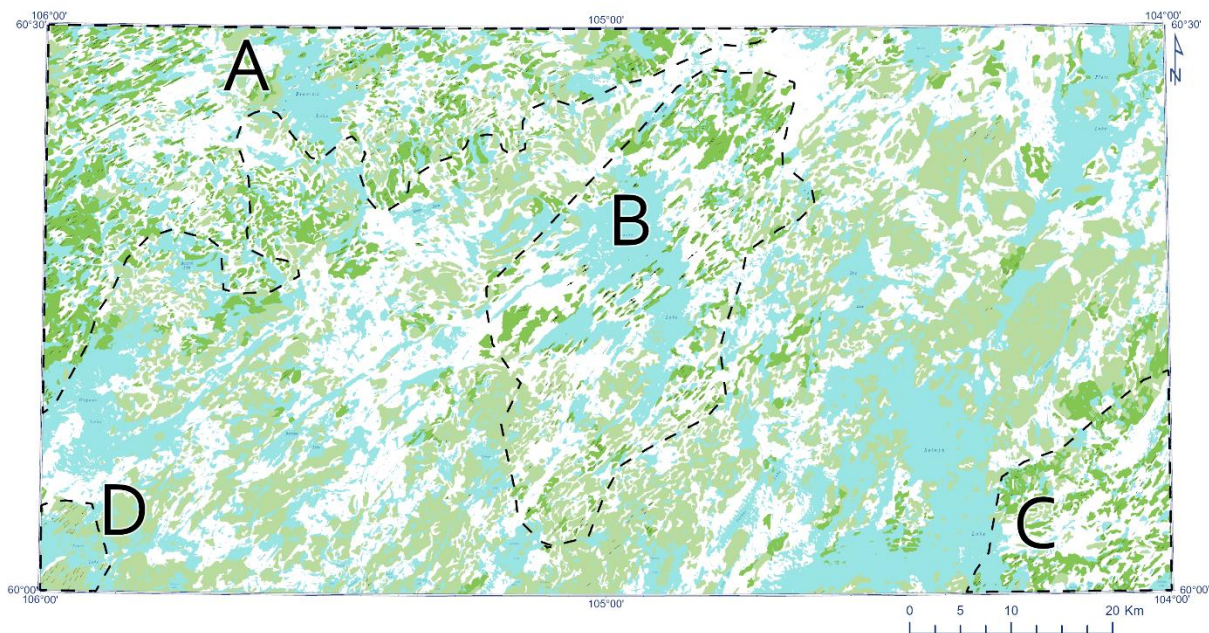


Figure 2.11 Principaux secteurs (A, B, C, et D) contenant d'importantes concentrations de formes fuselées. Les accumulations de dépôts glaciaires sont illustrées en vert.

Dans la région cartographiée, on distingue 4 secteurs d'importantes concentrations de formes fuselées (Fig. 2.11). C'est dans le secteur A, situé au nord-ouest de la carte, que l'on retrouve la plus forte concentration. Les drumlinoïdes et drumlins sont principalement développés sur du till épais. Leur orientation est parallèle à la dernière direction d'écoulement reconnue dans ce secteur (ouest-sud-ouest). Le secteur B, situé au centre de la carte, présente des caractéristiques semblables, orientées vers le sud-ouest. Dans le secteur C au sud-est, on observe aussi un mélange de drumlins et de drumlinoïdes, mais aussi quelques crag-and-tails. Ces formes sont orientées également vers le sud-ouest. Le secteur C, à l'est du lac Selwyn, se distingue des autres secteurs par sa proximité géographique avec des ensembles de pseudomoraines côtelées sur la rive ouest du lac Selwyn (Fig. 2.12). Les moraines de Rogen (ou côtelé) sont fréquemment associées spatialement aux drumlins et montre parfois une transition graduelle en drumlins (Lundqvist, 1989). Dans le secteur C, on n'observe pas de transition graduelle des pseudomoraines côtelés en drumlins. Aylsworth et Shilts (1989b) n'ont d'ailleurs pas observé de transitions graduelles des moraines côtelées en drumlins dans le Keewatin. Ici la transition est marquée par un changement abrupt du type de formes de terrains. Le secteur D, au sud-est du lac Scott, est caractérisé par une importante concentration d'affleurements et de till mince fuselés parallèlement aux derniers écoulements glaciaires vers le sud-ouest.

2.4.2 Crêtes morainiques

2.4.2.1 Moraines côtelées

Tout comme pour les drumlins, il n'existe pas de consensus clair sur le mode de formation des moraines côtelées. Le terme «moraine côtelée» a été introduit par Lee (1959) lors de sa description de la géologie du Quaternaire dans le District du Keewatin, Territoire du Nord-Ouest. Il y décrit une série de moraines de formes concentriques espacées régulièrement et dont la crête est orientée parallèlement à la marge glaciaire. Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer la genèse de ces moraines. Benn et Evans (2014) ont classifié les modèles les plus plausibles en deux grandes familles, les moraines formées par la déformation de glace riche en débris et les moraines formées par la déformation de sédiments préexistants. La première famille de modèles (glace riche en débris) soutient que la formation des moraines côtelées et leur association spatiale et génétique avec les drumlins résulteraient d'un changement de dynamique glaciaire (régime compressif à régime extensif) qui se produirait à la frontière entre un glacier à base chaude (en amont) et un glacier à base froide (en aval) (Shaw, 1979; Bouchard et

Salonen, 1989). L'effet de compression entraîne la superposition de sédiments à la base de la glace le long de plans de décollement. Le modèle de déformation des sédiments préexistants, proposé par Boulton (1987), soutient que les moraines de Rogen forment un continuum avec les autres types de formes fuselées et représentent le stade initial d'une transition vers une morphologie de drumlin des sédiments orientés perpendiculairement à l'écoulement glaciaire se trouvant à la base du glacier.

Sur la carte, on observe une forte concentration de moraines côtelées dans les environs du lac Selwyn (Fig. 2.12). Quelques crêtes morainiques semblables ont été observées à proximité du lac Scott. Les crêtes ont une forme de croissant et leur orientation générale est perpendiculaire à l'écoulement glaciaire SO/SSO (Lundqvist, 1989). Elles sont bordées ou trouvées à l'intérieur des corridors d'eaux de fonte orientés sud-sud-ouest. Tout comme Aylsworth et Shilts (1989b) l'ont observé dans le Keewatin, il n'y a pas de transition graduelle entre les moraines côtelées et les drumlins. Ces 2 types de formes sont associées spatialement à l'ouest du lac Selwyn, mais se trouvent le long de corridors distincts bien délimités. Les crêtes atteignent 10 à 15m de hauteur et s'étendent dans les creux topographiques occupés par des lacs. Une forte quantité de blocs perchés subanguleux à anguleux, de tailles métriques, couvrent l'ensemble des moraines. Les blocs sont de composition locale. La face orientée vers l'aval glaciaire de ces crêtes est moyennement escarpée. La composition du sédiment retrouvé en surface est variable. Elle correspond généralement à un diamicton à matrice silto-sableuse. Localement des sables stratifiés présentant des lits entrecroisés ont été observés à proximité du lac Selwyn. Il pourrait s'agir d'un remaniement postérieur à leur mise en place par les eaux d'un paléolac proglaciaire.



Figure 2.12. Photo aérienne oblique de pseudomoraines côtelées en bordure de lac Selwyn.

2.4.2.2 Crêtes morainiques majeures et mineures

Des crêtes morainiques majeures et mineures sont situées surtout au nord-est de la carte, plus spécifiquement dans la portion sud-ouest du lac Flett. Elles montrent une orientation perpendiculaire au dernier mouvement glaciaire. À l'opposé, des moraines côtelées, ces moraines ne présentent pas une forme arquée. La faible quantité de ces formes morainiques ainsi que leurs courtes étendues latérales sur le territoire suggèrent un retrait glaciaire relativement régulier, sans pauses ou sans réavancées marquées de la marge, hormis une pause de courte durée de la marge glaciaire au sud du lac Flett.

2.4.2.3 Corridors d'eaux de fonte

La présence de corridors d'eaux de fonte a longtemps été reconnue dans les Territoires du Nord-Ouest (Craig et Harrison, 1964; St-Onge, 1984; Campbell *et al.*, 2016; Sharpe *et al.*, 2017). Les corridors et les assemblages morpho-sédimentaires associés résulteraient de l'écoulement sous-glaciaire des eaux de fonte (Rampton, 2000), mais leur mode de formation exact n'est toujours pas déterminé (Lewington *et al.*, 2020).

Les corridors d'eaux de fonte sont très présents et visibles sur l'ensemble du territoire. Ils forment un patron répétitif de grands corridors parallèles orientés NE-SO. Leur largeur varie de 500m à 5 km, mais se situe généralement autour de 1-2 km. Elle reste sensiblement constante tout au long du corridor. L'espacement entre chaque corridor varie de 3 à 15 km. L'espacement est plus grand vers le nord-ouest de la carte et beaucoup plus rapproché vers le sud-est. Les corridors sont tous constitués d'un assemblage de matériel fluvioglaciaire, de till (généralement cartographié comme till indifférencié) et de roc. Les sédiments fluvioglaciaires ont quasiment tous été cartographiés à l'intérieur des limites des corridors d'eaux de fonte. Ils sont constitués d'unités de sédiments bosselés (hummocky), juxtaglaciaires ainsi que de sédiments d'eskers formant des crêtes semi-continues et rectilignes. L'unité de till indifférencié présente un assemblage chaotique de till mince à épais ainsi que d'accumulation de blocs, sédiments fluvioglaciaires, et d'eskers ayant été affectés par l'érosion. Tout comme avec les sédiments juxtaglaciaires, le till indifférencié présente un aspect particulier en photo aérienne et sur le terrain qui témoigne de l'érosion causée par les eaux de fonte (Fig. 2.13). Les accumulations présentes dans les zones fortement érodées sont généralement inférieures à 3 mètres de hauteur. Le roc affleurant sous les sédiments érodés est également très présent dans les corridors. Les accumulations de blocs et la présence d'une importante quantité de roc exposé sous les sédiments érodés sont illustrées en carte avec la trame secondaire de *Lag deposits*. La transition marquant les limites des corridors d'eaux de fonte est généralement tranchante et facilement identifiable sur les photos aériennes. Les marges latérales sont distinctes et marquées par des entailles. Quelques chenaux mineurs d'eaux de fonte proglaciaires ou sous-glaciaires sont également observés en bordure des corridors. La présence régulière à l'intérieur des corridors d'eaux de fonte de roc mis à nu, de formes fluvioglaciaires, de till érodé, d'accumulations majeures de blocs et d'entailles majeures marquant les limites des corridors sont des indicateurs d'écoulement d'eaux de fonte sous-glaciaires de forte énergie (Rampton, 2000; Lewington *et al.*, 2020; Sharpe *et al.*, 2021).

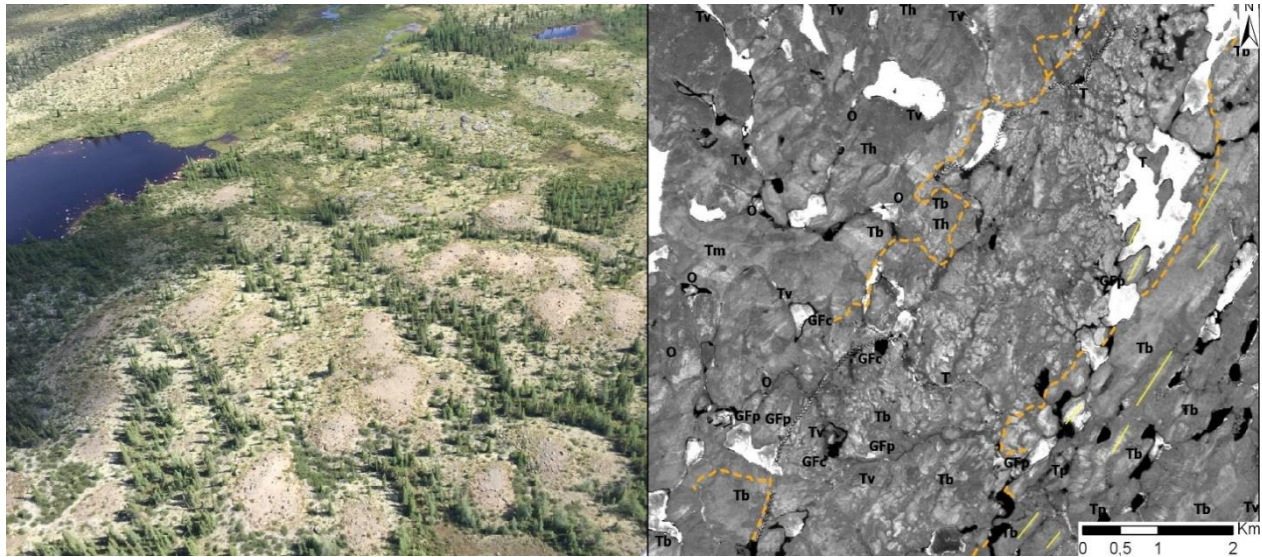


Figure 2.13. Apparence d'un corridor d'eaux de fonte sur le terrain et sur photo aérienne (délimité par le pointillé orange).

2.4.3 Lacs proglaciaires

Un des indicateurs témoignant de la présence de lacs proglaciaires est la présence de paléorivages perchés. Dans la zone d'étude, les paléorivages sont surtout marqués par la présence d'une forte concentration de blocs formant des accumulations subhorizontales à proximité des lacs actuels. Ces champs de blocs riverains ou paléoriverains ont été produits suite au délavage de la matrice du till par l'érosion littorale et l'action des vagues des plans d'eau glacio-lacustres (Dionne, 1978). La majorité des indicateurs de lacs proglaciaires sont concentrés sous des altitudes de 450 m et de 400m. Le secteur des lacs Scott et Wignes abrite une importante concentration de paléoplages et de champs de blocs interprétés comme étant des paléorivages sous l'altitude de 450 m. Jusqu'à 7 niveaux de plages métriques ont été observés le long des sédiments fluvioglaciaires bordant le lac Wignes. La présence de paléoplages et de paléorivages, d'entailles dans le till ou autres sédiments causées par l'action des vagues et de niveaux lessivés à des altitudes supérieures à celles des plans d'eau actuels témoigne de la présence de lacs proglaciaires de courte durée sur le territoire. Plusieurs de ces indicateurs ont également été observés aux alentours des lacs Flett, Wholdaia et Selwyn sous l'altitude de 400 m. L'âge de ces lacs de même que leur durée et leur étendue ne sont pas encore déterminés avec certitude.

CHAPITRE 3

Écoulements glaciaires

Ce chapitre présente la méthodologie utilisée pour identifier et interpréter la séquence d'écoulements glaciaires présents sur le feuillet de la carte couvrant la région du lac Wholdaia Sud (SNRC 75A-Sud). La chronologie des différents écoulements glaciaires est ensuite intégrée à l'interprétation des principaux mouvements glaciaires identifiés sur les feuillets SNRC 75A-B-G-H. S'en suit une discussion à propos de la dynamique glaciaire régionale et sa correspondance possible avec les modèles et reconstructions paléogéographiques existants.

3.1 Méthodologie

La reconstruction des directions d'écoulements glaciaire est essentielle afin de mieux comprendre la dynamique glaciaire régionale. Elle offre un cadre de référence sur lequel on peut baser l'interprétation des levés de glacio-prospection. Le travail de reconstruction peut être réalisé à la suite d'une analyse minutieuse des différentes formes d'érosions et de sédimentation (Ryder *et al.*, 1995).

McMartin et Paulen (2009) ont divisé les formes d'érosion et d'accumulation en 2 grandes familles, soit les formes indicatrices de l'écoulement glaciaire mesurées sur le terrain et les formes du relief à l'échelle macroscopique. Les formes macroscopiques s'élèvent sur des reliefs de tailles métriques et s'observent sur des longueurs métriques à kilométriques. Les roches moutonnées, les drumlins et drumlinoïdes, le fuselage du roc, les crags-and-tails et les crêtes morainiques appartiennent à cette famille. Les indicateurs mesurés sur les affleurements rocheux ont un relief centimétrique et des longueurs centimétriques à métriques. Les plus observées sont les stries et cannelures glaciaires. On inclut également dans cette famille les fractures en croissant. Les fabriques de tills sont également basées sur des éléments (clastes) de tailles centimétriques.

La taille importante des formes du relief leur donne l'avantage d'être facilement observables sur les photos aériennes ou l'imagerie satellitaire. La photo-interprétation et la télédétection sont des méthodes peu coûteuses qui permettent d'identifier les directions d'écoulements majeures du secteur d'étude (Ryder *et al.*, 1995; Latifovic *et al.*, 2018). Cependant, cette approche présente des limites et ne permet

généralement pas d'observer les marques associées à des écoulements anciens. La stratigraphie sédimentaire ou l'observation de stries et de marqueurs de sens d'écoulement ne peut se faire que sur le terrain (Ryder *et al.*, 1995; McMartin *et al.*, 2009). Les observations de terrains sont donc essentielles pour établir une reconstruction des directions de l'écoulement glaciaire de qualité qui tient compte de la dynamique complexe des anciennes calottes glaciaires (McMartin et Henderson, 2004; Veillette *et al.*, 2017).

Comme mentionné précédemment à la section 2.1, la photo-interprétation a permis d'identifier et de tracer les crêtes des principaux indicateurs macroscopiques d'écoulement glaciaire (drumlinoïdes, drumlins, crag-and-tail, etc.) présents sur le feuillet 75A-Sud. La face orientée vers l'amont glaciaire est généralement plus abrupte pour les crag-and-tails et les drumlins tandis que leur crête est rectiligne et descend doucement vers l'aval glaciaire (Ryder *et al.*, 1995). Les roches moutonnées sont également très présentes sur l'ensemble du territoire. Leur identification est très utile car elle permet d'attribuer un sens d'écoulement à des mesures de stries ou de cannelures prises à proximité. L'amont glaciaire présente une pente douce arrondie en relief positif tandis que l'aval glaciaire présente une surface abrupte marquée par l'arrachage de fragments par la glace (Fig. 3.1).

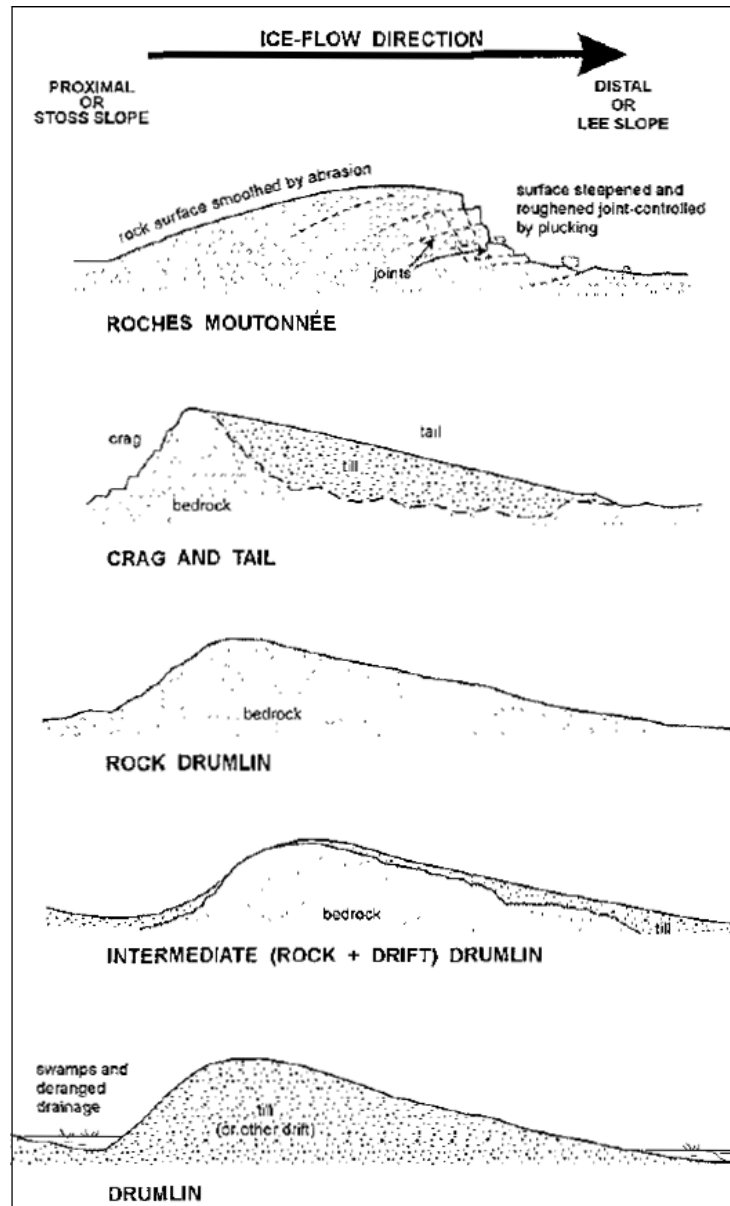


Figure 3.1 Section schématisée de l'interprétation des directions d'écoulements glaciaires en fonction des profils des différentes formes fuselées. Modifié depuis Ryder *et al.* (1995)

L'abondance d'affleurements au pourtour des lacs actuels ou proglaciaires ainsi que les faibles accumulations de sédiments ont permis d'observer de grandes quantités de stries glaciaires. Les stries constituent un indicateur fiable de directions d'écoulements glaciaires anciens (McMartin et Henderson, 2004; McMartin et Paulen, 2009). Les stries sont de petites dépressions rectilignes (grafignes) à la surface du roc créées par le frottement entre le socle et des fragments de roche transportés à la base du glacier

en mouvement. Cependant, on ne peut définir le sens de l'écoulement qu'à partir des stries. Les mesures de directions des stries doivent être mises en contexte avec d'autres indicateurs de sens d'écoulement situés à proximité, tel que des fractures en croissant, des queues de rats, ou de la forme des roches moutonnées par exemple. Généralement dans le secteur à l'étude, les stries mesurées en surface étaient parallèles à la direction des formes macroscopiques cartographiées à l'aide des photo-aériennes. Il était pratique de dégager des surfaces protégées ensevelies sous le till pour observer d'autres directions d'écoulements anciens et classifier ainsi les relations de recoupement.

Pour tous les sites d'observations, une direction, un âge relatif ainsi qu'un sens étaient attribués à chacune des mesures de stries. L'ensemble des observations de recoupement et d'âges relatifs des feuillets 75A-B-G-H ont été mises en commun afin de définir le cadre chronologique de l'écoulement régional dans le secteur de Rae Sud (Campbell *et al.*, 2016; Campbell *et al.*, 2017). Au moins 312 marques d'érosion glaciaire ont été mesurées sur le terrain pour l'ensemble des feuillets 75 A-B-G-H, en plus des formes d'érosion/accumulation macroscopiques observées sur les photos aériennes.

Certaines difficultés ont été rencontrées lors de la reconstruction du patron des mouvements glaciaires régionaux à partir de l'ensemble des directions mesurées. Comme nous le verrons dans les sections suivantes, l'écoulement glaciaire a varié dans le temps et spatialement, passant du sud-est vers l'ouest. La figure 3.2 montre une série de mesures discrètes qui témoignent de cette variation horaire de l'écoulement glaciaire régionale.

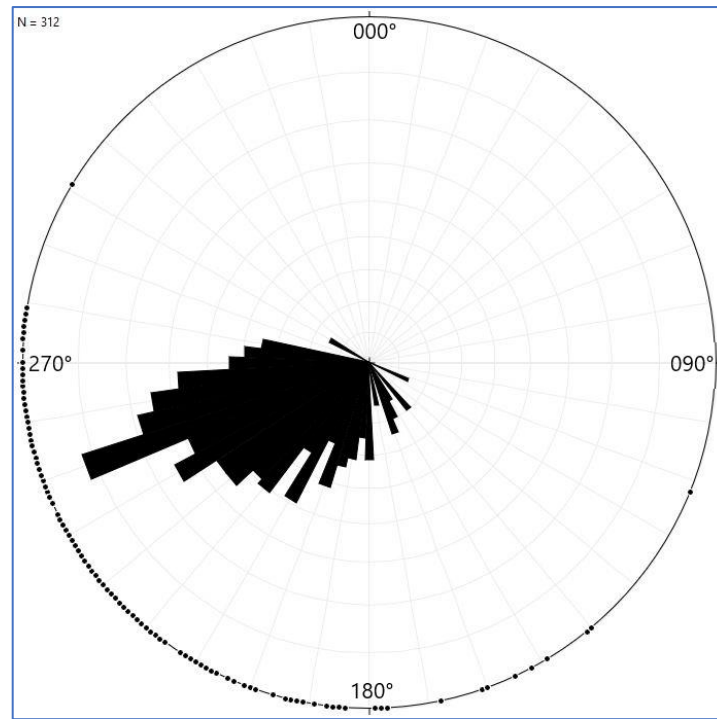


Figure 3.2 Stereonet présentant l'orientation des marqueurs d'écoulement glaciaire des feuillets 75A-B-G-H (n = 312).

Les difficultés d'interprétation découlent du fait que l'ensemble des mesures ont été prises sur un grand territoire et qu'il y a des variations d'orientations à l'intérieur de chaque phase. Deux phases distinctes peuvent avoir des orientations semblables. Par exemple, la phase 2 varie entre 186° et 212° tandis que la phase 3 présente des orientations variantes entre 216° et 230°. Il n'y a que 4° de différence entre le maximum de la phase 2 et le minimum de la phase 3. Si l'on ajoute à cela la variabilité intrinsèque reliée à la prise de mesure (induite par la boussole, les erreurs de manipulation et de lectures d'orientations, l'influence locale du magnétisme du socle), de même que les autres facteurs reliés à la faible définition de certaines marques d'érosion et l'effet induit par les pentes où la mesure a été prise, plusieurs degrés d'incertitude s'ajoutent donc autour de la valeur réelle de la direction d'écoulement.

Afin de pallier ce problème, il importe de s'attarder à la succession des écoulements glaciaires et des âges relatifs qui ont été identifiés à chaque station où plusieurs générations d'indicateurs d'érosion glaciaire ont été documentées (Fig. 3.3). De façon générale, on note approximativement entre 10 et 20 degrés séparant les directions d'écoulement lorsqu'elles sont observées sur un même site.

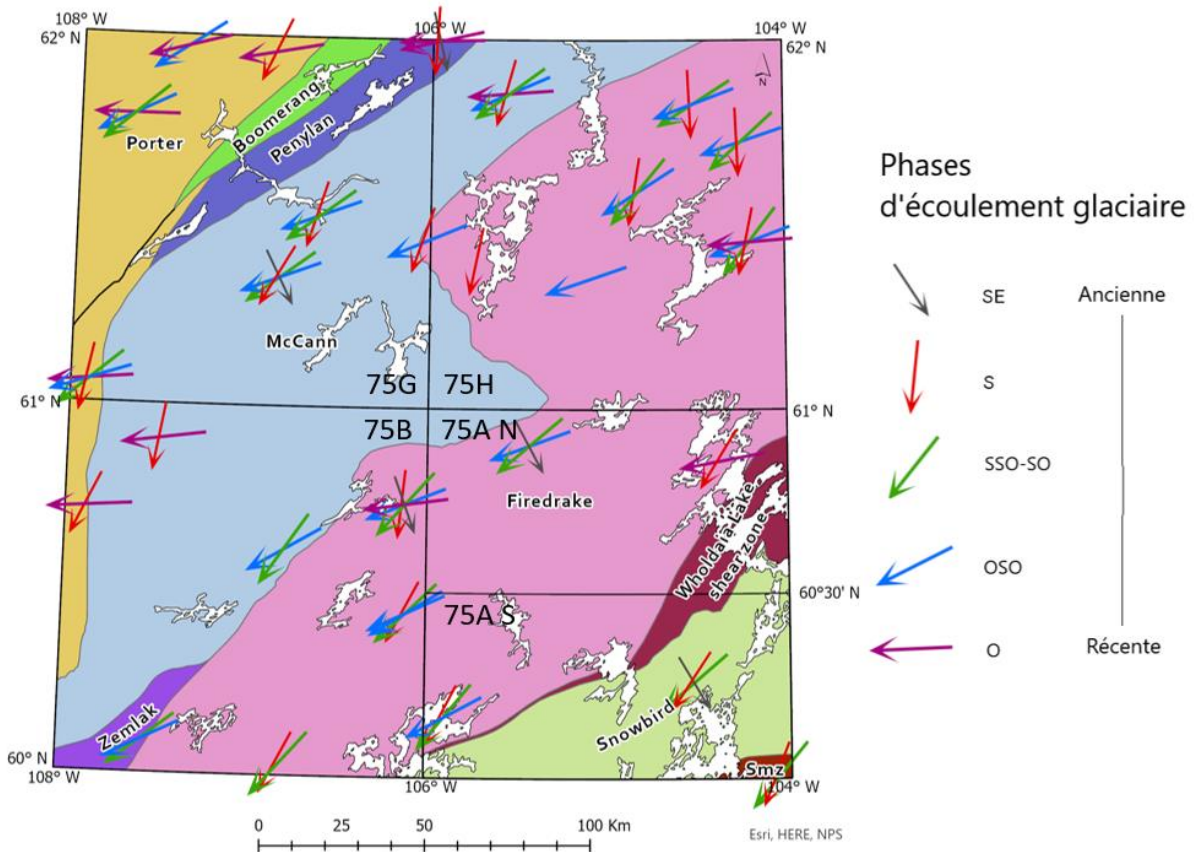


Figure 3.3 Directions et âges relatifs des écoulements glaciaires dans les feuillets SNRC 75A-B-G-H.

Les travaux menés au cours de ce projet ont permis de définir un cadre de référence caractérisant les principales directions d'écoulement glaciaire des feuillets 75 A-B-G-H (Campbell *et al.* (2015); (2016)). Au moins 5 phases distinctes avaient été identifiées à l'échelle régionale (Campbell *et al.*, 2020). L'analyse détaillée des relations de recoupement réalisée dans le cadre de ce mémoire a permis de raffiner l'interprétation des phases d'écoulements sur les feuillets 75 A-B-G-H. Les phases 1, 2, 3 et 4 ont été observées sur le feuillet 75A-Sud. La phase 5, vers l'ouest, n'a été observée que sur les autres feuillets.

3.2 Phases locales d'écoulements glaciaires– Feuillet 75A-Sud

3.2.1 Phase 1 – Écoulement Nord-Ouest (NO) / Sud-Est (SE)

L'écoulement sud-est est le plus ancien répertorié dans la zone d'étude (Campbell *et al.*, 2015). On ne retrouve que très peu d'évidence de cette phase dans l'ensemble des quatre feuillets. L'orientation des

indicateurs d'écoulements mesurés varie entre 121° et 168° (ou 301° et 348°). Trois observations sont répertoriées sur le feuillet 75A-Sud : quelques stries très mal définies sur une surface protégée d'affleurements rocheux fortement fracturés par le gel au nord-ouest du lac Scott, des stries mal définies sur une surface protégée et quelques fractures en croissant observées sur le côté d'un affleurement dans les environs du lac Selwyn. Aucune de ces observations n'a permis de définir avec certitude le sens de cet écoulement glaciaire ancien. Cependant, cette phase fut préalablement identifiée lors de la cartographie des sédiments de surface du feuillet SNRC 65D/Snowbird Lake (Hardy *et al.*, 2005). Des roches moutonnées ainsi que des stries sur des surfaces protégées, cannelures et fractures de broutage, faiblement à bien définies, ont été observées et suggèrent un écoulement vers le SE.

3.2.2 Phase 2 – Écoulement Sud (S)

Cette phase d'écoulement ancien vers le sud est bien préservée sur l'ensemble du feuillet 75A-Sud. Des relations de recoupement par des phases ultérieures ont été observées à de multiples endroits. L'orientation des marques d'érosion varie entre 186° et 212° selon les sites répertoriés. On peut diviser cette phase en 2 sous-ensembles de directions d'écoulement, les ensembles 2A et 2B. L'ensemble 2A a une orientation entre 186°-192° et la 2B entre 203°-212°. Une seule observation de l'ensemble 2A a été réalisée sur le feuillet 75A-Sud. Ce sous-ensemble est plus présent sur les autres feuillets (voir section 3.3.2). Le sous-ensemble 2B est beaucoup plus présent dans la carte et a une valeur médiane de 207°. Aucune relation chronologique certaine n'a pu être établie entre ces 2 sous-ensembles.

3.2.3 Phase 3 – Écoulement Sud-Sud-Ouest à Sud-Ouest (SSO-SO)

La phase 3, orientée vers le SSO-SO, constitue la principale direction d'écoulement observée sur le feuillet 75A-Sud. L'orientation mesurée pour cette phase varie généralement entre 216° et 230°. L'orientation des marques d'érosion présente une légère déflexion progressive du sud-ouest vers le sud-sud-ouest dans le sud du feuillet 75A. Le même phénomène est observable sur l'orientation des corridors d'eaux de fonte et des crêtes d'eskers passant du SO au SSO.

Cette phase semble avoir eu l'influence la plus significative au niveau de l'érosion, du transport et de la mise en place de sédiments. La majorité des formes fuselées appartenant aux zones B-D-C, décrites à la section 2.3.1 (Fig. 2.11), sont orientées parallèlement à cette phase (Fig. 3.4) tout comme les moraines côtelées localisées aux alentours du lac Selwyn qui montrent des crêtes perpendiculaires à cette direction d'écoulement. La majorité des stries glaciaires visibles sur le sommet des affleurements sont orientées le

long de cet axe d'écoulement. Plusieurs recoupements ont été observés entre la phase 3 et la phase 2, indiquant que la phase 3 est postérieure à la phase 2. L'orientation similaire de la plupart des formes fuselées, des eskers et des corridors d'eaux de fonte montre que cet écoulement était actif lors de la déglaciation.



Figure 3.4 Photo aérienne oblique d'un crag-and-tail d'orientation sud-sud-ouest à proximité du lac Selwyn.

3.2.4 Phase 4 – Écoulement Ouest-Sud-Ouest (OSO)

Cet écoulement n'est présent qu'à partir de la moitié nord du feuillet 75A vers le nord-ouest. Il s'exprime principalement par une forte concentration de formes fuselées (zone A – section 2.3.1) orientées vers l'ouest-sud-ouest (240°). Très peu de stries témoignant de cet écoulement ont été mesurées sur le feuillet 75A-Sud. Seules quelques relations de recoupement ont été observées dans le secteur du lac Wignes et du lac Ingalls. Il s'agit vraisemblablement d'une phase plus tardive ayant eu peu d'impact sur l'érosion et le transport glaciaire sur l'ensemble de la région cartographiée (75A-Sud).

3.2.5 Synthèse des écoulements du feuillet 75A-Sud

Au moins 4 phases d'écoulement distinctes ont été répertoriées sur la carte du feuillet 75A-Sud. Très peu de traces témoignent d'un écoulement ancien orienté NO-SE. Des indicateurs de sens démontrant un écoulement vers le sud-est ont été observés sur le feuillet 65D/Snowbird Lake, à l'est (Hardy *et al.*, 2005). S'en est suivi un écoulement général vers le sud, principalement autour de 207°. Des indicateurs de cet écoulement ont également été observés au sud de la carte, en Saskatchewan (Campbell *et al.*, 2006; Campbell *et al.*, 2007; Hanson et Knox, 2009, 2010, 2012). La principale phase d'écoulement visible est la phase 3, orientée en direction sud-sud-ouest à sud-ouest. La majorité des formes macroscopiques (drumlins et drumlinoïdes) sont parallèles à cette phase. Les indicateurs observés sur de nombreux affleurements montrent des relations de recoupement avec les phases plus anciennes. L'écoulement sud-ouest dévie vers le sud-sud-ouest au sud du feuillet. C'est la principale phase d'érosion, de transport et de mise en place de sédiments ayant affecté le feuillet 75A-Sud. La phase 4, orientée vers l'ouest-sud-ouest, a été observée surtout au nord-ouest du feuillet par l'orientation des champs de drumlins et drumlinoïdes. Cette phase ne semble pas avoir eu d'impact sur le modelé glaciaire dans le reste du feuillet.

3.3 Phases d'écoulements glaciaires : contexte régional (Feuillets 75A-B-G-H)

3.3.1 Phase 1 - Écoulement Nord-Ouest (NO) / Sud-Est (SE)

Tout comme sur le feuillet 75A-Sud, les indicateurs d'un écoulement orienté SE-NO sont sporadiques et généralement mal définis. Des stries observées sur quelques surfaces protégées confirment l'existence d'un événement érosif orienté NO-SE (Campbell *et al.*, 2020). Localement, des affleurements semblent moulés vers le sud-est ont été observés. Des broutures en croissant observées au nord-ouest du feuillet 75A-Nord semblent appuyer les interprétations proposées par Hardy *et al.* (2005) sur la présence d'un écoulement ancien orienté vers le sud-est. D'autres traces de cet ancien mouvement glaciaire ont également été observées autour du lac Athabaska, en Saskatchewan (Campbell *et al.*, 2006; Campbell *et al.*, 2007). Il est difficile de statuer sur l'âge relatif de cette phase d'écoulement, qui pourrait être Wisconsinienne ou pré-Wisconsinienne (Hardy *et al.*, 2005). L'orientation des indicateurs impliquerait l'existence d'un ancien centre de dispersion des glaces au nord-ouest de la zone d'étude (Dredge *et al.*, 1986; Dyke et Prest, 1987b; Hardy *et al.*, 2005; Campbell *et al.*, 2006), mais la faible quantité d'information concernant cette phase nous empêche de statuer avec certitude.

3.3.2 Phase 2 - Écoulement Sud (S)

Les indicateurs d'écoulement vers le sud et les recoupements sont très présents sur l'ensemble des feuillets cartographiés et particulièrement sur le feuillet 75H. C'est principalement dans la section nord-est de ce feuillet que le sous-ensemble 2A (186°-192°) a été observé. On retrouve le sous-ensemble 2B sur l'ensemble des autres feuillets (203°-212°). Cette phase est marquée par des ensembles de stries fines, souvent recoupées par d'autres stries tardives appartenant à la phase 3 ou 4 ainsi que par des cannelures. Peu ou pas de formes macroscopiques associées à cette phase ont été observées sauf quelques affleurements qui semblaient moulés selon cette direction.

Quelques campagnes de cartographie des sédiments de surface ont été réalisées dans le nord de la Saskatchewan par Hanson et Knox (2009, 2010, 2012) et Campbell et al., (2006, 2007). Dans tous les cas, une phase d'écoulement orientée vers le sud a été identifiée. Cet écoulement a été assigné par Campbell et al., (2006, 2007) à une période de croissance de la glace jusqu'au dernier maximum glaciaire (DMG). La phase 2, identifiée sur les feuillets 75 A-B-G-H correspondrait à ce même évènement.

3.3.3 Phase 3 – Écoulement Sud-Sud-Ouest (SSO) / Sud-Ouest (SO)

L'écoulement SSO-SO est bien documenté sur les 4 feuillets. Les stries associées à cette phase sont nombreuses. En revanche, plusieurs exemples de formes macroscopiques reliques associées à cet écoulement sont visibles dans la moitié est des feuillets 75A-Nord et 75H. Un exemple frappant de ce phénomène est présent autour du lac Anaunethad, situé au nord-est du feuillet 75A-Nord (Fig 3.5). On y voit plusieurs formes fuselées orientées vers le sud-ouest (phase 3) être remodelées par des phases plus tardives. Par endroit les reliques de formes fuselées orientées vers le sud-ouest (phase 3) sont bien préservées et sont accompagnées par des drumlins ou drumlinoïdes orientés vers l'ouest-sud-ouest (phase 4) ou vers l'ouest (phase 5). Dans certains cas, on peut observer le remodelage des sédiments à plusieurs endroits le long des anciennes crêtes associées à la phase 3.

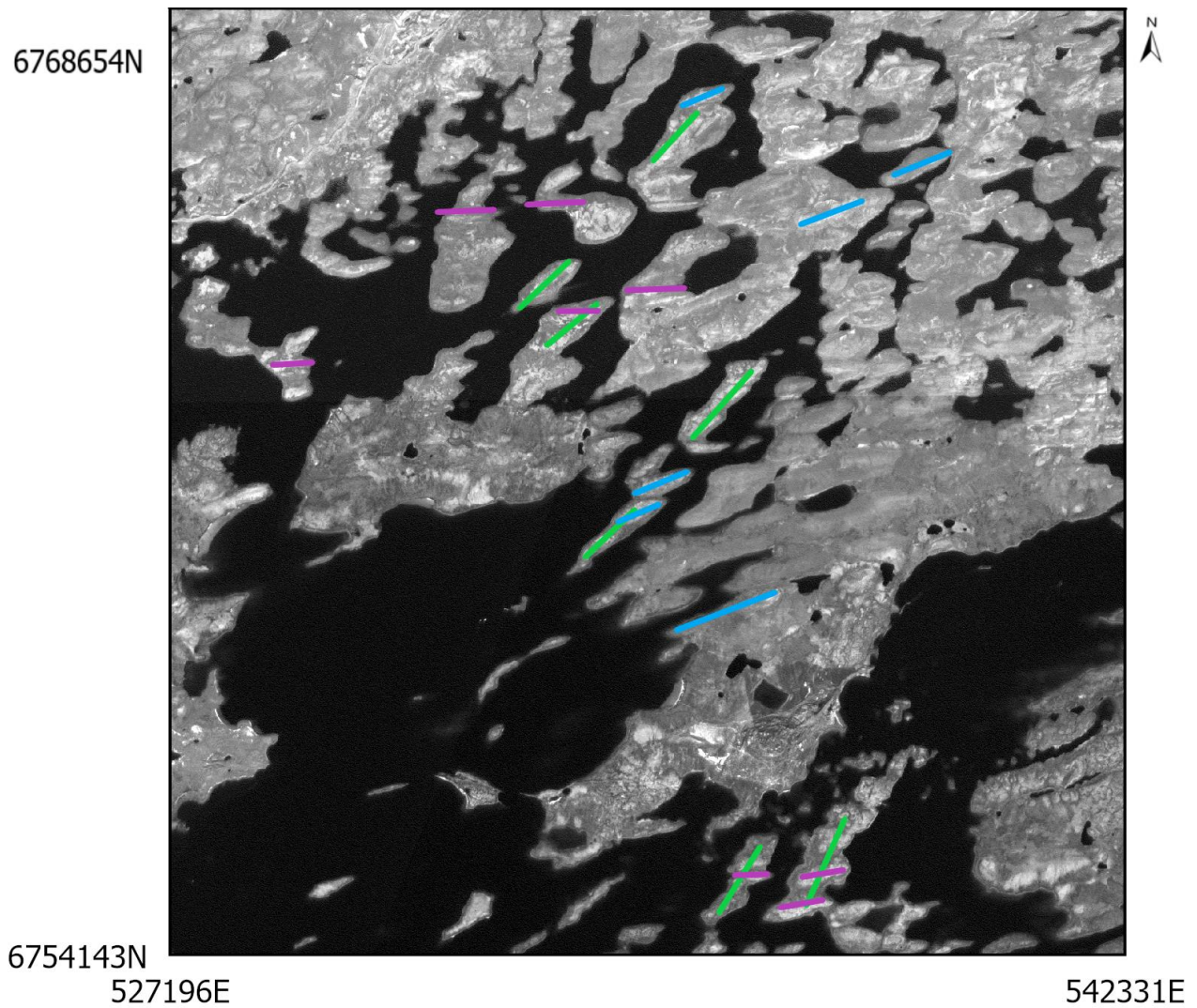


Figure 3.5 Recouvrements et surimpositions de la phase 3 en vert (SSO/SO) par la phase 4 (OSO) en bleu et la phase 5 (O) en mauve dans la région du lac Anaunethad.

L'orientation de l'écoulement de la phase 3 bifurque vers le SSO à la bordure sud des feuillets 75A et 75B. Ce mouvement correspondrait à la plus jeune phase identifiée par Hanson et Knox (2009, 2010, 2012) dans le nord de la Saskatchewan. Il s'agirait potentiellement du mouvement III (SO) identifié par Campbell *et al.* (2006) et Campbell *et al.* (2009) dans la région du lac Athabasca.

3.3.4 Phase 4 – Écoulement Ouest-Sud-Ouest (OSO)

Cette phase est très présente à partir de la moitié nord du feuillet 75A. Elle est également très visible dans les autres feuillets. Plusieurs stries vers l'OSO montrent des relations de recoupement et des âges relatifs postérieurs à l'écoulement sud-ouest. Les stries de cette phase sont généralement orientées entre 239° et 254°. L'âge postérieur est également confirmé par la présence de crêtes de drumlinoïdes orientées vers l'OSO qui sont superposées sur des formes reliques associées à la phase 3 (Fig. 3.5).

Deux sous-catégories sont incluses dans cette phase, l'ensemble 4A et 4B. L'ensemble 4A est orienté entre 239° et 242°. L'ensemble 4B est orienté entre 249° et 254°. Des observations ponctuelles de recoupements de l'ensemble 4A par la 4B ont été réalisées dans les feuillets 75G et 75H.

La phase 4 a eu un impact majeur sur le modelé glaciaire régional. La majorité des formes fuselées, des eskers et des corridors d'eaux de fonte sont parallèles à l'écoulement OSO. La phase 4 constitue donc la principale direction d'écoulement sur l'ensemble des feuillets 75-A-B-G-H. L'écoulement était actif lors de la déglaciation sauf au sud du feuillet 75A-Sud.

3.3.5 Phase 5 – Écoulement Ouest (O)

L'écoulement vers l'ouest est le plus tardif identifié à l'échelle régionale. La dernière phase vers l'ouest (260°-280°) recoupe le mouvement régional dominant vers le OSO (phase 4). Des signes de cet écoulement sont visibles à partir de la moitié nord des feuillets 75A et 75B, mais l'écoulement s'exprime intensément dans le modelé des formes fuselées à partir de la moitié nord des feuillets 75G et 75H (Fig. 3.6). Les principaux marqueurs d'écoulement de cette phase sont majoritairement orientés entre 261°-272°.

Plusieurs formes fuselées montrent un remodelage intense des formes de terrains préexistantes. Les corridors d'eaux de fonte et quelques eskers dans la partie nord des feuillets 75G-H sont orientés parallèlement à cet écoulement. L'orientation générale de cet écoulement concorde avec celle observée par Kjarsgaard *et al.* (2014) et Sharpe *et al.* (2017) au nord du feuillet 75G. Cette phase marque le dernier écoulement actif lors de la déglaciation.



Figure 3.6 Situation de recoupement entre des stries plus anciennes (1, Phase 4) préservées sur une face protégée, à l'abri de l'écoulement (stries à 260°) plus récent (2, Phase 5). Modifié de Pehrsson et al. (2015)

3.4 Sommaire et discussion

Au moins 5 phases d'écoulements glaciaires ont été identifiées lors des levés. La phase la plus ancienne montre des indicateurs d'érosions orientés NO-SE. On ne peut donner un sens à cet écoulement avec certitude. D'autres indices rattachés à cet écoulement ancien ont été observés dans le nord de la Saskatchewan (Campbell *et al.*, 2006; Campbell *et al.*, 2007), à l'est dans la région du lac Snowbird (Hardy *et al.*, 2005) ainsi qu'à plus de 300 km au nord des feuillets 75G et 75H (Campbell *et al.*, 2019). Des indicateurs de sens ont été identifiés par Hardy *et al.* (2005) à l'est de la zone d'étude et indiqueraient un écoulement vers le sud-est.

La deuxième phase identifiée indique un écoulement vers le sud. Plusieurs stries et autres formes d'érosion témoignent de l'existence de cette phase et sont réparties sur l'ensemble des 4 feuillets. Un écoulement vers le sud a été rapporté par McMartin et Henderson (2004) et a également été cartographié au nord de la région d'étude (Campbell *et al.*, 2019), au sud en Saskatchewan (Campbell *et al.*, 2006; Campbell *et al.*, 2007; Hanson et Knox, 2009, 2010, 2012) et sur le feuillet 65D juste à l'est du feuillet 75A (Hardy *et al.*, 2005).

S'en est suivi une déflexion horaire du sud-sud-ouest vers l'ouest. La présence de familles distinctes de mesures de stries séparées par 10° à 20° témoigne de changements rapides dans les orientations d'écoulement séparées par des périodes de stabilité (Clark, 1993). La phase 3 est présente sur l'ensemble de la zone d'étude. Son orientation SSO-SO s'exprime à travers de multiples stries glaciaires, roches moutonnées et cannelures. Plusieurs formes macroscopiques sont associées à cet écoulement. Les drumlins, moraines côtelées, corridors d'eau de fonte et eskers sont associés à cette phase dans le feuillet 75A-Sud. Dans les feuillets plus au nord (75A-Nord et 75H) les traces d'anciennes formes fuselées ou des moraines côtelées reliques sont associées à cet événement. Ils ont été déformés par les phases tardives 4 et 5. La phase 4, orienté OSO est la plus visible sur l'ensemble du territoire sauf dans le feuillet 75A-Sud. De grands champs de drumlins dans le feuillet 75B lui sont associés. La majorité des corridors d'eaux de fonte et les eskers présents sont également associés à cette phase. Comme nous le verrons au chapitre suivant, cette phase a grandement contribué au transport des sédiments glaciaires. Le dernier événement montre un écoulement vers l'ouest et est surtout visible dans le nord des feuillets 75G-H et ne semble pas avoir eu un impact significatif sur l'érosion et le transport glaciaire dans les feuillets 75A et B.

L'identification de 5 phases singulières d'écoulement (Fig. 3.7) témoigne d'une dynamique glaciaire complexe (Campbell *et al.*, 2020). Plusieurs modèles de reconstructions glaciaires ont été proposés (Dyke et Prest, 1987b; Kleman *et al.*, 2002; Margold *et al.*, 2018) afin de reconstituer cette dynamique à l'échelle de la calotte laurentidienne. Malgré l'abondance de modèles, la compréhension des événements glaciaires précédents le dernier maximum glaciaire est incomplète, principalement en raison de la rareté de la stratigraphie et des contraintes géochronologiques.

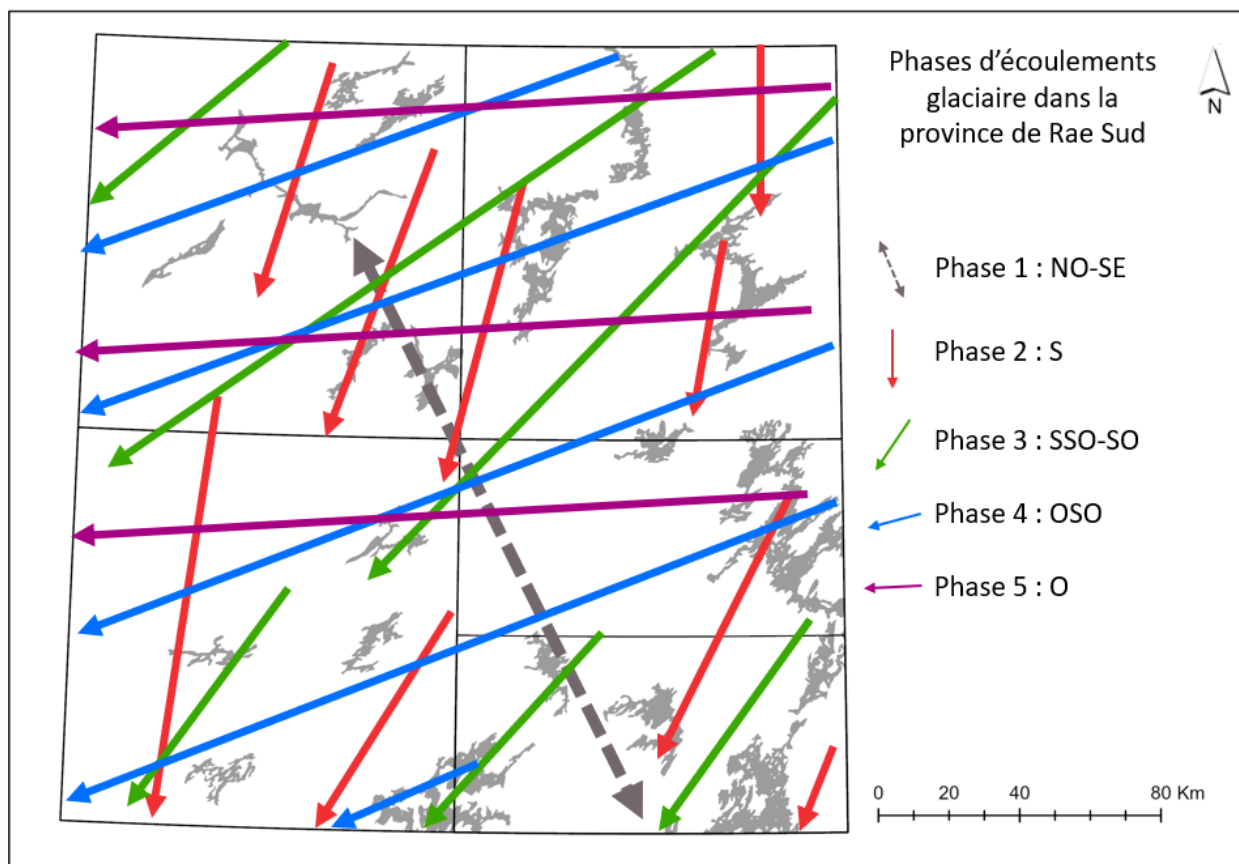


Figure 3.7 Carte synthèse des différentes phases d'écoulement glaciaire dans le projet de Rae Sud. La phase 1 représente l'écoulement le plus ancien et la phase 5 le plus jeune.

Il est difficile avec le peu d'indices concernant la phase 1 (NO-SE) de définir une origine et une période à cet écoulement. Si l'écoulement était orienté vers le sud-est comme proposé par Hardy *et al.* (2005), un centre de dispersion devait être positionné au nord-ouest de la région d'étude.

La phase 2 est caractérisée par un écoulement vers le sud. Plusieurs clastes de grès beige associés au bassin sédimentaire de Thelon situé au nord de la région d'étude ont été retrouvés directement au sud de celui-ci (chapitre 4) et auraient donc été, en partie, transportés par un écoulement provenant du nord et dirigé vers le sud. Plusieurs stries et autres indicateurs d'écoulement vers le sud ont également été cartographiés par Campbell *et al.* (2019) à plus de 300 km au nord. Dyke et Prest (1987a) ont proposé l'existence du centre de dispersion glaciaire McClintock, orienté le long d'un axe nord-sud, et dont l'axe central aurait été localisé au nord-nord-ouest des feuillets 75A-B-G-H. En revanche, aucune indication d'écoulement vers

l'est en provenance d'un tel centre de dispersion n'a été observée au nord de la région (McMartin et Berman, 2015; Campbell *et al.*, 2019). Aux vues des directions d'écoulement observées, de la fréquence des marques d'érosion et la quantité de formes macroscopiques préservées associées à la phase 2 (S), il y a une possibilité qu'elles soient associées à l'évènement qui a produit les stries identifiées par Tyrrell (1897) et Lee (1959). La phase 2 pourrait concorder avec la modélisation réalisée par Kleman *et al.* (2002) impliquant la croissance d'une masse de glace située dans le nord canadien et progressant vers le sud il y a environ 73 000 ans (Fig. 3.8). Dans leur étude exhaustive de la dynamique glaciaire dans la partie centrale du Nunavut, McMartin et Henderson (2004) ont également observé plusieurs indicateurs d'un écoulement vers le sud ainsi qu'un autre vers le nord de chaque côté d'un axe orienté grossièrement est-ouest et localisé à la même latitude que Wager Bay (leur Phase B). Cette reconstruction implique que l'expansion de la glace vers le sud serait responsable de la présence d'erratiques associés au Supergroupe de Dubawnt dans le till au nord du Manitoba. Ces travaux assignent cette expansion de glace à une période antérieure ou voisine au dernier maximum glaciaire. Cette reconstruction propose une migration du centre de dispersion d'au moins 300 km vers le SO depuis une position initialement située au nord de la région du Rae Sud. Lors de leur travail dans la région du lac Healey, près de la frontière entre les Territoires du Nord-Ouest et le Nunavut, Campbell *et al.* (2019) ont également identifié un écoulement vers le sud précédant un écoulement vers l'ouest. Si l'écoulement sud de la phase 2 et ceux identifiés par Campbell *et al.* (2019) sont attribuables au même évènement qui transporta les clastes de Dubawnt vers le sud au Manitoba et en Saskatchewan, cela impliquerait que la ligne de partage des glaces avant ou pendant le dernier maximum glaciaire interprété par McMartin et Henderson (2004) aurait été orientée le long d'un axe est-ouest et se prolongerait vers l'ouest jusqu'à une latitude située minimalement à 300 km au nord du feuillet 75G et 75H. Bien que l'âge de cette phase demeure largement incertain, la phase 2 serait donc contemporaine au dernier maximum glaciaire.

Le dernier maximum glaciaire (DMG) correspond à l'extension maximum de la glace il y a approximativement 21 000 ans (Clark *et al.*, 2009). La majorité des formes de surface visibles actuellement ont été formées pendant la déglaciation suivant le DMG. Plusieurs modèles et reconstructions de la déglaciation ont été proposés sans toutefois faire consensus (Prest et Hill, 1984; Dyke et Prest, 1987b; Aylsworth et Shilts, 1989a; McMartin et Henderson, 2004; Margold *et al.*, 2018; Dalton *et al.*, 2020).

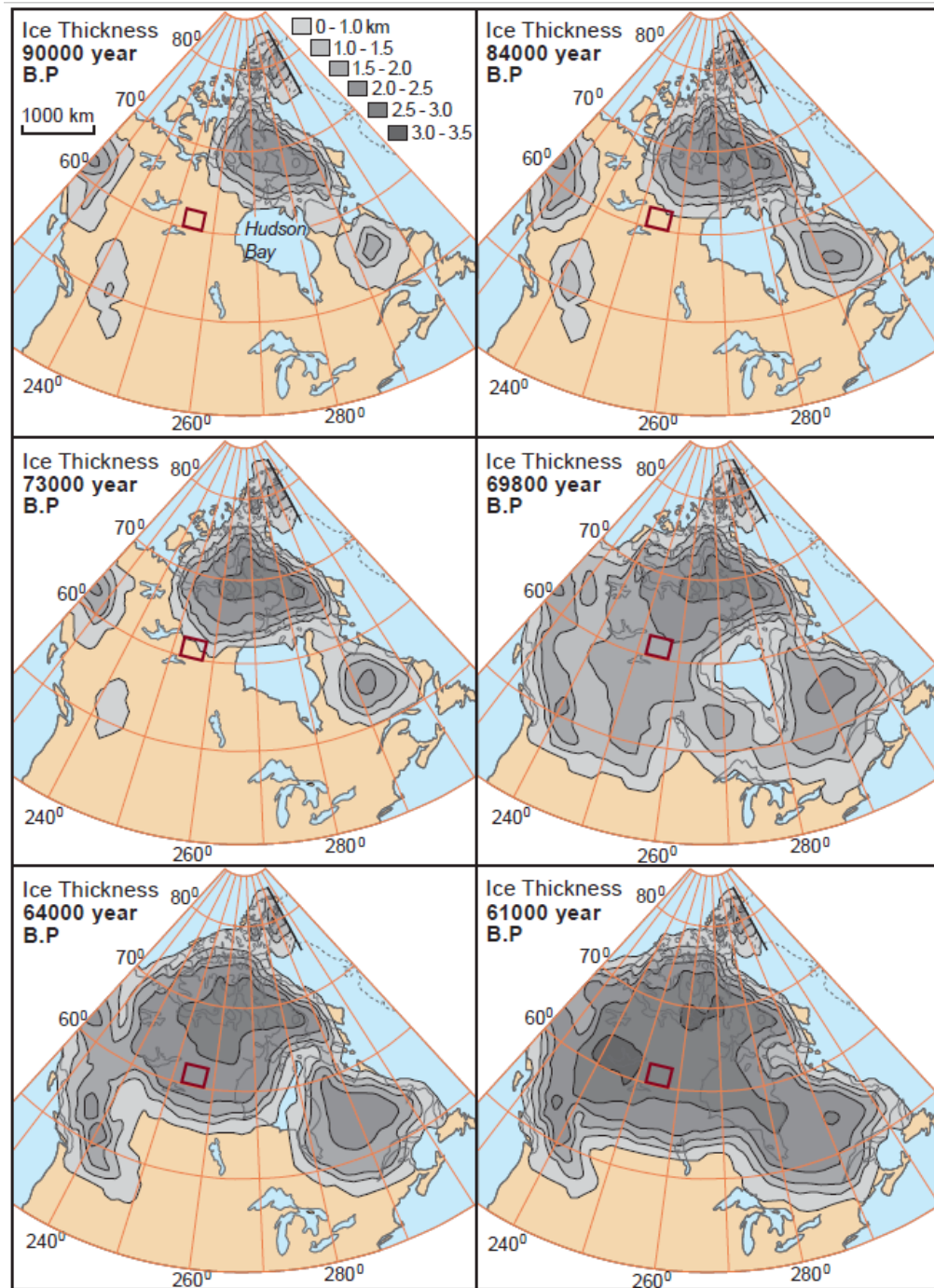


Figure 3.8 Localisation de la zone d'étude, en rouge, par rapport à l'évolution de l'épaisseur des centres glaciaires de l'Amérique du Nord de 90 ka à 61 ka. Modifié depuis Kleman *et al.* (2002).

Aylsworth et Shilts (1989a) ont émis l'hypothèse que les formes de terrains ceinturant le centre de dispersion des glaces du Keewatin ont été formées par un écoulement de glace qui s'amincissait progressivement et qui provenait d'un centre de dispersion relativement stagnant.

Dyke *et al.* (1982), Prest et Hill (1984), Dyke et Prest (1987b) et Dyke (2004) ont amené l'idée que les patrons d'écoulement glaciaire et la composition des sédiments glaciaires s'expliquent par la présence de dômes multiples et par une mobilité des lignes de partage des glaces. L'existence ou l'impact qu'aurait pu avoir ces dômes de dispersion est toutefois contesté (Sharpe *et al.*, 2017; Margold *et al.*, 2018). Des travaux de cartographie à grande échelle des indicateurs d'écoulement glaciaire réalisés en appui à la compréhension de la dynamique glaciaire au cours de la dernière glaciation ont menés McMartin et Henderson (2004) à proposer un modèle de migration de la ligne de partage des glaces sur plus de 500 km dans la région du Keewatin lors du Wisconsinien et d'un retrait progressif de la marge glaciaire lors de la déglaciation. Cette hypothèse est appuyée par de multiples relations de recoupement, des observations stratigraphiques des couches de tills et la préservation de terrains palimpsestes indicateurs d'évènements passés ainsi que de changements multiples des indicateurs d'écoulement glaciaire suivant la marge de retrait.

À l'opposé, dans leur étude sur la dispersion glaciaire dans la région du Bras Est du Grand Lac des Esclaves (bordant au nord-ouest le feuillet 75G, Sharpe *et al.* (2017) ont conclu que l'orientation radiale des formes d'érosion et d'accumulation émanant du centre de dispersion du Keewatin découlait d'un écoulement simple qui ne nécessitait pas de déplacements complexes du centre de dispersion. Ils argumentent que les relations complexes de recoupement à proximité des centres de dispersions sont d'origine locale et que l'interprétation doit être appuyée par les données reliées au transport glaciaire.

Dans le secteur d'étude, une variation horaire de l'écoulement suit chronologiquement la phase 2. Les phases 3, 4 et 5 sont marquées par des orientations relatives variant d'approximativement 20 degrés entre chaque phase. La phase 3 a été identifiée sur l'ensemble du territoire et est caractérisée par l'association de formes d'érosion (stries, cannelures, roches moutonnées) et d'accumulation (drumlins, formes fuselées dans le till). Cette phase semble être la dernière active dans la majeure partie du feuillet 75A. Les eskers et autres corridors d'eaux de fonte sont orientés parallèlement à cet écoulement dans ce secteur. Les autres feuillets sont également marqués par une forte concentration de formes d'érosion et d'accumulation associées à la phase 4 (SO). L'est des feuillets 75A-Nord et 75H montre plusieurs reliques

de moraines côtelées associées à la phase 3 (SSO-SO) qui sont soit remodelées parallèlement à l'écoulement OSO ou sur lesquelles sont superposés des drumlins ou drumlinoïdes orientés SO. La phase 5 est surtout présente au nord des feuillettes 75G et H. C'est la dernière phase ayant eu un impact sur le modelé glaciaire du secteur. Également plusieurs stries et formes fuselées lui sont associées. Elles recourent toutes les autres.

La progression successive des écoulements du sud-sud-ouest vers l'ouest, marquée par l'association de groupements singuliers d'indicateurs d'érosion et d'accumulation, serait cohérente avec un changement rapide de l'orientation des écoulements, suivi par des périodes de stabilité (Clark, 1993). Cela impliquerait un déplacement successif du centre d'écoulement des glaces, d'une position située au nord de la région d'étude, vers l'est. McMartin et Henderson (2004) ont émis l'hypothèse qu'au début de la déglaciation, le centre de dispersion des glaces au Keewatin devait se trouver au nord-ouest de la position finale du centre de dispersion des glaces du Keewatin. Un déplacement subséquent de 250 km vers l'est ou vers le sud-est comme ces auteurs le proposent concorderait avec une variation horaire des phases d'écoulements 3, 4 et 5.

La séquence des écoulements identifiés sur les feuillettes 75A-B-G-H concorde avec la dispersion glaciaire en éventail des clastes de grès provenant probablement du bassin de Thelon (chapitre 4). Leur dispersion, tant directement au sud de la source qu'au sud-ouest, témoigne d'événements d'érosion, de transport et de mise en place des sédiments associés à un écoulement vers le sud d'un centre de dispersion situé au nord de la région et se déplaçant successivement vers l'est. Ce déplacement entraîna une évolution horaire dans les directions d'écoulement régional et impliquerait l'existence d'un centre de dispersion mobile, à tout le moins actif depuis le dernier maximum glaciaire.

CHAPITRE 4

Contraintes sur le transport glaciaire régional à partir des données compositionnelles du till

Ce chapitre porte sur la composition du till et sur l'apport de différents résultats dans l'étude du transport glaciaire régional. La méthodologie et les résultats d'analyses granulométrique, géochimique et lithologique permettent de caractériser la composition du till par rapport au socle sous-jacent afin de contraindre la provenance du sédiment et les distances du transport glaciaire sont présentés. Enfin, les résultats seront analysés afin d'établir la nature locale et distale des traînées de dispersion.

4.1 Mise en contexte

Les travaux de cartographie quaternaire et l'interprétation des séquences d'écoulement glaciaire ont permis de mettre à jour une dynamique glaciaire complexe dans le Rae Sud. Une des principales visées du projet GEM-2 Rae Sud est l'amélioration des connaissances sur la géologie régionale afin de fournir un soutien aux efforts d'exploration minérale dans cette région encore peu explorée des Territoires du Nord-Ouest (Pehrsson *et al.*, 2015).

Le socle du Rae Sud est masqué par une importante couverture sédimentaire glaciaire qui limite l'utilisation de méthode d'exploration directe par l'industrie. Tel que vu au chapitre 2, le till forme la principale unité sédimentaire recouvrant le secteur. Sa composition dérive directement de l'érosion du roc sous-jacent et donne un aperçu général de la géologie régionale du soubassement rocheux. La prospection glacio-sédimentaire est une méthode de prospection indirecte basée sur la prémisse que l'on peut, via l'analyse de la composition des sédiments glaciaires, retracer une minéralisation ou une unité géologique distincte jusqu'à sa source (Klassen, 2001). Les méthodes de glacio-prospection ont été utilisées avec succès dans divers contextes quaternaires et pour différents dépôts. Autant le traçage de blocs (e.g. Dreimanis, 1958; Shilts, 1973; Plouffe *et al.*, 2011), de minéraux indicateurs (Averill, 2001; McClenaghan *et al.*, 2002) et l'analyse de la composition géochimique de la matrice (Campbell *et al.*, 2009; McClenaghan *et al.*, 2014) se sont avérés efficaces pour localiser des minéralisations en terrain englacé. Le succès dans cette approche dépend cependant de la qualité des connaissances concernant la géologie glaciaire du secteur étudié (McMartin et Paulen, 2009; Paulen *et al.*, 2013).

Les principales unités quaternaires couvrant le secteur d'étude et la séquence d'écoulement glaciaire régionale ont été définies dans les chapitres 2 et 3. Le chapitre 4 a pour objectif de quantifier le transport

glaciaire cumulatif et d'interpréter les patrons de dispersion régionaux afin d'offrir une base pour la planification et l'interprétation de levés géochimiques par l'industrie minière.

Pour ce faire, des analyses de la composition (texturale, géochimique, minéralogique et lithologique) du till ont été réalisées en tenant compte des ensembles morpho-sédimentaires définis au chapitre 2. Spécifiquement, les données compositionnelles du till ont été comparées le long de trois transects orientés parallèlement aux principales directions d'écoulement glaciaire. L'étude emploie des traceurs géochimiques et lithologiques, notamment ceux associés aux grès provenant du bassin sédimentaire Protérozoïque de Thelon (1720 ± 6 Ma), situé à cheval entre les Territoires du Nord-Ouest et le Nunavut (Miller *et al.*, 1989). Les occurrences géologiques actuellement connues associées à la Formation de Thelon sont localisées à 11 km au nord-nord-est de la région d'étude. Ces données seront utilisées pour quantifier le transport glaciaire et l'ampleur des phases d'écoulement glaciaire recensées.

4.2 Notions de dispersion glaciaire

La composition du till dans une région donnée est la résultante de facteurs reliés à la source des sédiments, à la direction et la nature (complexité) du transport glaciaire et aux phénomènes postglaciaires. L'étude de dispersion glaciaire et l'interprétation des résultats dans ce chapitre sont basées sur les analyses du till échantillonné sur l'ensemble du terrain d'étude (Campbell *et al.*, 2020). Le till est défini génétiquement comme étant un sédiment ayant été déposé directement par la glace d'un glacier, dans un environnement sous-glaciaire ou supraglaciaire, et qui n'a pas subi de remaniements importants par des processus fluviaux, gravitationnels ou autres (Dreimanis, 1989; Benn et Evans, 2014). Le till a l'avantage de représenter la première dérivée du socle rocheux et son utilisation en glacio-prospection se base sur la prémisse qu'avec une connaissance de l'histoire glaciaire par l'identification d'indicateurs géochimiques, minéralogiques ou lithologiques dans le till, il est possible de retracer la source d'origine du dépôt (Klassen, 2001).

La dispersion glaciaire est la résultante de trois principaux phénomènes, soit l'érosion, le transport et la sédimentation, qui s'inscrivent dans un continuum de processus ayant lieu dans l'environnement sous-glaciaire (Evans, 2014). L'amplitude de la dispersion glaciaire est fonction de la dynamique glaciaire, du type de glacier, de la géologie du socle ou des sédiments meubles sous-jacents, de la variation de la charge sédimentaire, du régime hydraulique ainsi que de la topographie (Menzies *et al.*, 2018).

L'abrasion et l'arrachage constituent les deux principaux mécanismes d'érosion glaciaire. Différentes reliques des événements passés, tels que les stries glaciaires, fractures en croissants, cannelures ou roches moutonnées, témoignent du caractère érosif de l'environnement sous-glaciaire. Les stries sont créées lorsque la glace transporte une roche plus résistante que le socle et que celle-ci frotte et érode la surface du roc ou lorsque la pression hydrostatique déforme et presse les sédiments sous-jacents entre le socle et la glace (Shaw, 1988). Leur présence en grands groupes sur certains affleurements implique une dynamique abrasive significative. Le mécanisme principal influençant la fragmentation du socle et menant à l'arrachement est la régélation (Ugelvig *et al.*, 2016). La régélation se produit lorsque la glace est pressée sur un bouton de roche et que la pression exercée permet à la glace d'atteindre localement le point de pression-fusion. L'eau libérée s'incruste dans les fractures de l'autre côté du bouton et la baisse de pression du côté aval du bouton entraîne la régélation de l'eau. La hausse du volume de la glace par rapport à celui de l'eau entraîne la propagation des fractures existantes, libérant ainsi des clastes depuis le substrat rocheux vers le lit de till sous-glaciaire. De plus, une partie du socle peut geler au niveau de la base du glacier et être entraînée par celui-ci. L'hydrofracturation est un autre processus érosif qui se produit lorsque la pression hydraulique est assez forte pour s'incruster dans des joints et interstices du socle et par effet de levier fracture la roche (Rijsdijk *et al.*, 1999).

Le transport glaciaire s'effectue à différentes échelles aux niveaux sous-glaciaire, intraglaciaire et supraglaciaire (Boulton, 1978). Le matériel entraîné peut provenir de plusieurs sources, soit la saprolite, le socle ou d'anciens sédiments meubles qui ont été érodés par le glacier. La taille des particules transportées varie habituellement du micron à plusieurs mètres. À travers des processus d'attrition glaciaire et ceux opérant à la base du glacier, les débris en contact avec l'eau sous-glaciaire et via les processus de régélation peuvent être érodés et emportés vers la base du glacier. L'intensité de ces processus, combinés aux contraintes normales et au cisaillement horizontal, à la taille des particules érodées, la résistance et la composition du substrat érodable et la variation de l'intensité de l'écoulement glaciaire auront une influence majeure sur l'ampleur et l'étendue d'un panache de dispersion glaciaire.

La sédimentation des matériaux sous-glaciaires se produit lorsque le lien entre la glace et les sédiments est rompu. Cela peut se produire lorsque la friction interne des débris pressés contre la surface par la base du glacier est plus forte que la force de la glace qui les transportait (Evans *et al.*, 2006). Les débris sont alors immobilisés. La fonte passive ou active de la glace sous l'effet de l'eau de fonte ainsi que les

écoulements gravitaires sous-glaciaires produisent une quantité appréciable de sédiments (Menzies *et al.*, 2018).

Hooke *et al.* (2013) soulignent que contrairement à une séquence sédimentaire normale, l'accumulation de sédiments glaciaires se produit principalement à partir de la base vers le sommet. Cela implique que les sédiments se trouvant en contact avec le roc (au bas de la séquence) sont les plus jeunes et locaux, tandis que ceux qui se trouvent au sommet de la séquence (à la surface) sont les plus anciens et distaux.

À la suite d'observations empiriques et de modélisations théoriques, plusieurs modèles de dispersion glaciaire ont été proposés. Le modèle de décroissance exponentielle (Shilts, 1976) stipule que la concentration de matériel dispersé par l'action glaciaire suit une forme définie par une fonction exponentielle inverse. La proportion/concentration d'indicateurs lithologiques augmente exponentiellement jusqu'à ce que la source soit franchie (Fig. 4.1a) et la proportion diminuera au fur et à mesure de l'intégration d'autres lithologies ou éléments dans le till au cours du transport, selon une croissance exponentielle pour ces autres lithologies. L'incorporation à un rythme exponentiel d'une nouvelle composante lithique dans le till entraîne une diminution d'apparence exponentielle des composantes lithiques déjà présentes dans le till (Parent *et al.*, 1996). C'est ainsi que l'on retrouve près de la source la tête du train de dispersion dans le till de base, c'est-à-dire le niveau de concentration maximum d'un indicateur. En aval de ce point, la concentration d'indicateurs s'apparente à une fonction exponentielle inverse (Klassen, 2001) s'exprimant sous la forme:

$$y = y_a e^{-ax}$$

Où :

y = concentration de l'indicateur à une distance x de la source

y_a = concentration maximum de l'indicateur à la limite ou en aval de la source ($\leq 100\%$)

a = constante de décroissance

x = distance en aval depuis la limite aval de la source e = base du logarithme naturel

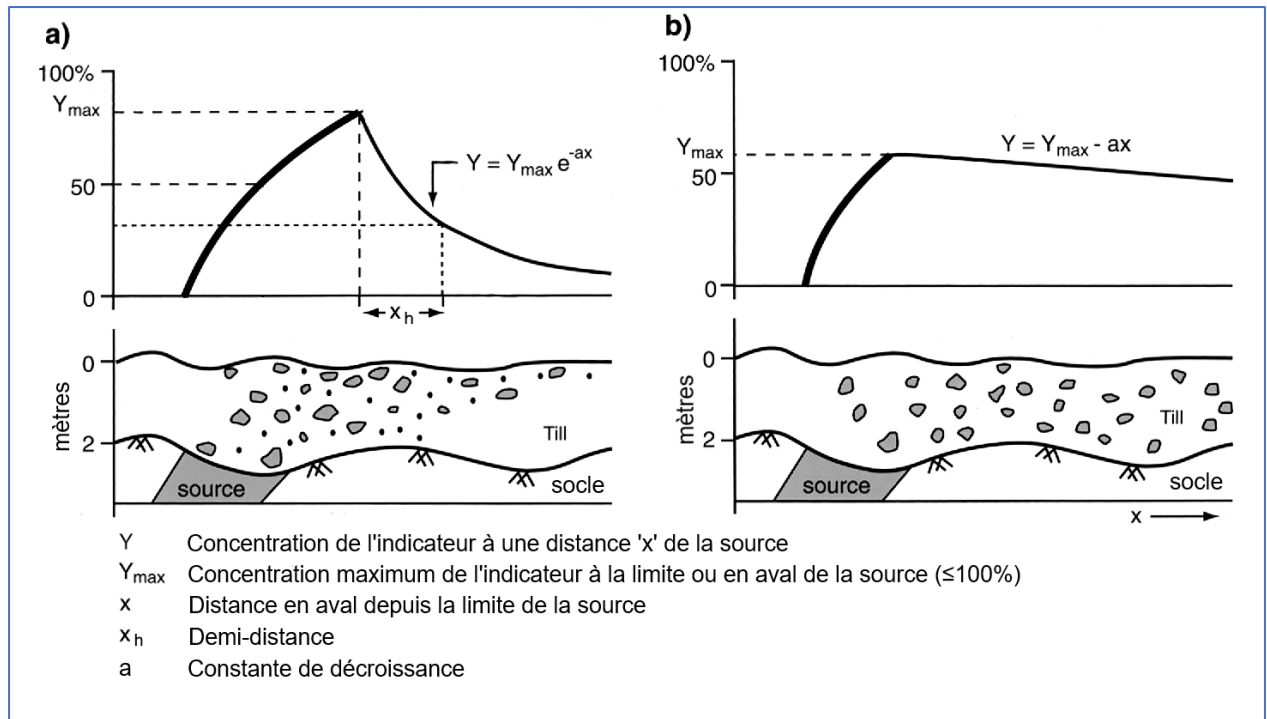


Figure 4.1. Schéma simplifié du modèle de décroissance exponentielle (a) et du modèle de décroissance linéaire (b).
 Modifié de Klassen et Gubins (1997).

Parent *et al.* (1996) ont proposé qu'une succession de différents écoulements glaciaires provoque une série d'itérations du processus d'intégration exponentielle de nouvelles lithologies dans le till et par le fait même, une apparence de décroissance exponentielle des lithologies déjà présentes. La composition du till obtenue à chaque itération est redistribuée par une fonction de décroissance exponentielle lors de la prochaine itération (Fig. 4.2).

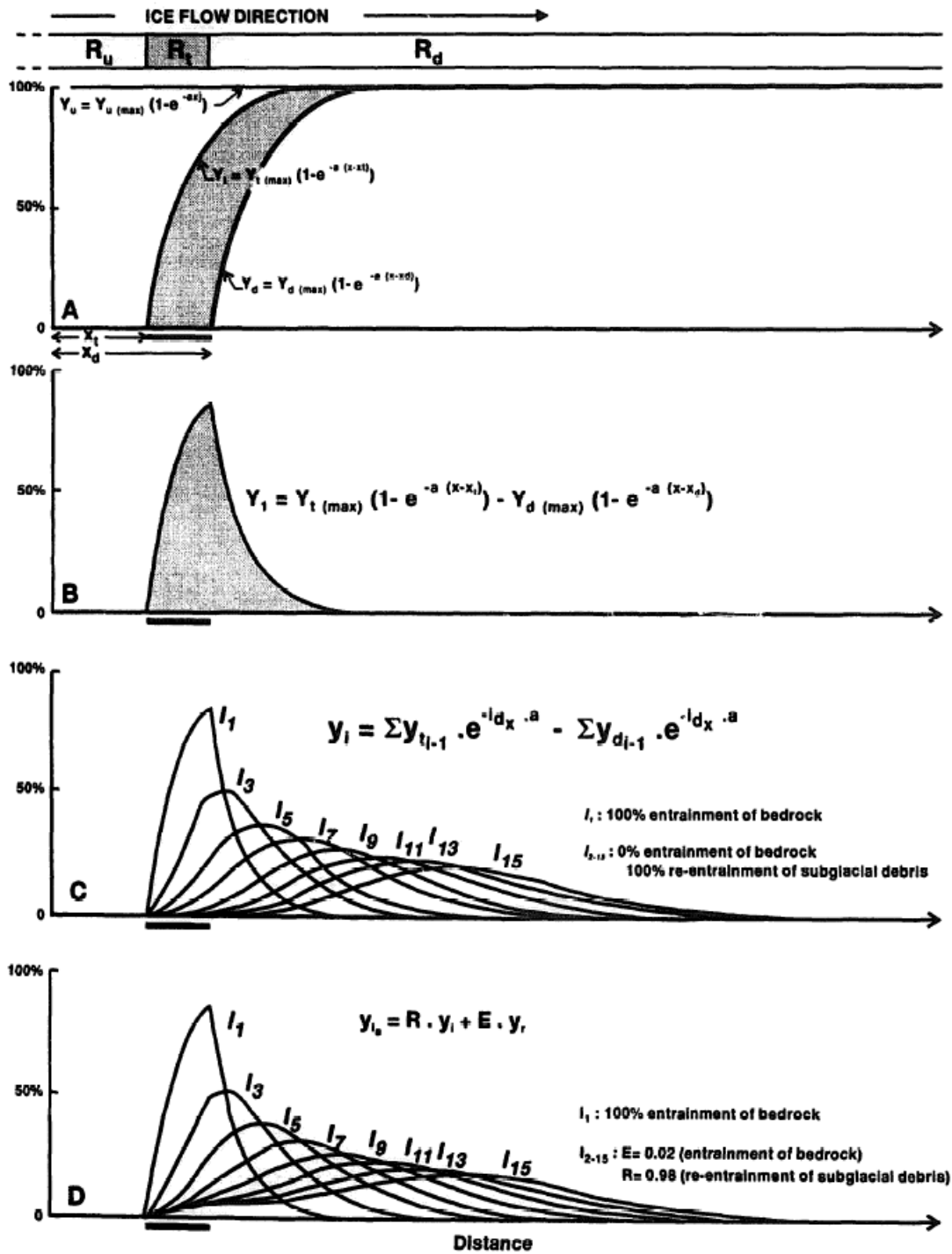


Figure 4.2 Décroissance exponentielle des composantes lithiques du till lors d'itérations successives. Tiré de Parent *et al.* (1996).

Ce processus s'exprime par l'équation :

$$y = y_{t(max)}(1 - e^{-a(x-x_t)}) - y_{d(max)}(1 - e^{-a(x-x_d)})$$

Où :

y = concentration de l'indicateur t dans les débris sous-glaciaires à une distance x de la source

$y_{t(max)}$ = concentration maximum de l'indicateur à la limite ou en aval de la source ($\leq 100\%$)

$y_{d(max)}$ = Concentration de l'indicateur t dans les débris sous-glaciaires à une distance x de la source

a = constante de décroissance

e = base du logarithme naturel

x_t = distance en aval depuis la limite aval de la source R_t

x_d = distance en aval depuis la limite aval de la source R_d

La constante de décroissance varie fortement en fonction de la nature des lithologies érodées, notamment de leur dureté (Bouchard et Salonen, 1989). La demi-distance de l'indicateur varie également en fonction de la constante de décroissance. La demi-distance correspond à la distance nécessaire pour que la concentration d'un indicateur diminue de moitié depuis son point de concentration maximum. C'est une mesure utilisée pour comparer les distances de transport glaciaire entre différents indicateurs, unités quaternaires ou formes de terrains (Bouchard et Salonen, 1989).

Le modèle de décroissance linéaire implique que la concentration d'indicateurs décroît de manière linéaire et constante depuis la tête du train de dispersion (Fig. 4.1b). Ce modèle s'apparente à la dispersion observée dans des zones de courants de glace ou de forts reliefs topographiques (Klassen et Gubins, 1997).

Les prémisses des modèles de décroissances exponentielles et linéaires impliquent une dispersion glaciaire hautement théorique qui est difficile de réconcilier avec la complexité des processus glaciaires reconnus (Stanley, 2009). Le modèle d'aggradation constante (Stanley, 2009) considère chaque unité de sédiments intraglaciaires et sous-glaciaires comme une cellule distincte. Ces cellules sont alignées parallèlement le long d'une série de niveaux qui se superposent. Une quantité équivalente à la quantité de matière incorporée à la base de chaque cellule s'ajoute à la cellule supérieure. Ainsi, l'entraînement créé par l'écoulement provoque une dispersion verticale, vers le sommet de la colonne de till, et horizontale, vers

l'aval glaciaire (Fig. 4.3). On observe donc une dilution du matériel érodé le long d'un panache de dispersion en aval glaciaire et son ascension vers la surface dans l'unité de till concernée.

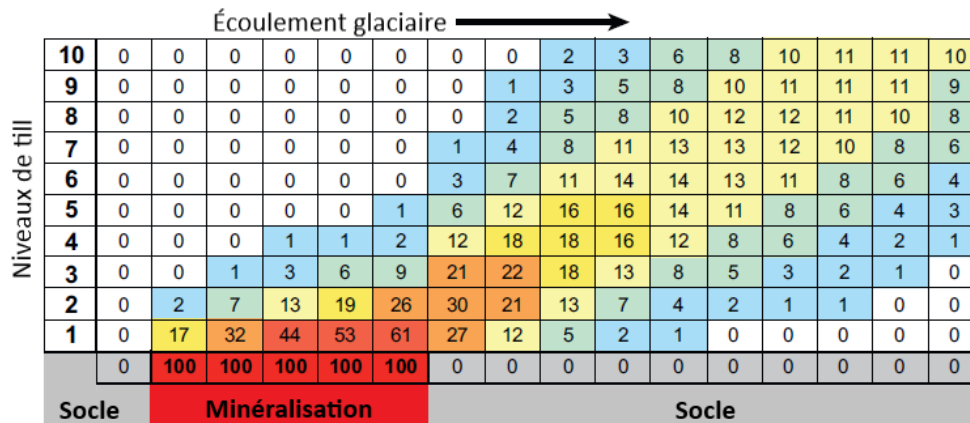


Figure 4.3. Schéma du modèle d'aggradation constante. Modifié de McClenaghan et Paulen (2018), tiré de Stanley (2009).

Ce modèle ne permet pas de localiser précisément la source du matériel érodé, car les patrons de dispersion entre les différents niveaux de tills sont fortement influencés par la force (variable) des cisaillements intraglaciers et il est ainsi difficile d'identifier le niveau de till échantillonné.

DiLabio (1990) définit la glacio-prospection comme étant l'utilisation du contenu géochimique, minéralogique ou lithique des sédiments glaciaires afin de tracer des sédiments riches en métaux jusqu'à leurs sources. La reconstruction des séquences d'écoulement glaciaire et l'identification des trains de dispersion sont essentielles à la réalisation d'une campagne de glacio-prospection optimale. La reconstruction des séquences d'écoulement se fait à partir du recoupement des directions d'écoulements tirées de l'analyse des formes dépositionnelles et des formes d'érosion à différentes échelles (McMartin et Paulen, 2009) ainsi que de l'analyse des formes de terrain à partir d'imagerie satellitaire ou autres méthodes de télédétection pouvant appuyer le processus d'interprétation. L'analyse des données de terrain (stries, cannelures, formes macroscopiques, etc.) est essentielle pour identifier les séquences complexes d'écoulement (McMartin et Henderson, 2004). La connaissance des séquences d'écoulement

d'un secteur permet d'approcher la mesure du transport glaciaire et l'analyse des trains de dispersions avec une plus grande confiance.

Un train de dispersion est formé d'une succession de débris érodés provenant d'une source ponctuelle de roche et transportée en aval glaciaire (DiLabio, 1990). Les trains de dispersion se développent progressivement en 3 dimensions et atteignent des tailles beaucoup plus étendues que celles de leur source (McClenaghan et Paulen, 2018). L'utilisation d'indicateurs permet de délimiter leur étendue et de quantifier le transport glaciaire régional. L'indicateur peut être un élément, un minéral ou une lithologie qui présente des caractéristiques compositionnelles distinctes du roc régional, lequel génère le bruit de fond général. Sa présence peut être reliée à une minéralisation, une altération ou encore une lithologie particulière (Averill, 2001). Idéalement, l'indicateur est facilement récupérable du médium échantillonné, il est facilement identifiable par ses caractéristiques distinctives et il possède une bonne résistance à l'érosion et au transport glaciaire (Averill, 2001). La concentration d'indicateurs lithologiques ou géochimiques est à son maximum à proximité de la source et à la base de la colonne de till, soit à la tête du train de dispersion. La lithologie mère, le régime thermique de la glace, les conditions de transport et de remise en place et les remaniements postérieurs des sédiments ont un impact significatif sur la morphologie d'un train de dispersion (McClenaghan et Paulen, 2018). Les trains de dispersions résultant d'une seule phase d'écoulement glaciaire forment généralement un train en forme de ruban allongé aux bordures bien définies (McClenaghan *et al.*, 2002). Les séquences sédimentaires résultantes d'écoulements glaciaires multiples tendent à former des patrons de dispersion aux formes complexes que l'on nomme traînées palimpsestes (Parent *et al.*, 1996). Il en résultera des patrons en forme d'éventail ou de lambeau de ruban (Fig. 4.4).

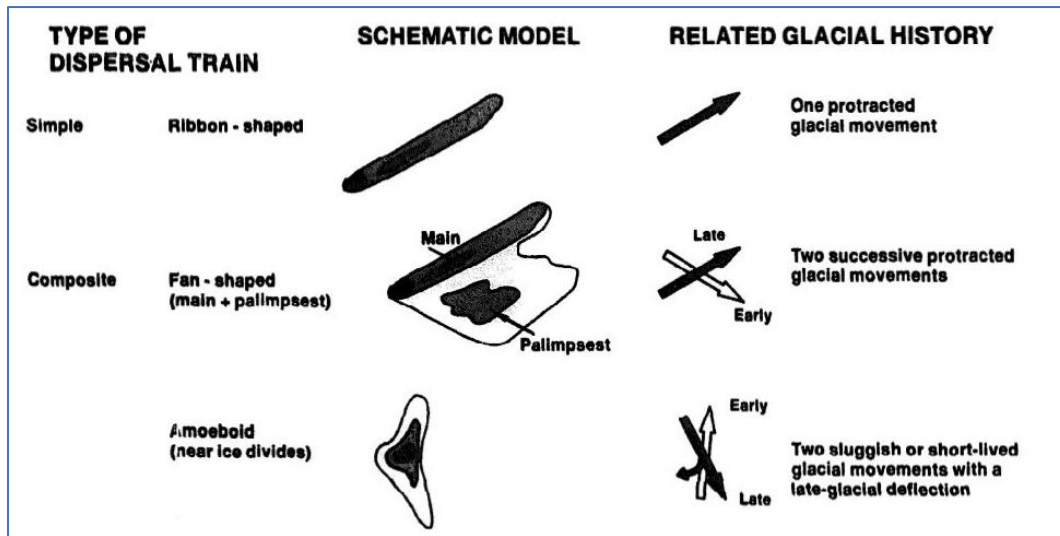


Figure 4.4. Classification des principaux types de trains de dispersion glaciaire. Tiré de Parent *et al.* (1996).

La forme et l'étendue d'un train de dispersion détecté en fonction des résultats d'échantillons de surface sont le résultat net de l'ensemble des séquences d'érosion, de transport et de sédimentation glaciaire précédentes.

4.3 Contexte géologique régional

La région à l'étude couvre l'ensemble des feuillets SNRC 75A-B-G-H (Fig. 4.5). Elle renferme un amalgame de roches intrusives et gneissiques archéennes qui compose le domaine de Rae (Pehrsson *et al.*, 2014b). Le Supergroupe de Dubawnt localisé au nord de notre région d'étude est formé de plusieurs bassins volcano-sédimentaire qui recouvrent en discordance le socle archéen; ces formations sont exposées sur approximativement 200,000 km² (Rainbird *et al.*, 2003). Cette séquence est divisée en trois groupes séparés par des discontinuités majeures, le Groupe de Barrenland, le Groupe de Wharton et le Groupe de Baker Lake. La Formation de Thelon, forme l'unité géologique principale du Groupe de Barrenland (Fig. 4.6).

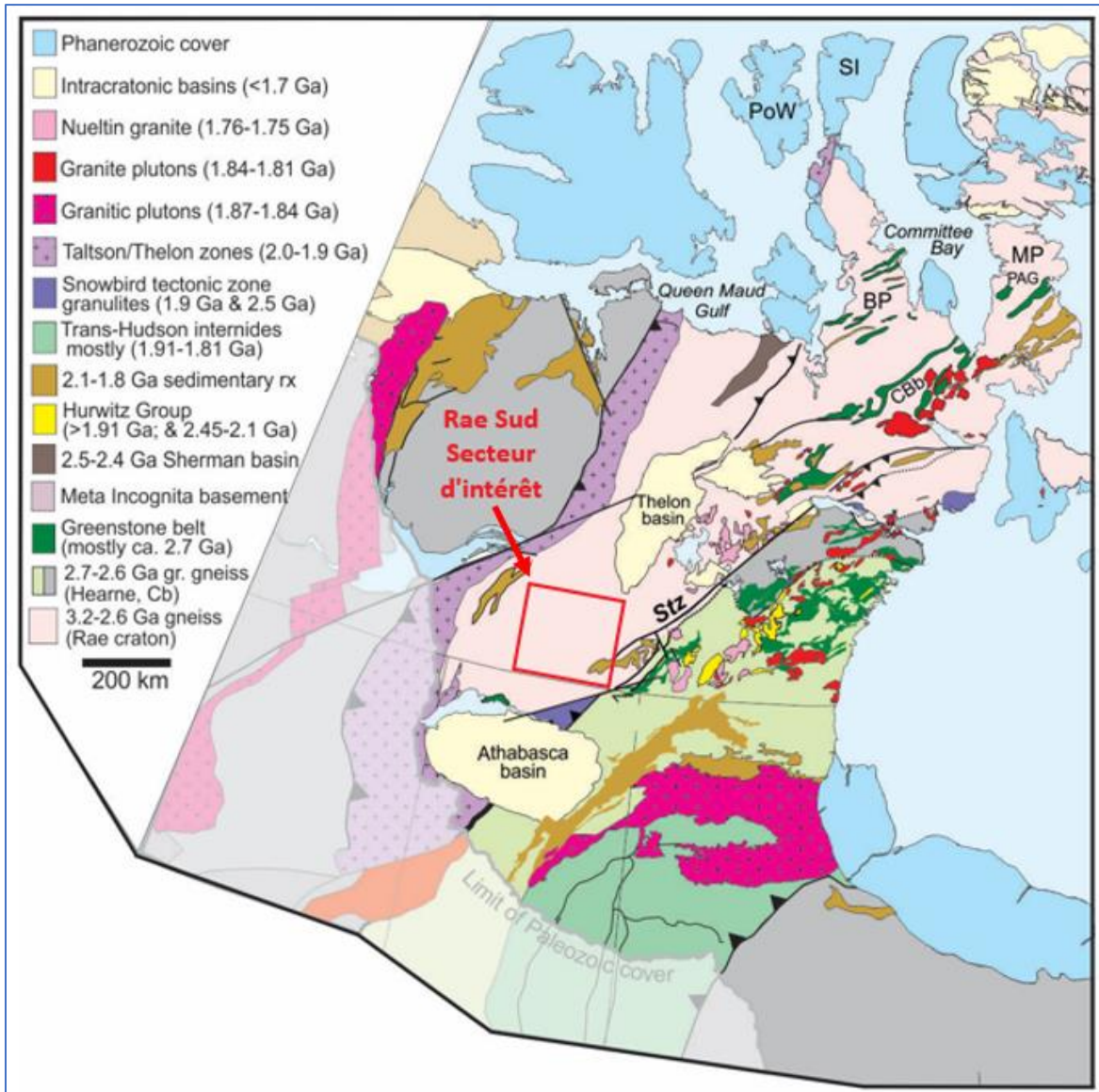


Figure 4.5. Localisation du bassin de Thelon par rapport au secteur d'intérêt. Modifié de Berman *et al.* (2005).

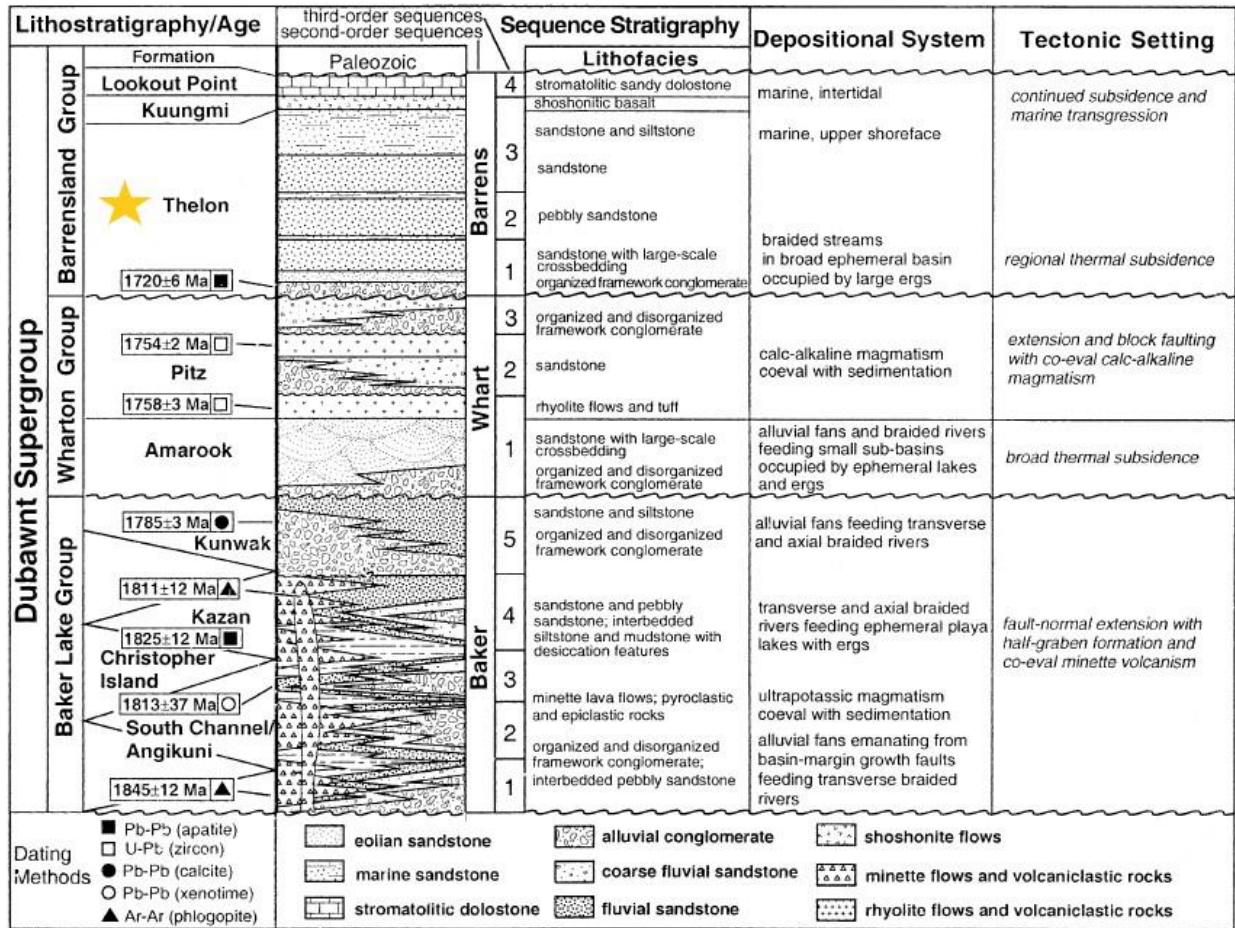


Figure 4.6. Colonne stratigraphique du Supergroupe de Dubawnt. Modifié de Rainbird *et al.* (2003).

La Formation de Thelon est composée de grès plus ou moins grossier de couleur beige, de conglomérats, d'arkoses et de siltstones. Les grès beiges forment une lithologie très distinctive comparativement aux roches intrusives et gneissiques présentes au sud (Fig. 4.7). Conséquemment, ces grès constituent de bons marqueurs lithologiques. D'autres unités de grès sont également répertoriées dans les Groupes de Wharton et de Baker Lake. La plupart des affleurements de grès recensés du Groupe de Baker Lake et de Wharton sont localisés à plus de 125 km au nord-est du feuillet 75H dans le bassin de Baker Lake à l'est du bassin de Thelon. Toutefois une unité de grès associés au Groupe de Baker Lake a été cartographiée à 75km à l'est du feuillet 75A (voir section 4.6 plus bas). Les lithologies dérivant du Supergroupe de Dubawnt ont été utilisées dans plusieurs autres études sur la dispersion glaciaire dans le secteur du Keewatin. Kaszycki et Shilts (1980) ont évalué le degré d'érosion à partir de la dispersion des roches volcaniques du

Dubawnt. Ils estiment que les affleurements appartenant au Supergroupe de Dubawnt ont été érodés sur 6 à 20 m d'épaisseur et ont observé la dispersion glaciaire sur plusieurs centaines de km. Elle serait la résultante d'une ligne de partage des glaces active (KID) pendant la dernière période glaciaire. D'autre part, McMartin (2017) a observé que le till prélevé au nord-ouest du bassin de Thelon a une composition distale et que le transport glaciaire des grès de Thelon a été fait sur de grandes distances (plus grand que 146 km). Elle note également que le contenu de la matrice des échantillons de till était plus riche en SiO_2 à proximité du bassin, mais que l'oxyde en soi constituait un indicateur imparfait pour mesurer la dispersion dans ce secteur. Sharpe *et al.* (2017) ont également utilisé les grès de Thelon afin de quantifier le transport glaciaire dans le secteur du Bras Est du Grand lac des Esclaves, 75 km à l'ouest du bassin de Thelon. Ils ont démontré que les sédiments en provenance du bassin ont été transportés sur des distances allant jusqu'à 250 km depuis leur source et que des échantillons de till avaient une composante distale considérable dans leur fraction clastique. Ils considèrent que cette dispersion est le résultat d'un épisode d'écoulement glaciaire unique vers l'ouest.



Figure 4.7. Clastes de grès provenant de la Formation de Thelon.

La Formation de Pitz du Groupe de Wharton est une autre unité distinctive faisant partie du Supergroupe de Dubawnt qui se retrouve dans les deux bassins sédimentaires. Il s'agit d'une unité de rhyolite

porphyrique ayant une concentration abondante de porphyres de feldspath et une matrice de couleur mauve à rouge foncé (Fig. 4.8). Ces unités affleurent à plus de 150 km au nord-est du feuillet 75H. Des erratiques provenant de cette unité ont été répertoriés jusqu'en Saskatchewan (Campbell *et al.*, 2006) et au Manitoba (Trommelen *et al.*, 2013).



Figure 4.8 Claste provenant de la formation de Pitz trouvé dans la partie nord du feuillet 75A.

Les dernières grandes synthèses de la géologie régionale du socle rocheux (Pehrsson *et al.*, 2014a) indiquent que la base du bassin de Thelon est présente à l'intérieur de la limite supérieure du feuillet 75H, au nord de la région cartographiée (Fig. 4.9B). Cette position reprend l'interprétation de Cecile (1973). En 1977, à la suite de travaux de prospection cherchant de l'uranium au contact du bassin de Thelon et du

sous-bassement rocheux, la compagnie Urangesellschaft traça le contact inférieur 16 km plus au nord que la limite de Cecile (1973) (Fig. 4.9).

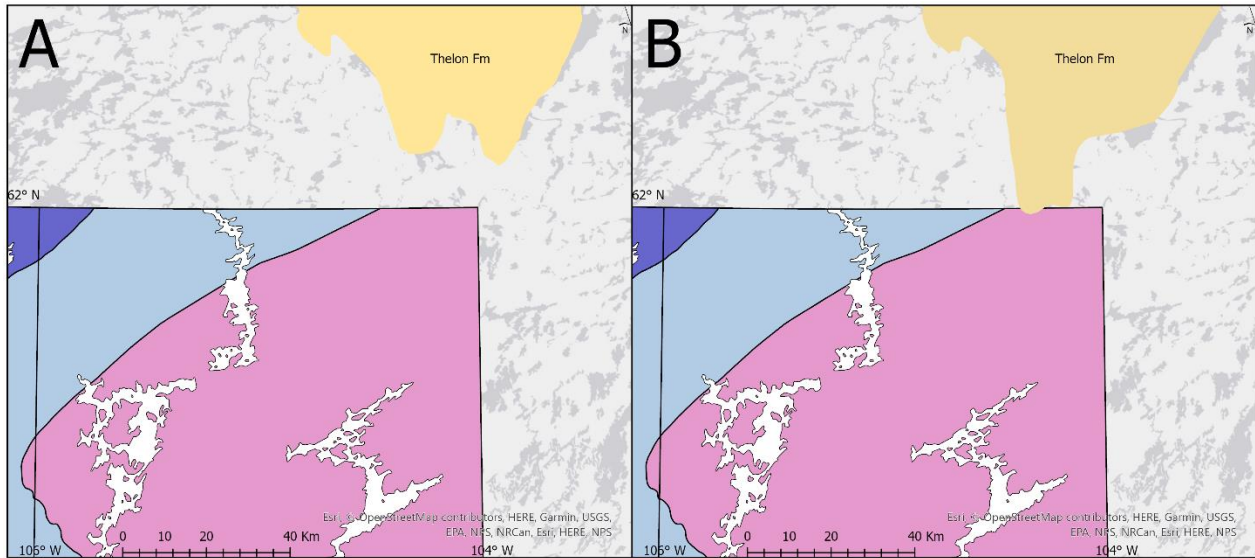


Figure 4.9 A : Position de la formation de Thelon selon le tracé de la compagnie Urangesellschaft (1977). B : Position de la formation de Thelon, interprétée par Cecile (1973) et utilisée pour la compilation géologique régionale de Pehrsson *et al.* (2014a).

La position interprétée par Urangesellschaft (1977) a été utilisée pour fin d'interprétation des distances de transport dans ce mémoire puisqu'il s'agissait de la cartographie la plus récente au moment de l'interprétation et que les contacts étaient basés sur une cartographie de terrain. Il est important de garder en tête que les contacts géologiques de cette région ne sont pas définis avec précision et la possibilité demeure que d'autres unités similaires encore non cartographiées et reliées au bassin de Thelon soient présentes dans le territoire (Campbell *et al.*, 2020).

4.4 Méthodologie

4.4.1 Échantillonnage

L'échantillonnage de till et les analyses géochimiques ont été réalisés conformément aux protocoles utilisés par la Commission géologique du Canada (CGC) (McClenaghan *et al.*, 2013) dans le cadre du projet

GEM-2. Lors des étés 2014 à 2016, des levés géochimiques à l'échelle de reconnaissance ont été réalisés dans la partie couverte par le projet régional dans le domaine de Rae Sud (Feuillets 75A-B-G-H). En tout, 194 échantillons de till de ~3 kg et 186 échantillons de till de ~10-13 kg ont été récoltés. Ces quantités comprennent 10 duplicatas de terrain et 4 échantillons prélevés à Hoidas Lake, Saskatchewan. Les données complètes sont disponibles dans Campbell *et al.* (2020). Les analyses et cartes présentées dans ce mémoire ne comprennent pas les résultats provenant des duplicatas ou de Hoidas Lake. La superficie couverte par le levé est de ~48 400 km². Cela équivaut à une densité d'échantillonnage de 1 échantillon/281 km² pour 172 échantillons de routine (10kg + 3kg). Ces sites d'échantillonnage couvrent l'ensemble du territoire (voir fig. 4.12 à la section 4.5). Les échantillons ont été recueillis dans des trous creusés à la pelle à des profondeurs variant entre 0,5m et 1,5m de la surface afin d'atteindre l'horizon C. L'horizon C a été favorisé pour l'échantillonnage, car il est moins affecté par les phénomènes pédochimiques que les horizons supérieurs. Seuls les dépôts d'origine glaciaire (tills) furent échantillonnés lesquels étaient généralement couverts de mousse à la plupart des sites. Lorsque la situation s'y prêtait, l'échantillonnage des ostioles (mudboils) était favorisé (Averill, 2001; McMartin et McClenaghan, 2001). Le till était récolté à l'aide d'une petite pelle en plastique, nettoyée entre chaque station afin d'éviter une contamination. Des descriptions de l'emplacement et ses coordonnées, de même que l'environnement et les caractéristiques du dépôt ont été compilées pour chaque station dans une base de données informatique. Chaque échantillon a été décrit (profondeur, oxydation, pourcentage et angularité des clastes, genèse). Un numéro unique a été associé à chaque échantillon. Des photos ont été prises pour chaque station et échantillon. Les échantillons étaient scellés dans des sacs en plastique robustes et envoyés aux laboratoires dans des chaudières de plastique scellées. Le type d'échantillon et leur localisation sont disponibles à l'annexe C.

4.4.2 Analyses géochimiques

Les échantillons de 3kg ont été traités par le laboratoire ACME de Vancouver (maintenant Bureau Veritas). La fraction fine silt+argile (<63 microns) a été analysée avec 3 méthodes : par digestion partielle (eau régale¹) et par digestion totale ou quasi totale (Fusion au métaborate de lithium² et dissolution avec 4

¹ Eau régale (ou *aqua regia*) : L'eau régale est un mélange à 3:1 d'acide chlorhydrique et d'acide nitrique. Il s'agit d'un mélange fortement oxydant qui dissout de nombreux minéraux sulfurés de métaux communs ainsi que l'or et le platine.

² Fusion au métaborate de lithium : La fusion au métaborate de lithium consiste en un mélange de l'échantillon et de LiBO₂ chauffé jusqu'à sa fusion. Le mélange permet de dissoudre la majorité des minéraux afin d'obtenir la concentration en éléments majeurs de l'échantillon.

acides³); puis les concentrations déterminées par ICP-MS/ICP-ES. Les oxydes majeurs utilisés ont été obtenus par la fusion au métaborate de lithium (ICP-ES). Le tamisage successif des échantillons a permis d'estimer les concentrations de clastes, sable, silt et argile. Les résultats de l'analyse granulométrique sont disponibles à l'annexe C. Les résultats analytiques de la géochimie de la fraction fine sont accessibles à l'annexe D.

Le QAQC pour les échantillons de géochimie a été réalisé par Marty McCurdy (CGC) et respecte les normes de contrôle de la qualité de la CGC (McCurdy et Garrett, 2016). Tous les résultats d'éléments présentés respectent les critères de précision et de répétabilité de la CGC. Huit blancs ont été introduits afin de contrôler la contamination possible au laboratoire lors du traitement des échantillons. Aucune contamination n'a été détectée. Tous les résultats de l'analyse de QAQC ainsi qu'une description plus détaillée des méthodes de préparation et d'analyse sont fournis dans Campbell *et al.* (2020)

4.4.3 Analyses texturales et comptages pétrographiques

Un comptage pétrographique a été réalisé par le présent auteur dans les locaux de l'UQAM pour les échantillons récoltés en 2015 (Fig. 4.10). Les échantillons récoltés en 2014 et 2016 ont été traités par la compagnie ODM de la même façon. Chaque échantillon a été tamisé et les clastes nettoyés par ODM ont été envoyés à Ottawa. Les clastes d'un diamètre de 8 à 30 mm ont été mis de côté. Pour chaque échantillon, 200 clastes (ou moins si l'échantillon n'en contenait pas autant), ont été analysés macroscopiquement et microscopiquement (loupe 10X et microscope binoculaire Leica MS5). Chacun des clastes a ensuite été classé dans une catégorie représentant sa composition lithologique. Puisque la géologie régionale est grossièrement définie, des catégories ont été définies afin de mettre en valeur des groupes de lithologies distinctives (Pehrsson, S., Martel, É. communication personnelle).

³ Combinaison d'acide chlorhydrique (HCl), d'acide nitrique (HNO₃), d'acide fluorhydrique (HF) et d'acide perchlorique (HClO₄). Contrairement à l'eau régale, la combinaison de ces quatre acides parvient à dissoudre les silicates.

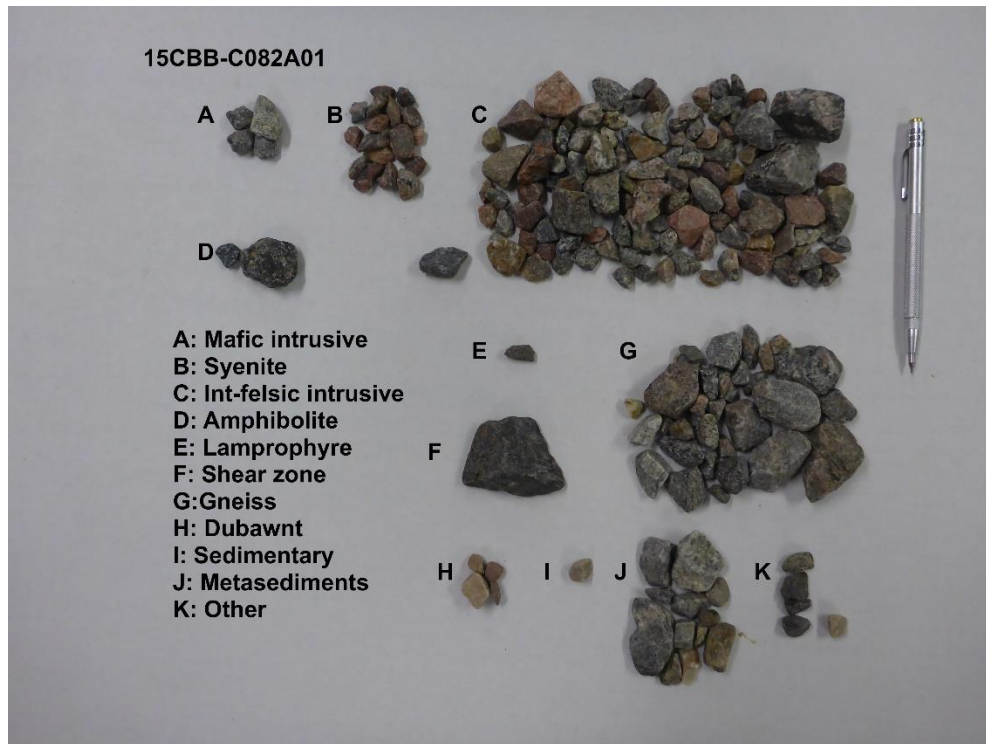


Figure 4.10. Exemple de comptage pétrographique détaillé de l'échantillon 15CBB-C082A01. Les clastes de la classe H correspondent au grès provenant de la formation de Thelon.

Dans le cadre de ce mémoire, les lithologies ont été regroupées à l'intérieur de quatre classes : 1) les Grès de la Formation de Thelon; 2) les Roches volcaniques de la Formation Pitz; 3) le Socle qui comprend les roches intrusives et métamorphiques, felsiques à mafiques appartenant aux domaines du Rae; et 4) la catégorie Autres qui rassemble veines de quartz, lamprophyre, zones de cisaillement, et autres lithologies indifférenciées. Pour chaque échantillon, les différentes catégories de clastes ont été séparées et photographiées. Les résultats des comptages pétrographiques simplifiés se trouvent à l'annexe C.

4.5 Traitement des données

Un identifiant unique est associé à chacun des échantillons (SAMPLEID) ainsi que leurs coordonnées (Estant et Nordant) exprimées avec le système de projection UTM NAD83 Zone13. Chaque variable possède un nom unique identifiant l'élément analysé et sa méthode d'analyse. Les données ont été uniformisées pour un maximum de 171 échantillons ayant des résultats pour l'ensemble des analyses texturales, pétrographiques et géochimiques.

Les résultats d'analyses compositionnelles exprimés en pourcentage, ppm ou ppb sont affectés par la fermeture des données, c.-à-d. qu'ils ne sont pas absolus et indépendants, mais plutôt qu'ils sont reliés les uns aux autres et forment la fraction d'une constante (1, 1 000 000, %, etc.). La quantité de chaque élément est relative à la quantité des autres éléments mesurés. Les relations entre les éléments portent un biais causé par la fermeture des données et ne laisse pas transparaître les véritables relations géochimiques entre les éléments (Reimann et al., 2011). Dans certains cas ils ont été normalisés à l'aide d'un autre élément (via un rapport) afin d'éliminer l'effet de fermeture et de permettre l'observation des véritables phénomènes physiques. Les valeurs sous la limite de détection ont été fixées à la moitié de la limite de détection.

Le bruit de fond correspond selon Gałuszka (2006) à : « une plage de concentration naturelle théorique d'une substance dans un échantillon environnemental (ou milieu) spécifique, compte tenu de sa variabilité spatiale et temporelle ». Dans cette étude, le bruit de fond correspond à une plage de valeur associée à la variabilité naturelle des concentrations géochimiques, texturales et lithologiques permettant de contraindre dans l'espace la dispersion glaciaire effective. Dans les faits, les valeurs de bruit de fond correspondent à l'absence de l'élément dispersé ou sa concentration dans les parties distales du train de dispersions. Elles seront utilisées lors de l'analyse des traînées de dispersion pour estimer les distances à partir desquelles l'impact du transport glaciaire provenant du bassin de Thelon s'amenuise ou disparaît. Les valeurs de bruit de fond des concentrations de la géochimie régionale et des comptages pétrographiques ont été établies à partir de la valeur médiane $\pm 2 * MAD$ (Reimann et al. 2011) de l'ensemble des résultats récoltés (ou la valeur minimum/maximum si elle est comprise dans la plage de valeurs calculées). Le MAD (déviation absolue médiane) est l'équivalent robuste de l'écart-type. Il s'agit de prendre la médiane des déviations absolues entre chaque résultat et la médiane de tous les résultats. Le tout est ensuite normalisé (Reimann *et al.*, 2011).

$$MAD = 1,4826 * médiane_i(|MÉDIANE - x_i|)$$

L'utilisation de la médiane et du MAD est à favoriser lorsque les distributions des résultats n'approchent pas une distribution normale, ce qui est relativement fréquent en géochimie (Reimann *et al.*, 2011). Par exemple, les concentrations de clastes provenant de la Formation de Thelon forment une distribution lognormale pour l'ensemble des échantillons analysés dans la zone d'étude (Fig. 4.11). Les autres éléments

utilisés dans ce mémoire pour illustrer le transport glaciaire régional (SiO_2 , Al_2O_3 , Sr, %Sable, %Silt, %Argile) montrent le même genre de distribution.

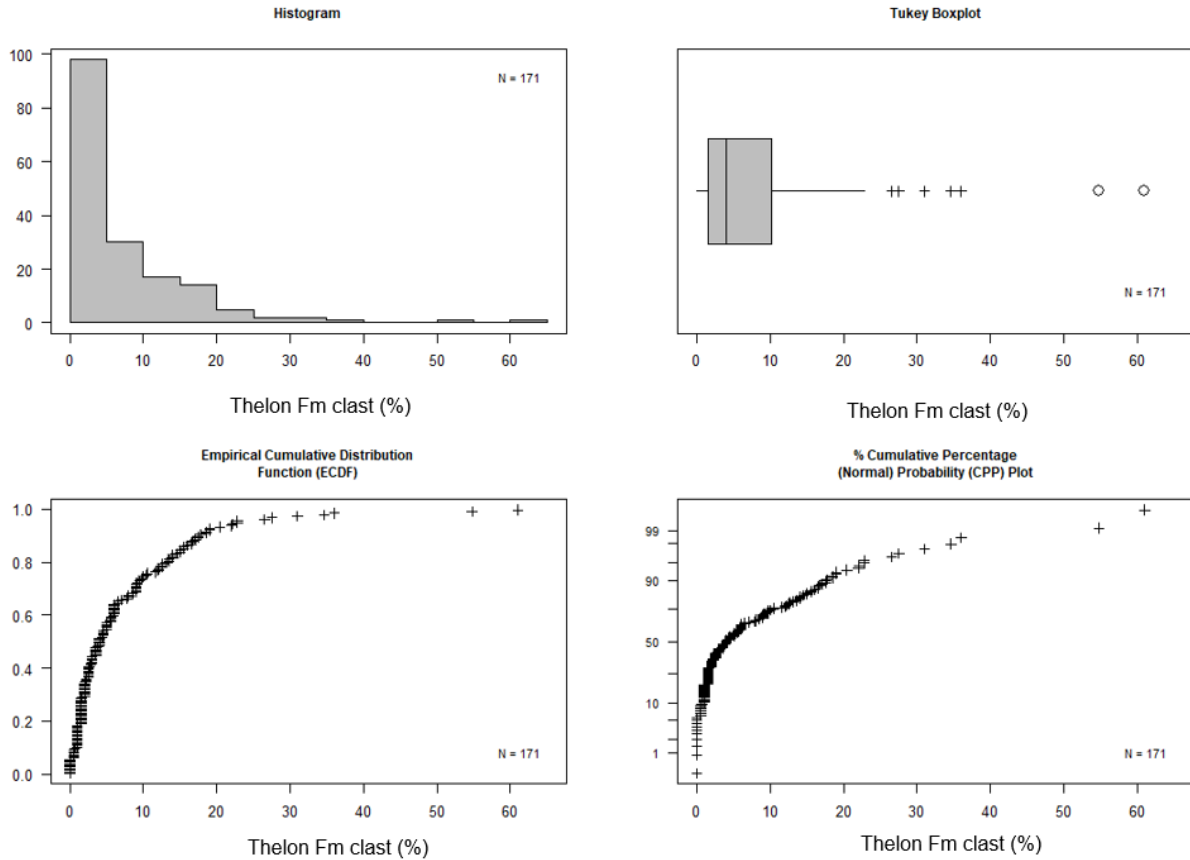


Figure 4.11 Distribution lognormale du pourcentage de clastes des grès de Thelon pour l'ensemble des échantillons.

Dans le cas du calcul de bruit de fond pour la concentration de clastes provenant de la Formation de Thelon, la médiane - ($2 \times \text{MAD}$) donne une valeur négative. Le bruit de fond a été alors estimé à 0. Cela implique que pour la plupart des échantillons, les concentrations en grès de Thelon sont faibles à nulle, ce à quoi l'on s'attend pour les échantillons récoltés loin de la source des clastes. Il est important de rappeler que tout « bruit de fond régional » est spécifique à un seul projet, à la densité d'échantillonnage et aux limites fixées pour la sélection des échantillons (Reimann *et al.*, 2011). Les valeurs de bruit de fond présentées dans ce mémoire ne sont pas absolues et sont principalement utilisées pour des fins de comparaison et d'interprétation du transport glaciaire à l'échelle régionale.

Les cartes de dispersions produites utilisent le système de projection UTM (NAD83), zone13. Elles sont produites à l'échelle 1 :1 500 000.

Afin d'interpréter les résultats dans le contexte de cette étude, les données ont été sélectionnées à l'intérieur de trois transects parallèles aux axes d'écoulement glaciaire principaux de l'ensemble du territoire soit sud, sud-ouest et ouest (Fig. 4.12). Les transects ont une largeur variant de 30 à 40 km et une longueur variant de 210 à 225 km. Ces transects permettront de visualiser l'impact de la dynamique glaciaire régionale.

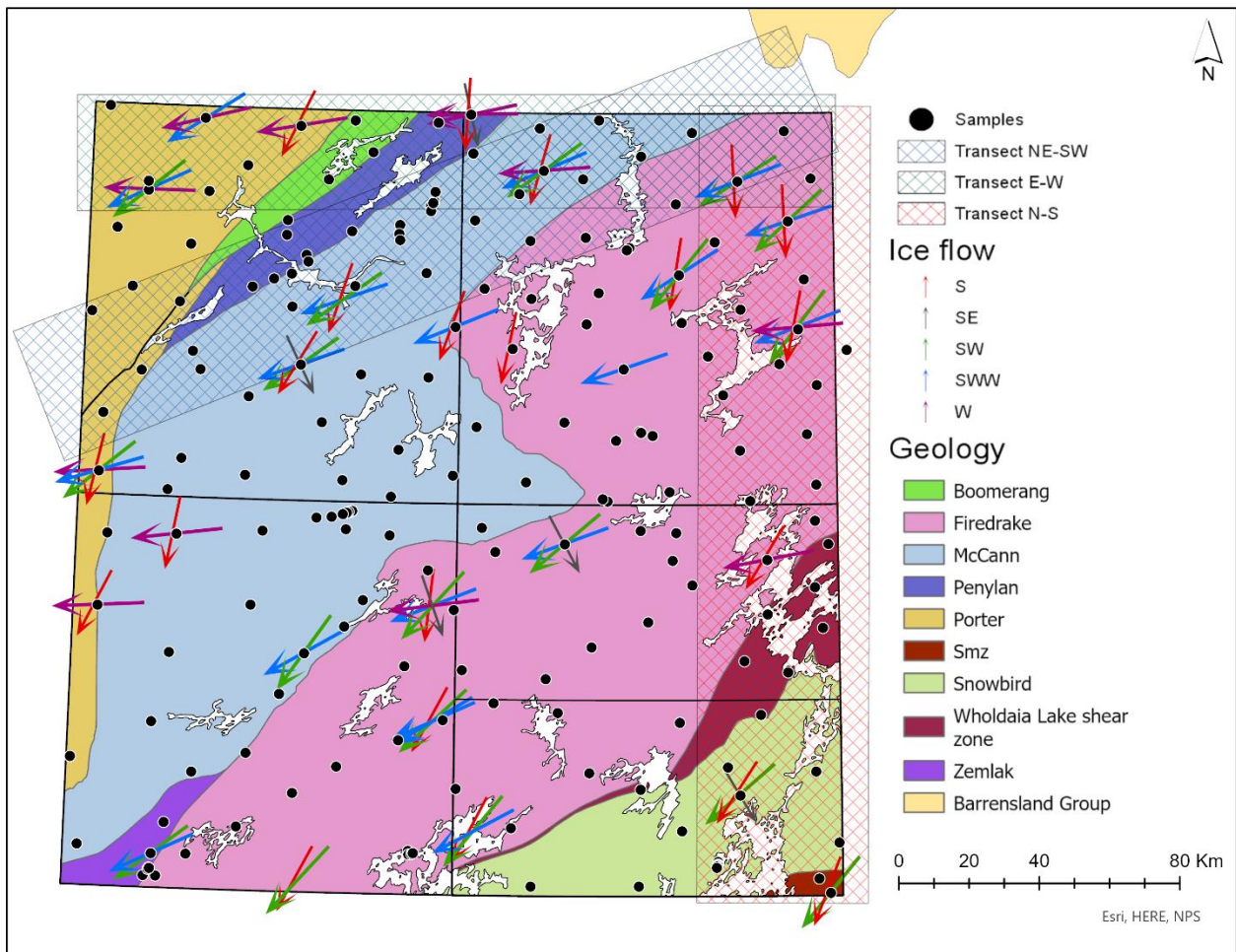


Figure 4.12. Tracé des trois transects et positionnement des échantillons de till.

4.6 Résultats

4.6.1 Composition texturale du till

Les résultats des analyses obtenus du laboratoire ODM montrent que les échantillons récoltés contenaient entre 5 et 30% de clastes (Fig. 4.13). Selon les observations de terrain, les blocs centimétriques à décimétriques composaient 10 à 30% du volume.

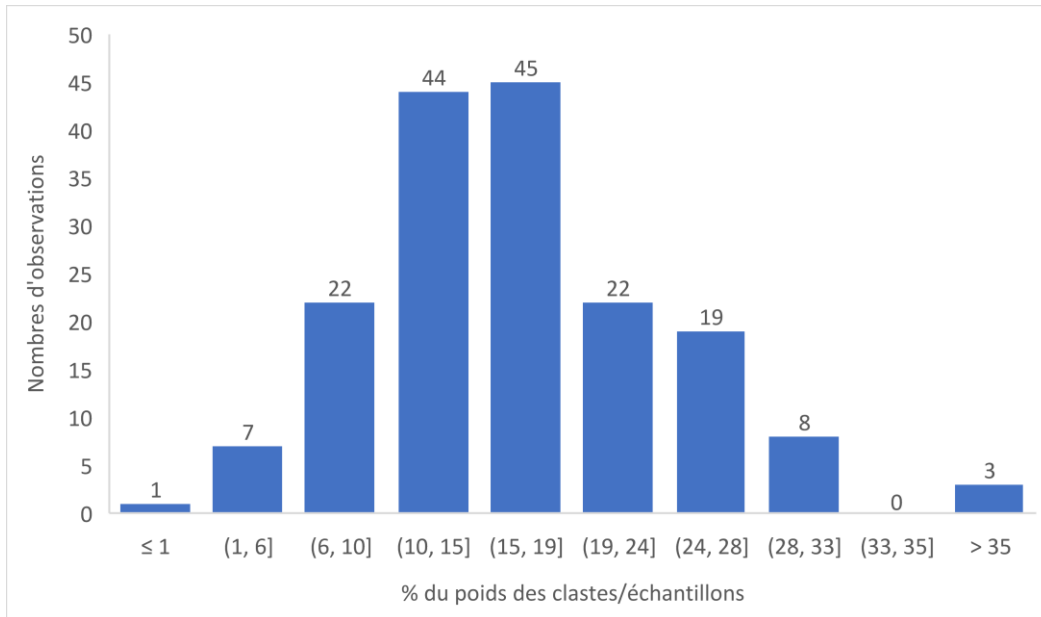


Figure 4.13. Histogramme du pourcentage de clastes par échantillon de till.

La matrice du till régional est généralement dense et affiche parfois une fissilité. Le diagramme ternaire de la figure 4.14 montre les proportions de sable, de silt et d'argile de la matrice des échantillons de till (< 2 mm). Cette dernière est à dominance essentiellement sableuse à silto-sableuse, selon la classification de Shepard (1954).

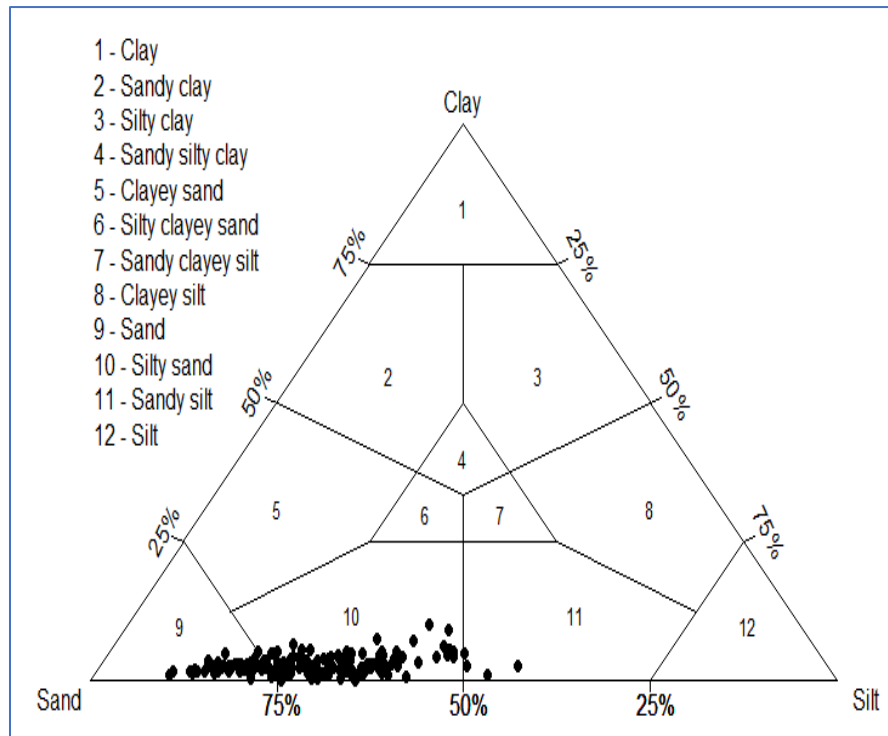


Figure 4.14. Composition texturale des échantillons de till (< 2 mm) dans un diagramme ternaire selon la classification de Shepard (1954).

La concentration de sable varie entre 80% et 70% tout le long du transect E-O, bien que localement, à l'intérieur du transect, la concentration de certains échantillons peut approcher 60% (Fig. 4.15). On observe une faible diminution des abondances en sable vers l'ouest. Cette tendance à la baisse dans les concentrations de sable est plus importante dans le transect NE-SO où les concentrations passent de plus de 80% à 18 km au sud du bassin de Thelon et décroît en dent de scie jusqu'à 49% de sable à 208 km du bassin. La baisse des concentrations est encore plus accentuée dans le transect N-S où des concentrations approchant les 40% de sable sont atteintes à 207 km au sud, pour remonter autour de 60% plus loin en amont. Ces diminutions dans les teneurs de sable sont accompagnées d'une augmentation de la quantité de silt qui est observable sur tous les transects témoignant en partie de l'effet de fermeture des données ainsi qu'une variation compositionnelle des tills. Les concentrations d'argile sont relativement stables dans tous les transects (Fig 4.15).

La stabilité des concentrations du transect E-O et les décroissances dans les transects NE-SO s'explique par leur position relative par rapport au bassin de Thelon et par l'orientation des écoulements glaciaires.

L'érosion successive du bassin de Thelon, riche en particule de quartz de la taille des sables, par une séquence d'écoulement glaciaire horaire a probablement résulté en une déposition d'une quantité importante de matériel détritique sableux depuis le bassin directement en amont glaciaire au niveau du transect E-O et dans une moindre mesure dans le transect NE-SO. En ce qui trait au transect N-S, on observe une diminution progressive d'environ 20% de la concentration en sable, passant d'un niveau de 80% à 60% (sauf une excursion à 40%), depuis le nord vers le sud. Aucun autre mouvement glaciaire recensé précédent au mouvement N-S ne semble expliquer la présence d'une forte quantité de sable dans le nord. La stabilité des concentrations en argile le long de ce transect témoigne des capacités limites de la comminution (broyage) associées à l'érosion glaciaire des lithologies riches en quartz.

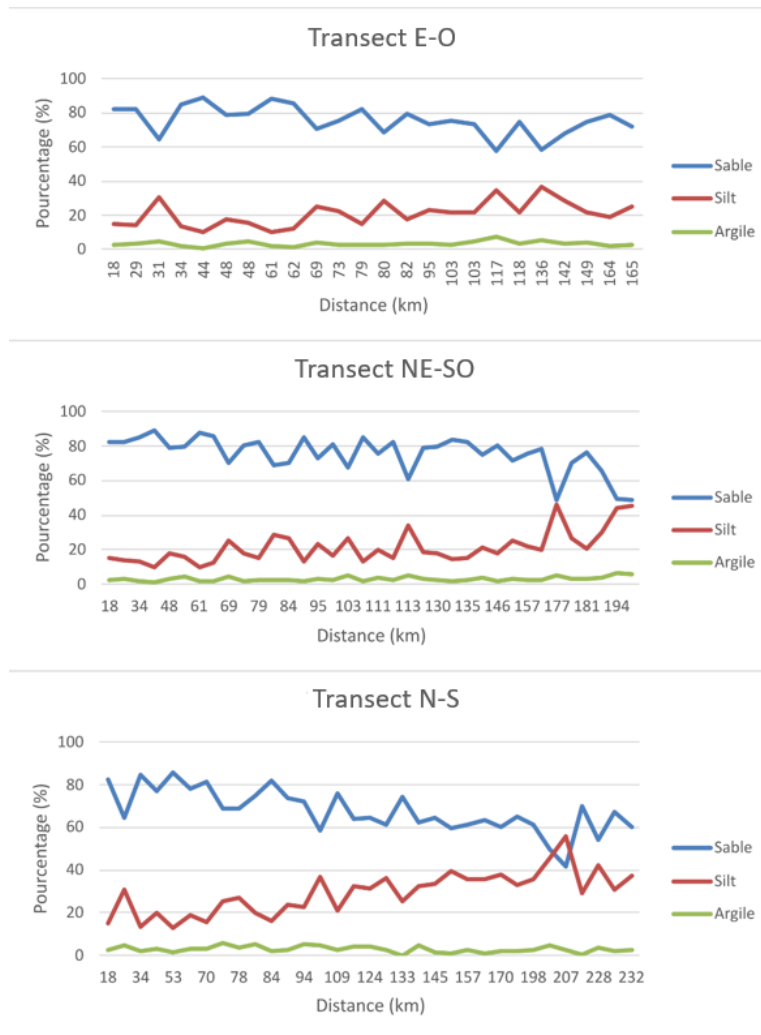


Figure 4.15. Variation des proportions de sable, silt et d'argile le long des différents transects.

Le rapport sable/(silt+argile) a été comparé à la concentration des clastes de grès de Thelon dans les tills afin de mesurer l'impact de l'érosion du bassin sédimentaire sur la quantité de sable composant la matrice des tills (voir figure 4.18 dans la prochaine section). Le comportement du ratio sable/(silt+argile) suit modérément bien la concentration de grès. Leurs tendances générales sont semblables, principalement dans les transects N-S et E-O où un ratio en sable/(silt+argile) plus élevé est observable à proximité du bassin de Thelon (moins de 70 km de transport) suivi d'une baisse en dent de scie vers l'aval glaciaire. Dans le transect NE-SO, le ratio tombe dans le BDF entre 62 et 69 km. Il montre un comportement plus variable pour la suite du transect comparativement à la concentration de grès.

4.6.2 Composition lithologique

Le haut degré de métamorphisme et de déformation des lithologies de la Province de Rae jumelé à la faible résolution du détail de la carte géologique du socle limite fortement l'interprétation de la provenance de l'ensemble des clastes identifiés. Pour cette raison, toutes les lithologies identifiées comme intrusif mafique à felsique, gneiss, métasédiment et amphibolite ont été regroupées sous une même catégorie, soit Domaine de Rae. Les lithologies marginales n'ayant pas de sources précises (veines de quartz, volcaniques non métamorphosées, formations de fer, indifférenciés, etc) ont été regroupées dans la catégorie Autres. Les roches volcaniques de Pitz, caractérisées par leur matrice rouge et des porphyres de feldspath millimétriques à centimétrique, ont été retrouvées sporadiquement sur les 4 feuillets (Fig. 4.16).

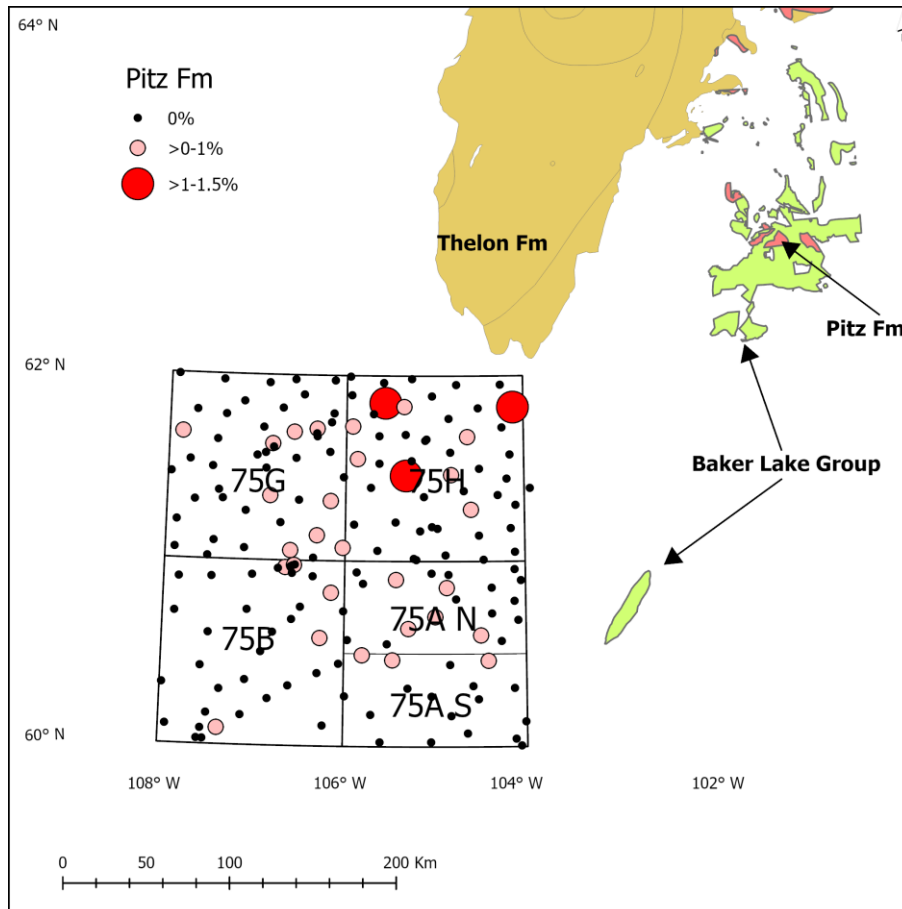


Figure 4.16 Dispersion régionale des clastes provenant de la formation de Pitz.

Leur source est située au minimum à 150 km au nord-est de la zone d'étude, juste à l'est du bassin de Thelon. Leur provenance n'est donc pas d'origine locale. La plus forte concentration de clastes de la formation de Pitz est de 1,5% dans l'échantillon 16CBB-C285A01 situé directement à 250 km au sud-ouest en aval glaciaire de la source potentielle. Les grès beiges du bassin de Thelon sont plus abondants et ont donc été utilisés comme principal indicateur lithologique de transport afin de tracer la dispersion glaciaire (Fig. 4.17).

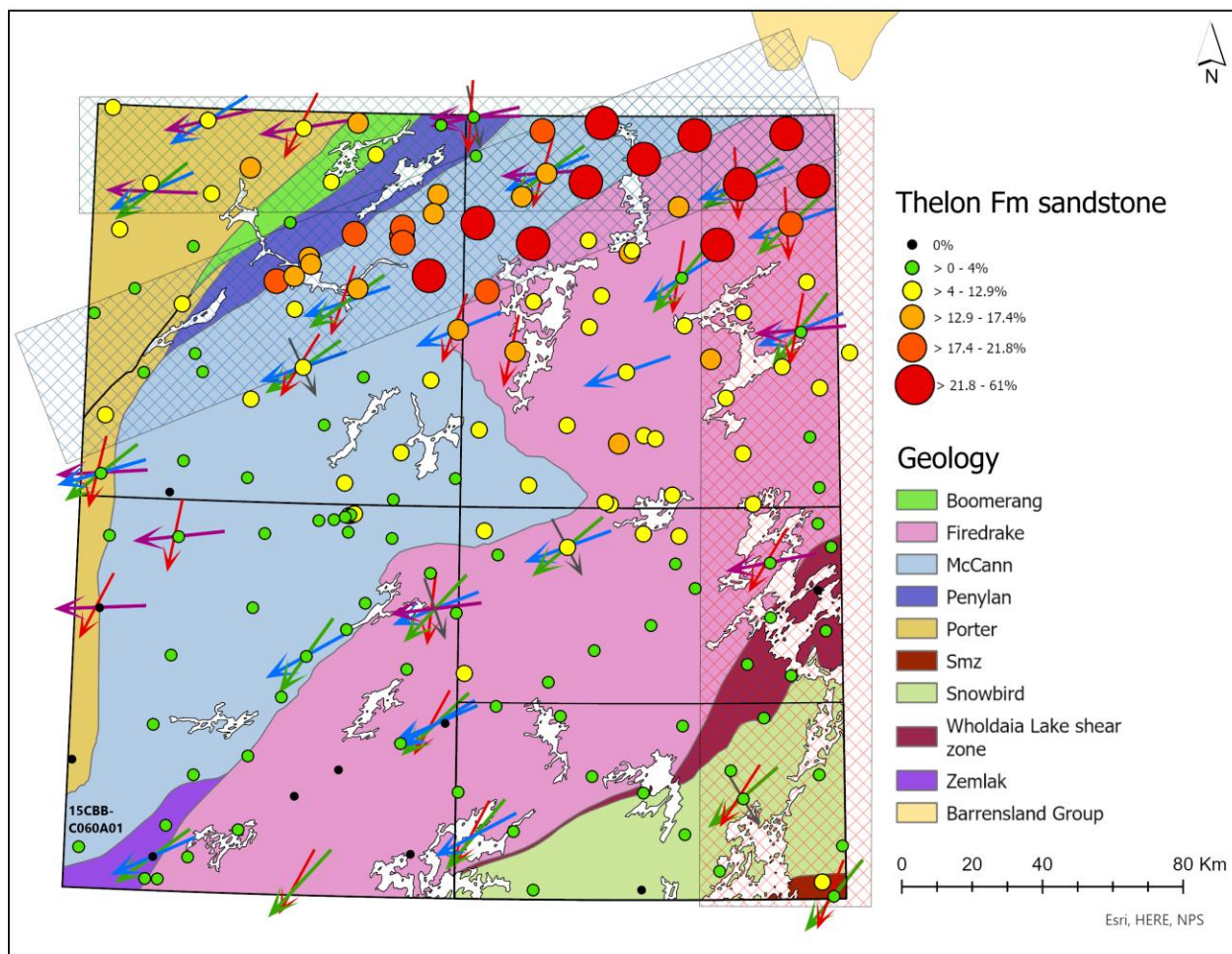


Figure 4.17. Dispersion régionale des clastes de grès de la formation de Thelon.

Leur concentration est maximale (61%) à 29 km au sud-ouest de l'extrémité sud de la formation de Thelon. Aucun échantillon n'a été récolté entre la limite nord du feuillet 75H et la limite sud du bassin de Thelon. La concentration médiane de grès est de 4% sur l'ensemble du territoire. Les limites de variations du bruit de fond (Médiane \pm 2*MAD) sont de 0% et 12,9% (Fig. 4.18). Tous les transects ont la même région d'origine. Dans le transect E-O, les concentrations varient de 61% à l'est et diminuent jusqu'à 6% à l'ouest. Les concentrations du bruit de fond régional sont atteintes entre 78 et 84 km du bassin de Thelon. Les concentrations restent généralement supérieures à la médiane régionale jusqu'à la limite ouest du feuillet 75G. Dans le transect NE-SO, les concentrations de grès chutent sous la limite supérieure du bruit de fond une première fois entre 69 et 84 km puis maintiennent une concentration stable variant entre 13% et 35%

jusqu'à 146km. La chute des concentrations est beaucoup plus brusque dans le transect N-S où les valeurs tombent dans le BDF entre 53 et 59 km (Fig. 4.18).

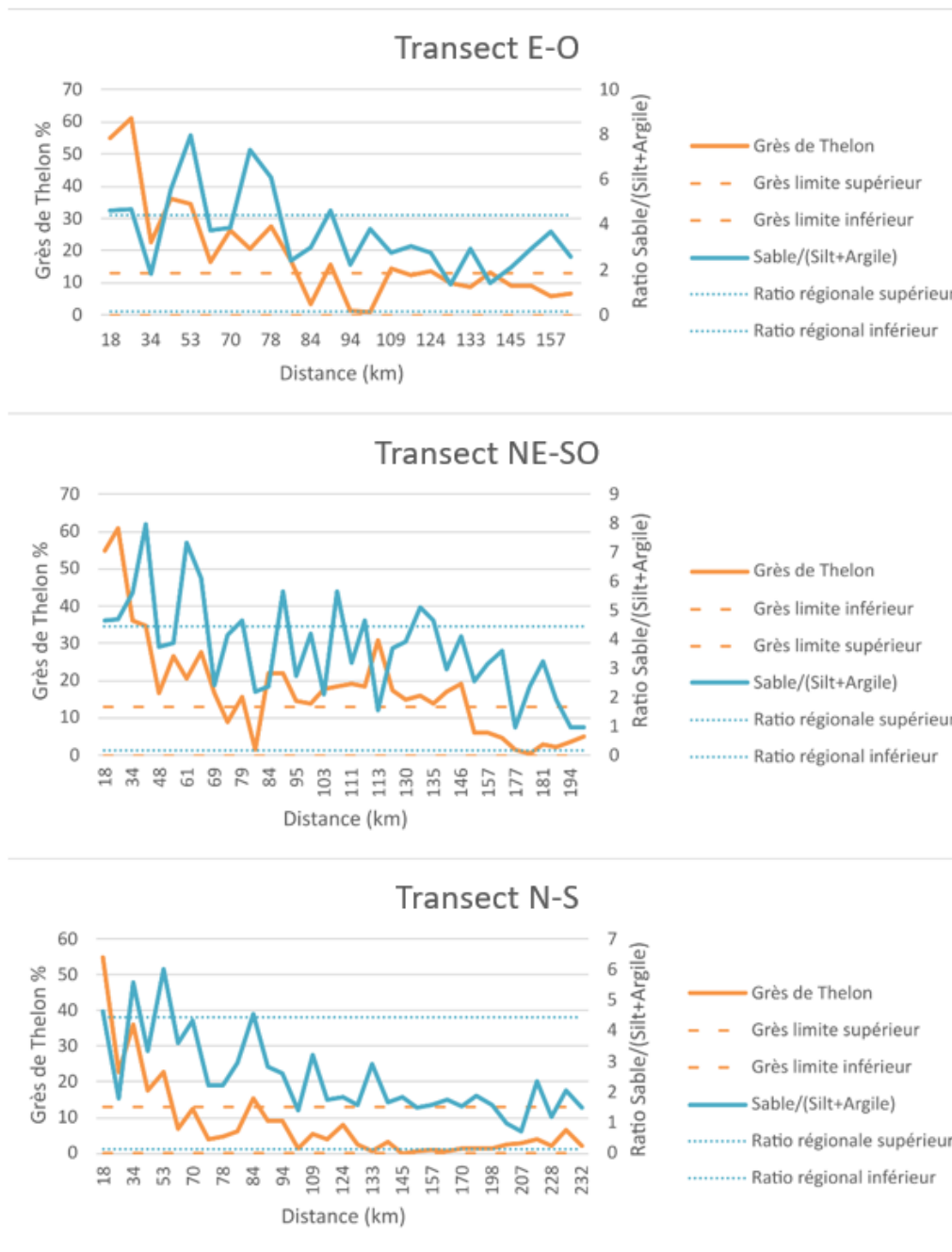


Figure 4.18. Pourcentage de claste de grès de Thelon par rapport au ratio Sable/(Silt+Argile).

L'échantillon 15CBB-C060A01 enregistre le transport le plus distal des grès et présente une concentration de 3% de grès de Thelon. Il a été collecté à 296 km de la formation de Thelon, à l'extrême sud-ouest du feuillet 75B. L'échantillon 16CBB-C318A01 contient 61% de grès, ce qui constitue la plus forte concentration et il est localisé à 29km au sud-ouest du bassin.

Les échantillons 15CBB-C003A01 et 15CBB-C005A01 sont situés à l'extrême sud-est du feuillet 75A-Sud et ont respectivement des concentrations en clastes de grès de 6,5% et 4%. Ils sont anomaux par rapport aux échantillons avoisinants dont les concentrations varient entre 0% et 2.8%. Une unité de grès associée à la formation de Kunwak du groupe de Baker Lake est cartographiée à 65km au NE en amont glaciaire. La dispersion glaciaire provenant de cette unité pourrait expliquer le pourcentage anormalement élevé de grès trouvé dans les échantillons au sud-est du feuillet 75A-Sud.

4.6.3 Composition géochimique

Les principaux oxydes ont été déterminés dans la fraction fine (< 63 μm) de chacun des échantillons. Afin de compléter les informations obtenues via les données sur la granulométrie des tills et leur contenu en clastes de grès de la Formation de Thelon, les analyses suivantes portent principalement sur les concentrations en SiO_2 et Al_2O_3 . La raison étant que le SiO_2 représente l'oxyde principal présent dans les grès tandis que l' Al_2O_3 est un oxyde commun qui se retrouve dans la plupart des roches cristallines de la région. Une corrélation inverse est observable entre le SiO_2 et les autres oxydes, en partie due à l'effet de fermeture des données. Les concentrations de SiO_2 sont maximales dans la portion nord-est du territoire et sont au minimum dans la portion sud (Fig. 4.19).

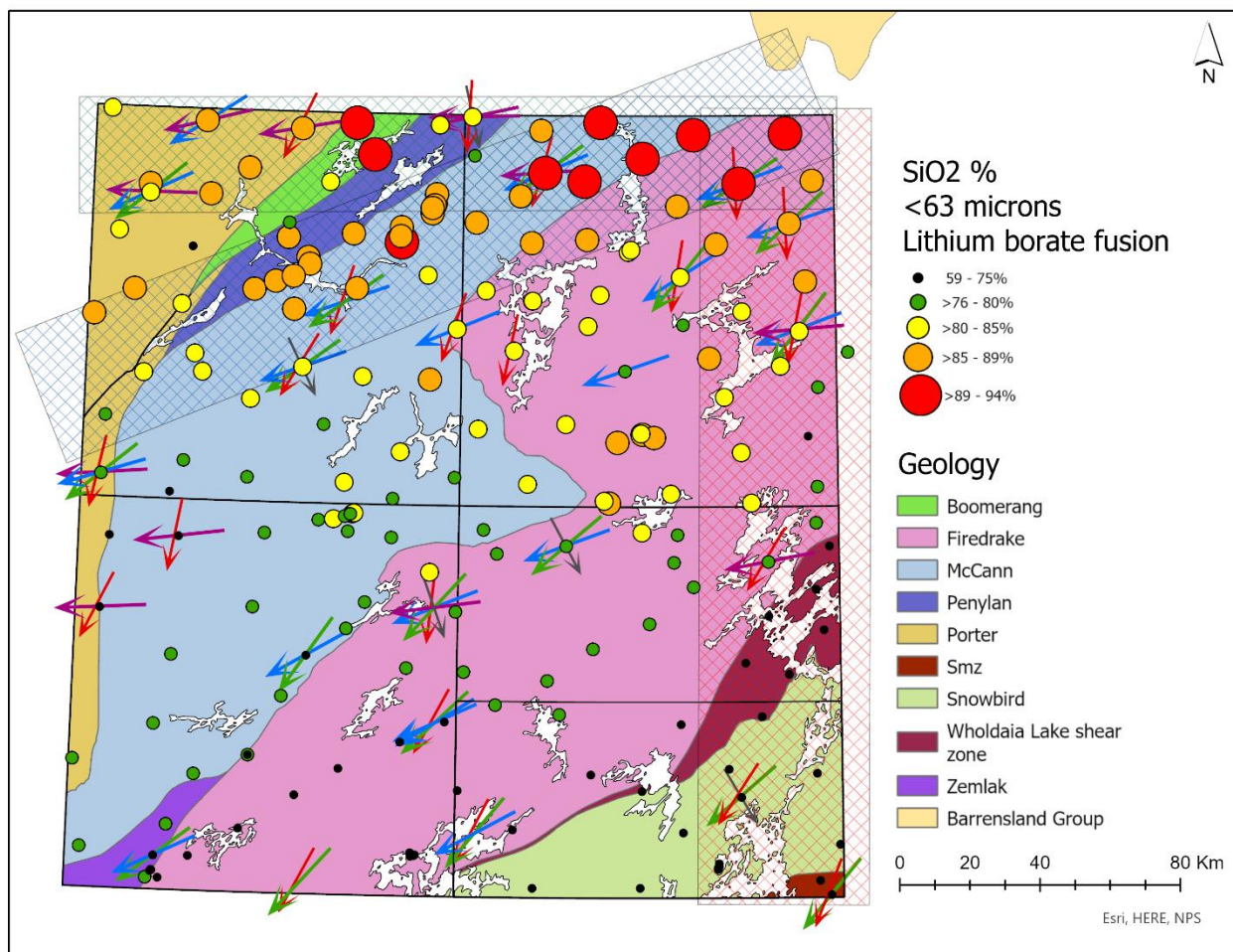


Figure 4.19. Dispersion du SiO₂ dans le till.

Le phénomène inverse est observable avec l'Al₂O₃ qui domine au sud-ouest et est minimal au nord-est. Ce portrait est similaire pour tous les autres oxydes. Approximativement 50% des valeurs les plus fortes de SiO₂ sont concentrées dans les 2 feuillets les plus au nord tandis qu'une proportion équivalente des concentrations les plus élevées en Al₂O₃ sont situées dans les feuillets les plus au sud (Fig. 4.20). Les patrons de dispersion de ces deux oxydes montrent bien que l'augmentation de la concentration d'un oxyde se fait aux dépens de l'autre témoignant de l'effet de fermeture des données. Cela masque en partie le signal géochimique relié à la dispersion des grès de la Formation de Thelon.

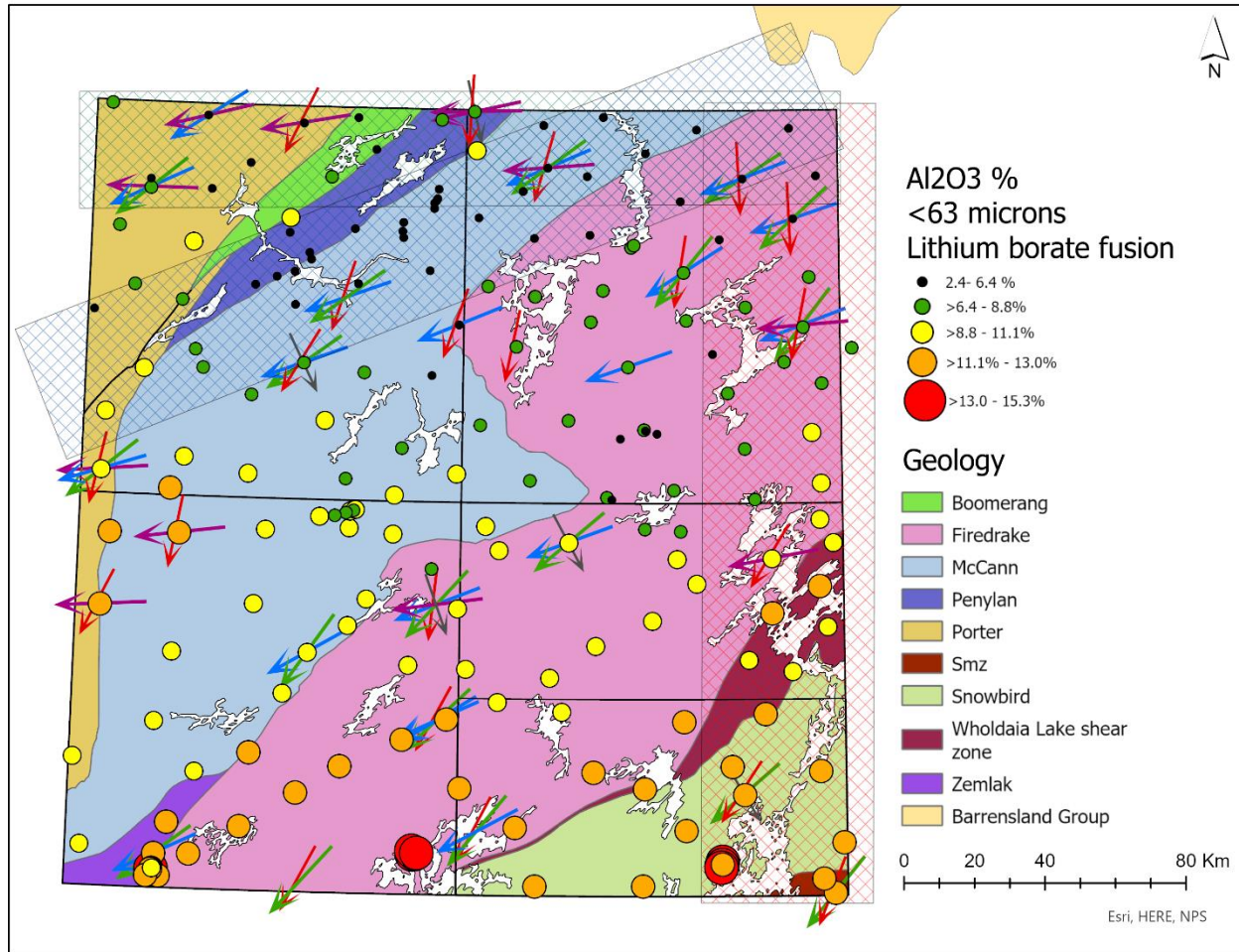


Figure 4.20. Dispersion du Al₂O₃ dans le till.

Afin de pallier l'effet de fermeture des données, le rapport SiO₂/Al₂O₃ a été utilisé comme un indicateur géochimique de l'érosion des grès du bassin de Thelon dans le till (Fig. 4.21). L'hypothèse est que les grès sont principalement formés de quartz (SiO₂) et que les concentrations en Al₂O₃ représentent l'incorporation dans la matrice de l'aluminium provenant des aluminosilicates présents dans le socle.

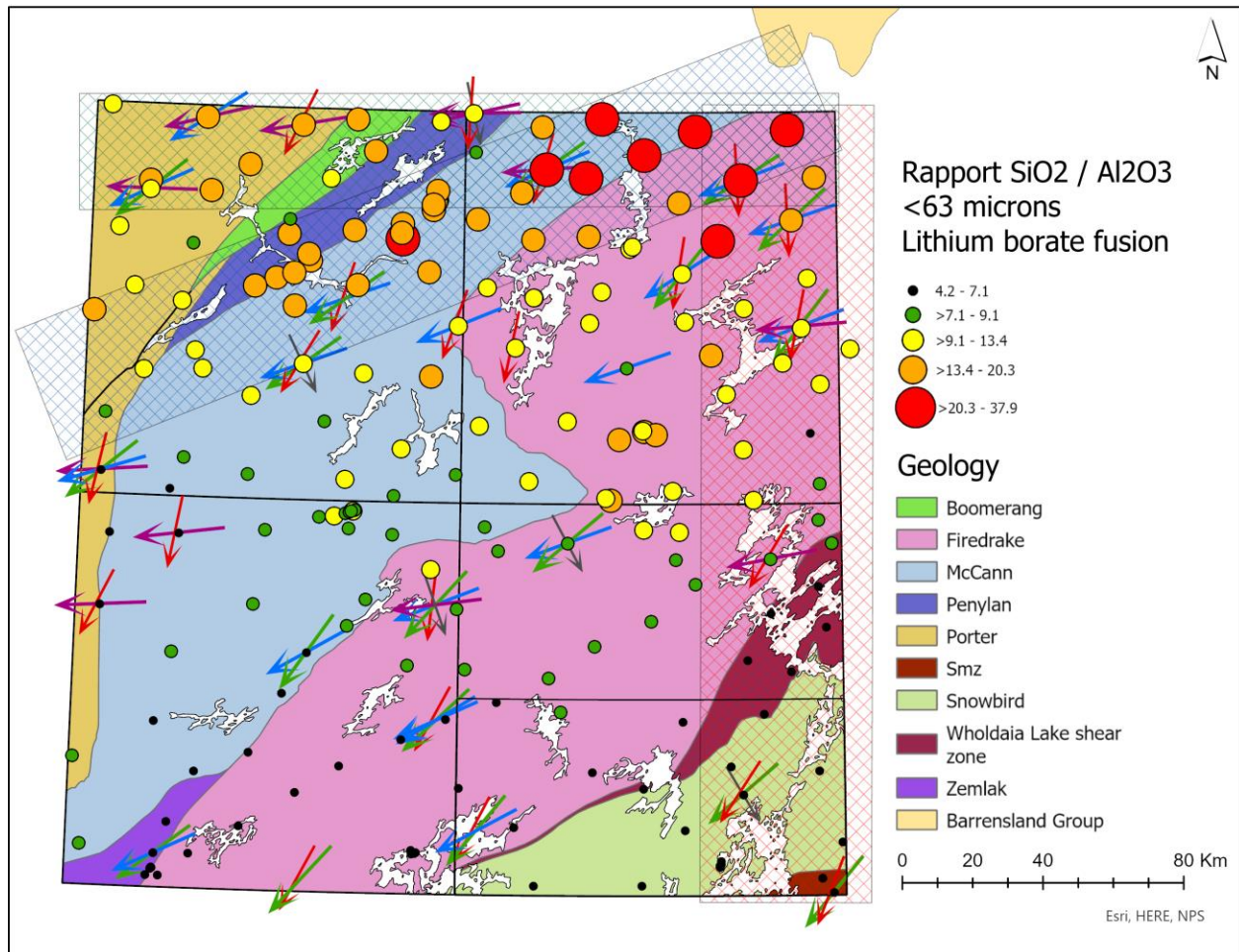


Figure 4.21. Distribution du ratio SiO₂/Al₂O₃.

Le patron de dispersion pour ce ratio est relativement semblable à celui du SiO₂ quoique les rapports les plus élevés (supérieur au 90e percentile) sont mieux définis le long des principaux axes de dispersion glaciaire. Le rapport suit généralement une tendance très semblable à la concentration des clastes de grès le long des transects (Fig. 4.22). Dans le transect E-O, le rapport tombe dans le BDF approximativement à 84 km. Dans le transect NE-SO, le rapport tombe dans le BDF un peu après 69 km puis il vacille près de la limite supérieure entre 84 et 146 km avant de rechuter fortement. Dans le transect N-S, le ratio a un comportement quasi identique à celui des grès et tombe dans le BDF entre 53 et 59 km.



Figure 4.22. Évolution du ratio SiO₂/Al₂O₃ le long des différents transects.

Tout comme l'a fait McMartin (2017) dans son étude sur la composition du till dans la section terminale du courant de glace de Dubawnt, au Nunavut, la distribution du strontium (Sr) a été utilisée comme indicateur pour visualiser l'apport de constituants provenant du bassin de Thelon dans la fraction fine du till (<63 microns). Plus précisément, le rapport entre la concentration totale de strontium (fusion au borate de lithium) et la concentration partielle de strontium (digestion eau régale) a été utilisé. L'idée derrière ce rapport est que la digestion par eau régale ne dissout pas totalement les minéraux contenant du Sr. Le strontium est un élément lithophile présent entre autres dans les feldspaths et les sulfates. Les niveaux de

Sr sont faibles dans les grès du bassin de Thelon, composés principalement de SiO_2 , par rapport au socle cristallin riche en feldspaths que l'on observe partout ailleurs sur la zone d'étude. L'incorporation dans le till de minéraux autres que le quartz aura donc pour effet de faire augmenter la concentration totale de strontium (plus de minéraux résistants complètement dissous) par rapport à la concentration de strontium provenant de la digestion partielle (provenant en partie des sulfates présent dans le bassin de Thelon et plus facilement dissous). Donc plus le till sera enrichi en minéraux et éléments ne provenant pas directement du bassin de Thelon, plus le rapport Sr total / Sr partiel augmentera. La figure 4.23 présente la distribution spatiale du rapport Sr total / Sr partiel.

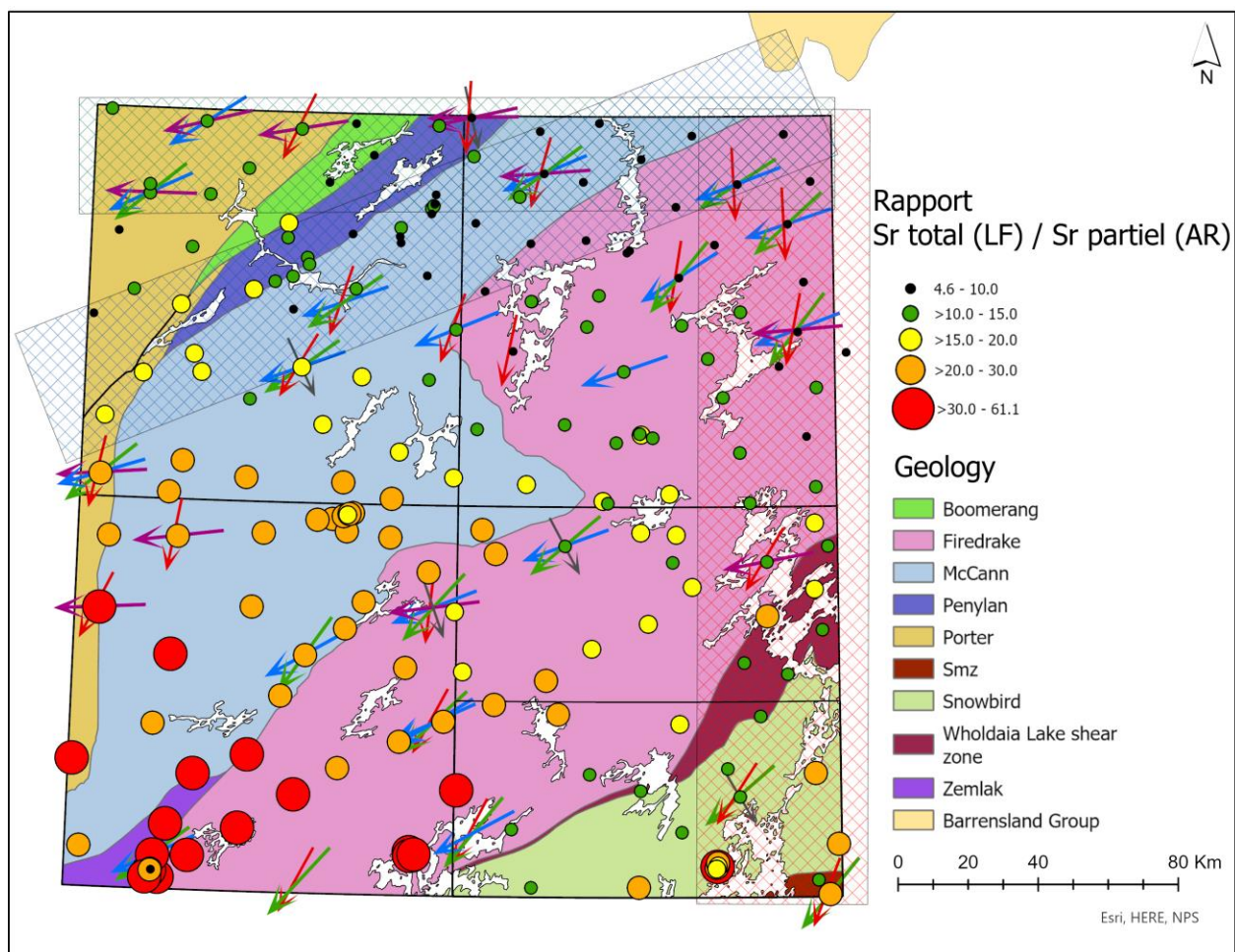


Figure 4.23 Distribution du rapport Sr total (LF) / Sr partiel (AR)

Dans le cas de l'étude réalisée par McMartin (2017), les échantillons ayant un ratio inférieur à 10 étaient localisés à l'intérieur du courant de glace de Dubawnt tandis que les valeurs augmentaient jusqu'à 24 à l'extérieur du courant de glace. Dans notre région d'étude, les valeurs du ratio varient entre 4,61 et 61,09. Les valeurs les plus faibles sont réparties dans la région proximale au bassin de Thelon. Les ratios augmentent progressivement jusqu'à leur valeur maximum au sud-ouest du feuillet 75B. Leurs dispositions semblent former un éventail à l'échelle régionale.

La figure 4.24 montre l'évolution des rapports de strontium le long des différents transects. On retrouve des valeurs inférieures à 10 jusqu'à 117km du bassin de Thelon dans le transect E-O et jusqu'à 194km dans le transect NE-SO. Il est très intéressant d'observer des valeurs inférieures à 10 jusqu'à 102km directement au sud du bassin de Thelon dans le transect N-S. Dans ce transect, l'alignement des valeurs inférieures à 10 est très marqué et s'étend sur une centaine de km depuis la source présumée. Pour tous les transects, les valeurs des rapports de strontium suivent une tendance générale à la hausse en s'éloignant du bassin de Thelon.

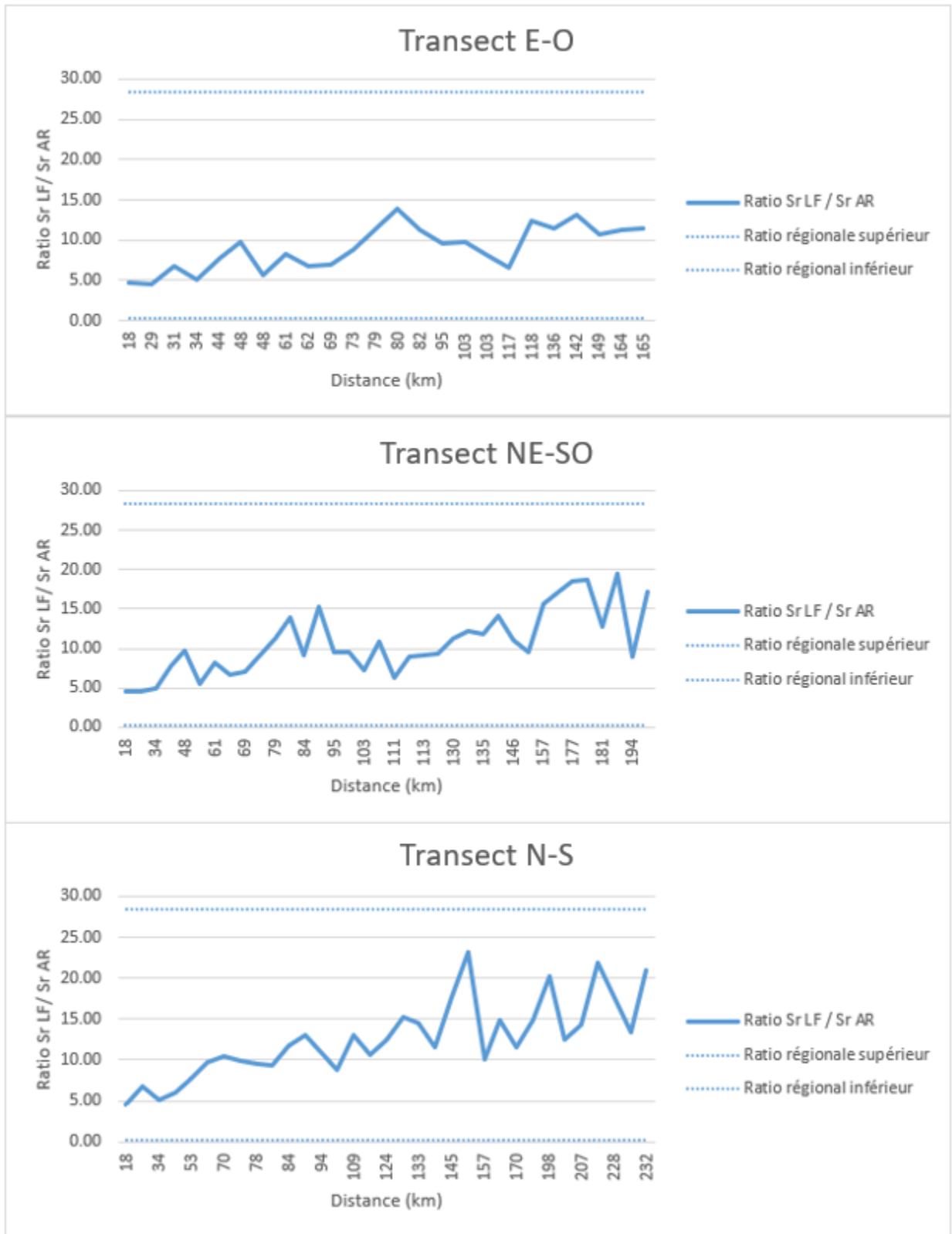


Figure 4.24 Évolution du ratio Sr total (LF) / Sr partiel (AR) le long des différents transects.

4.7 Modélisation des distances de transport

Dans le but de pouvoir quantifier les distances du transport glaciaire régional, un transect théorique a été produit à partir de la teneur en clastes de grès provenant de la Formation de Thelon, en sélectionnant les échantillons se trouvant le long d'un axe représentatif du principal écoulement glaciaire cumulatif (Fig. 4.25). L'axe représentatif a été déterminé *a posteriori* en fonction des plus fortes concentrations de clastes de grès positionnées directement en aval glaciaire de leur source présumée.

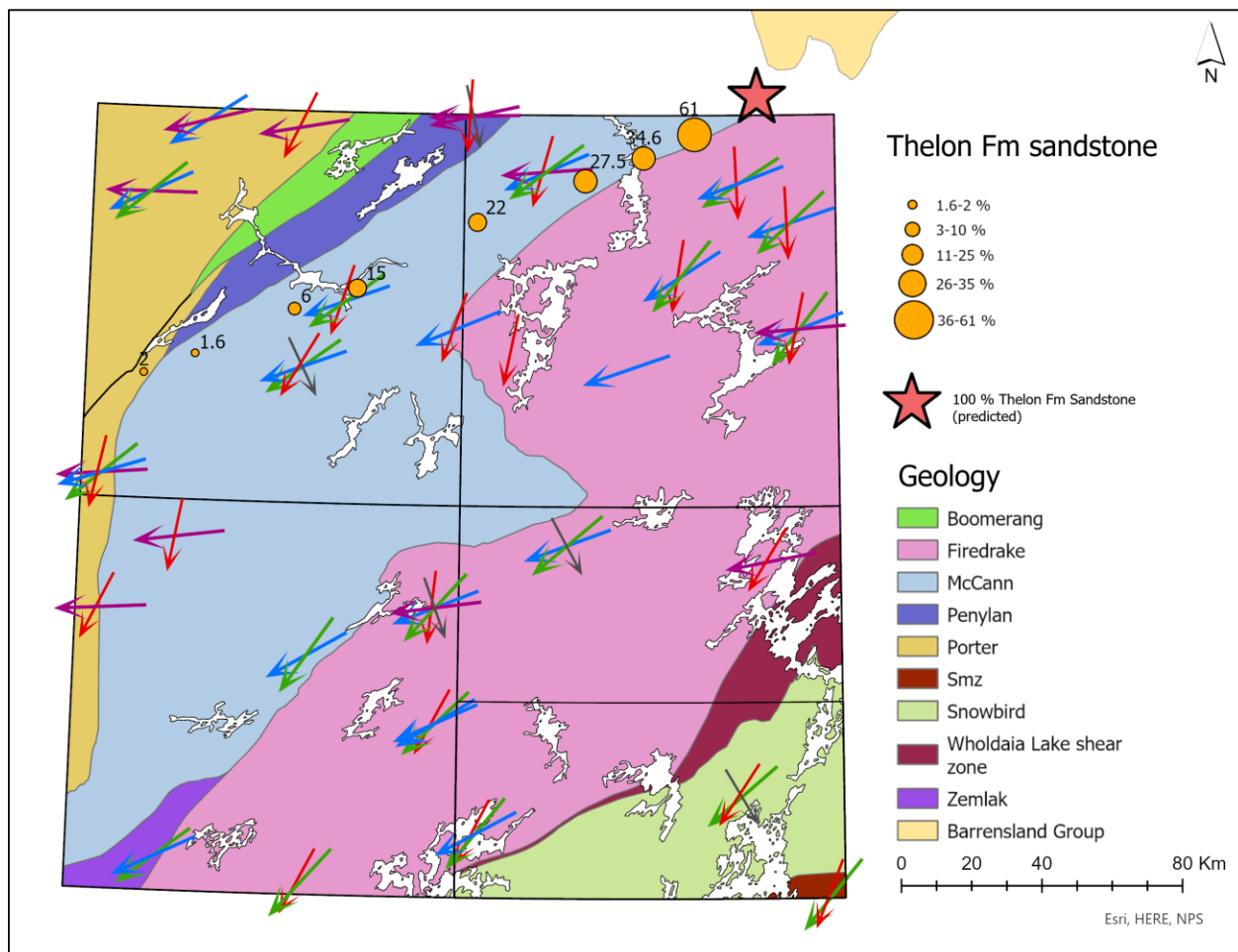


Figure 4.25. Localisation des échantillons le long du transect idéal.

Comme vu précédemment à la figure 4.11, la distribution des concentrations de clastes de grès de Thelon ne correspond pas à une distribution normale. Ceci s'applique également à la distribution des échantillons du transect idéal. L'objectif ici est de vérifier s'il est possible d'associer les valeurs obtenues le long du transect idéal à l'un des modèles de dispersion glaciaire présentés à la section 4.2.

Graphiquement, on observe une droite reliant les points du transect idéal si on applique une transformation logarithmique sur les concentrations des échantillons positionnés sur l'axe des Y par rapport à leur distance depuis leur source présumée (bassin de Thelon). Cette droite implique une relation semi-logarithmique entre la concentration et la distance depuis la source et s'apparente à ce que l'on observe avec le modèle de décroissance exponentielle. Cela s'applique autant pour les concentrations de grès que pour le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Fig. 4.26).

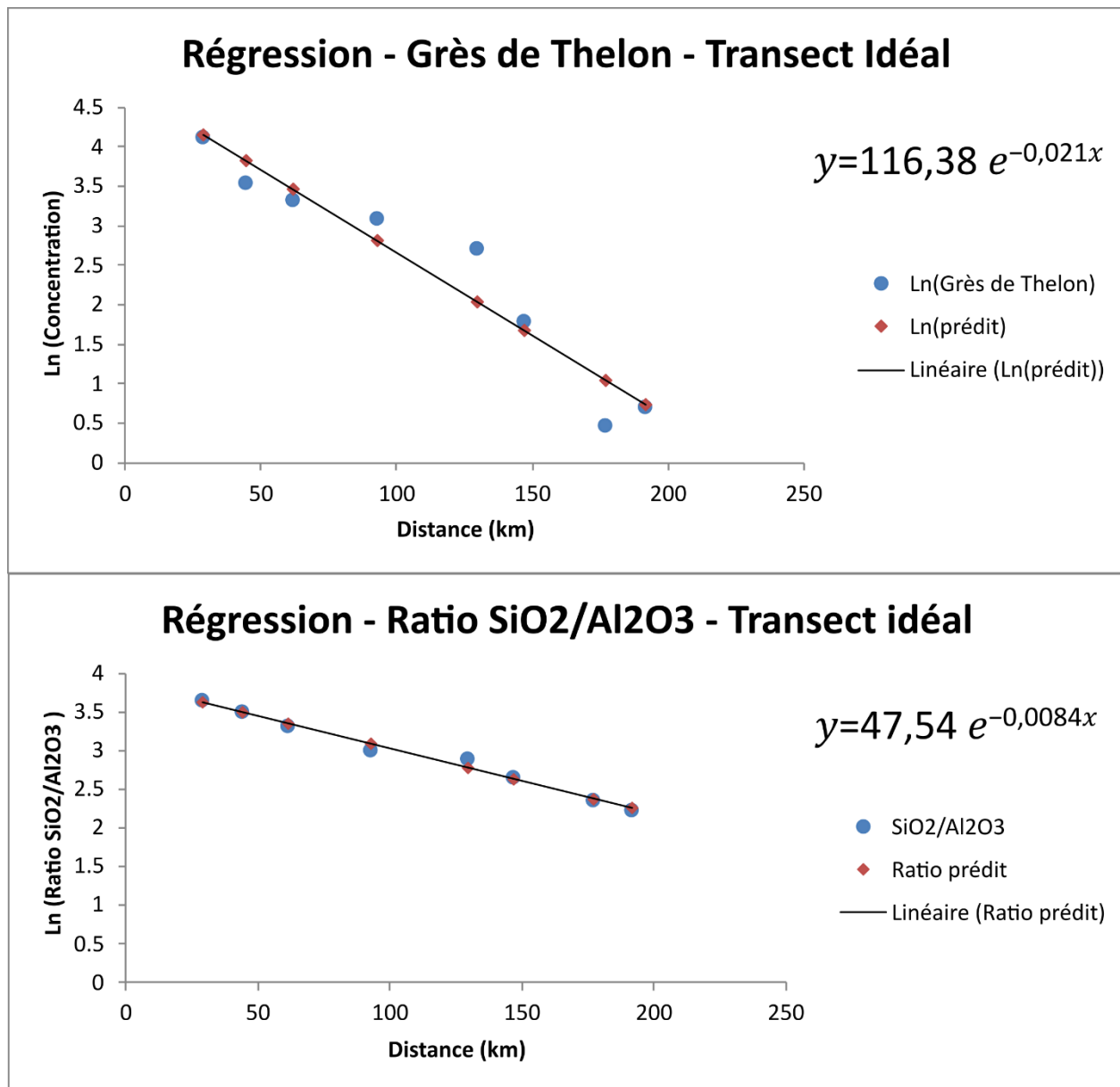


Figure 4.26. Concentration des grès de Thelon et du ratio SiO₂/Al₂O₃ en fonction de la distance sur un graphique semi-logarithmique.

Tel que vu à la section 4.2, il est possible de modéliser le transport glaciaire pour le modèle de décroissance exponentielle à partir de l'équation :

$$y = y_a e^{-ax}$$

Où :

y = concentration de l'indicateur à une distance x de la source

y_a = concentration maximum de l'indicateur à la limite ou en aval de la source (≤100%)

a = constante de décroissance

x = distance en aval depuis la limite de la source

e = base du logarithme naturel

Il est possible de déduire les paramètres de décroissance exponentielle spécifiques à chaque type de dispersion glaciaire (clastes de grès, géochimie des oxydes majeurs, etc.) à partir d'une régression linéaire ayant pour variable indépendante la distance depuis la source et comme variable dépendante le logarithme naturel des concentrations spécifiques de chaque échantillon.

Nous obtenons pour la dispersion des clastes de grès l'équation suivante :

$$y = 116,38 e^{-0,021x} \quad (\text{Équation 1})$$

Et pour le ratio SiO₂/Al₂O₃

$$y = 47,54 e^{-0,0084x} \quad (\text{Équation 2})$$

À partir de l'Équation 1, nous pouvons estimer la distance de transport théorique (x) où la concentration des grès (y_a) est maintenue à 100%, soit : 7,23 km en aval glaciaire depuis la limite sud du bassin de Thelon défini par Urangesellschaft (Fig 4.27). Il est intéressant de noter que l'endroit prédit où la concentration de clastes de grès est maintenue à 100% se trouve à l'intérieur des limites du bassin de Thelon cartographiées par Cecile (1973). On peut également quantifier la distance théorique du point de concentration maximum (x) en amont glaciaire à partir du rapport SiO₂/Al₂O₃ en utilisant l'équation 2. En

utilisant une concentration théorique totale (y_a) de 98% SiO_2 et 2% Al_2O_3 nous obtenons un ratio de 49 (98%/2%). La concentration théorique de 100% ne peut être utilisée car elle donnerait une valeur nulle à l'équation. Une valeur théorique de 49 a donc été utilisée comme valeur indicatrice pour estimer un échantillon dont le rapport des oxydes s'approche d'une source composée à 100% de grès (SiO_2). La distance prédite à partir du rapport d'oxyde ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) pour la source potentielle est de 3,61 km en amont glaciaire (NE) de la limite sud du bassin de Thelon selon les limites provenant d'Urangesellschaft.

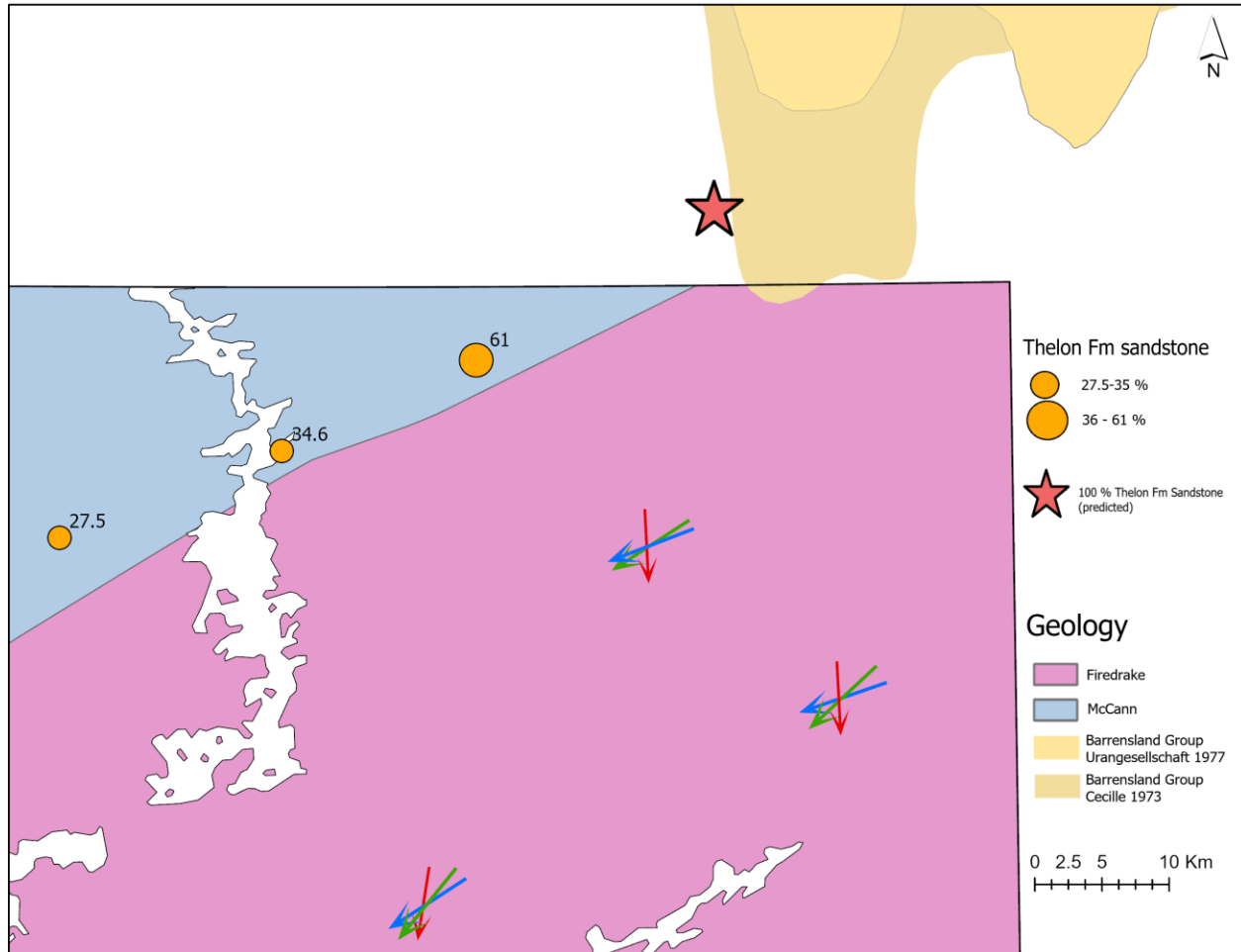


Figure 4.27. Localisation théorique de la concentration maximale de clastes provenant du bassin de Thelon estimé selon le modèle de décroissance exponentielle. Les limites du bassin de Thelon définies par Urangesellschaft (1977) et Cecile (1973) sont montrées.

4.8 Discussion

L'analyse texturale, géochimique et pétrographique des échantillons de till jumelée à l'interprétation de la dynamique glaciaire développée au chapitre 3 a permis d'identifier et de caractériser les principaux vecteurs du transport glaciaire à l'échelle régionale dans le Craton de Rae Sud.

Au chapitre 3, au moins 5 phases d'écoulement successives ont été répertoriées sur l'aire d'étude, soit en ordre chronologique, un mouvement ancien NO-SE de sens inconnu, mais probablement vers le SE, suivi de 4 autres phases d'écoulement distinctives marquées par une variation horaire de leur direction d'écoulement. La phase sud est associée à une période de croissance de la glace jusqu'au dernier maximum glaciaire, suivi d'un écoulement vers le Sud-Sud-Ouest, puis d'un mouvement vers l'Ouest-Sud-Ouest visible sur l'ensemble des 4 feuillets et finalement d'un écoulement tardif vers l'ouest visible à partir des moitiés nord des feuillets 75A et B ainsi et très présent sur les feuillets 75G et 75H.

N'étant que très peu visible parmi les indicateurs d'écoulement recensés, il est impossible de contraindre le transport glaciaire associé à la phase ancienne NO-SE. La phase sud est caractérisée par une dispersion clastique importante des grès provenant du bassin de Thelon avec leur identification systématique dans les tills jusqu'à au moins 230 km au sud de leur source présumée. Une part des clastes de grès trouvés à l'extrême sud-est du feuillet 75A-Sud pourrait provenir d'une unité reliée au groupe de Baker Lake, situé à 65 km au nord-ouest des échantillons 15CBB-C003A01 et 15CBB-C005A01. Tout de même, la concentration de grès dans les tills reste au-dessus de la valeur supérieure du bruit de fond régional (12,9%) jusqu'à une distance de 53 à 59 km directement au sud du bassin de Thelon. Le rapport Sable/(Silt+Argile) montre également une tendance à la baisse vers le sud. Le ratio $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, utilisé comme indicateur géochimique de la dispersion des grès, suit la même tendance que les clastes de grès et tombe dans le bruit de fond régional entre 53 et 59 km au sud du bassin de Thelon. La dispersion du rapport Sr total (LF) / Sr partiel (AR) est particulièrement intéressante puisque le rapport maintient des valeurs approximatives sous le seuil de 10 jusqu'à une distance d'environ 84 km. Rappelons qu'un seuil inférieur à 10 a été utilisé par McMartin (2017) pour différencier les tills ayant un apport important de grès provenant du bassin de Thelon versus ceux ayant incorporé plus de matériel local. La plupart des indicateurs semblent donc démontrer une dispersion importante du nord vers le sud sur une distance d'au moins une cinquantaine de kilomètres à partir du contact sud des grès provenant du bassin de Thelon.

Les phases 3 (SSO) et 4 (OSO) sont les plus visibles autant au niveau macroscopique et sur le terrain que dans la composition des tills du Craton de Rae Sud. Il est difficile de départager leur apport au niveau du transport glaciaire. On peut tout de même observer que la puissance de dispersion glaciaire est la plus importante en direction du sud-ouest. Les observations effectuées dans le transect NE-SO reflètent bien ce phénomène. C'est le long de cette direction que l'on observe les plus fortes concentrations d'indicateurs sur les plus longues distances. On retrouve une impressionnante quantité de 19% de clastes de grès (ech. 16CBB-L209A01) à une distance de 146 km au sud-ouest de leur source présumée. Même constat au niveau du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ qui chute sous sa valeur de bruit de fond à 146 km. La relation est moins claire au niveau du rapport Sr total / Sr partiel, mais on note tout de même une tendance à la hausse en fonction de la distance.

L'impact sur le transport est difficile à définir pour l'écoulement E-O, car les concentrations et rapports de ce transect sont fortement influencés par la proximité avec le bassin de Thelon et les mouvements antérieurs vers le sud, le sud-sud-ouest et l'ouest-sud-ouest. L'impact du dernier écoulement glaciaire vers l'ouest semble principalement affecter la géomorphologie régionale par un remodelage des sédiments de surface et ne semble qu'avoir eu un faible impact sur les distances de transport.

Des trains de dispersion palimpsestes causés par les phases d'écoulement sud, sud-sud-ouest et ouest-sud-ouest sont particulièrement visibles dans la moitié nord de la zone d'étude (Fig. 4.28 et 4.29). Ces trains de dispersions résiduels sont généralement causés par l'effet cumulatif de deux écoulements glaciaires successifs ou plus (p. ex. Stea, 1994; Parent *et al.*, 1996; Trommelen *et al.*, 2013). Le rapport Sr total/Sr partiel présente une dispersion en éventail sur l'ensemble de la région à l'étude. Le rapport augmente en s'éloignant du bassin de Thelon (Fig. 4.28).

Bien que l'utilisation par McMartin (2017) d'une valeur inférieure à 10 comme indicateur indirect de la dispersion provenant du bassin de Thelon était spécifique au till présent à l'intérieur du courant de glace de Dubawnt Lake, ainsi qu'à la dynamique glaciaire et la complexité géologique locale, il est intéressant de noter dans notre région d'étude une dispersion plus prononcée vers le sud des valeurs inférieure à 10 qui sont visibles jusqu'à 102 km au sud du bassin de Thelon. Il pourrait s'agir de la trace géochimique d'une dispersion palimpseste associée au mouvement sud.

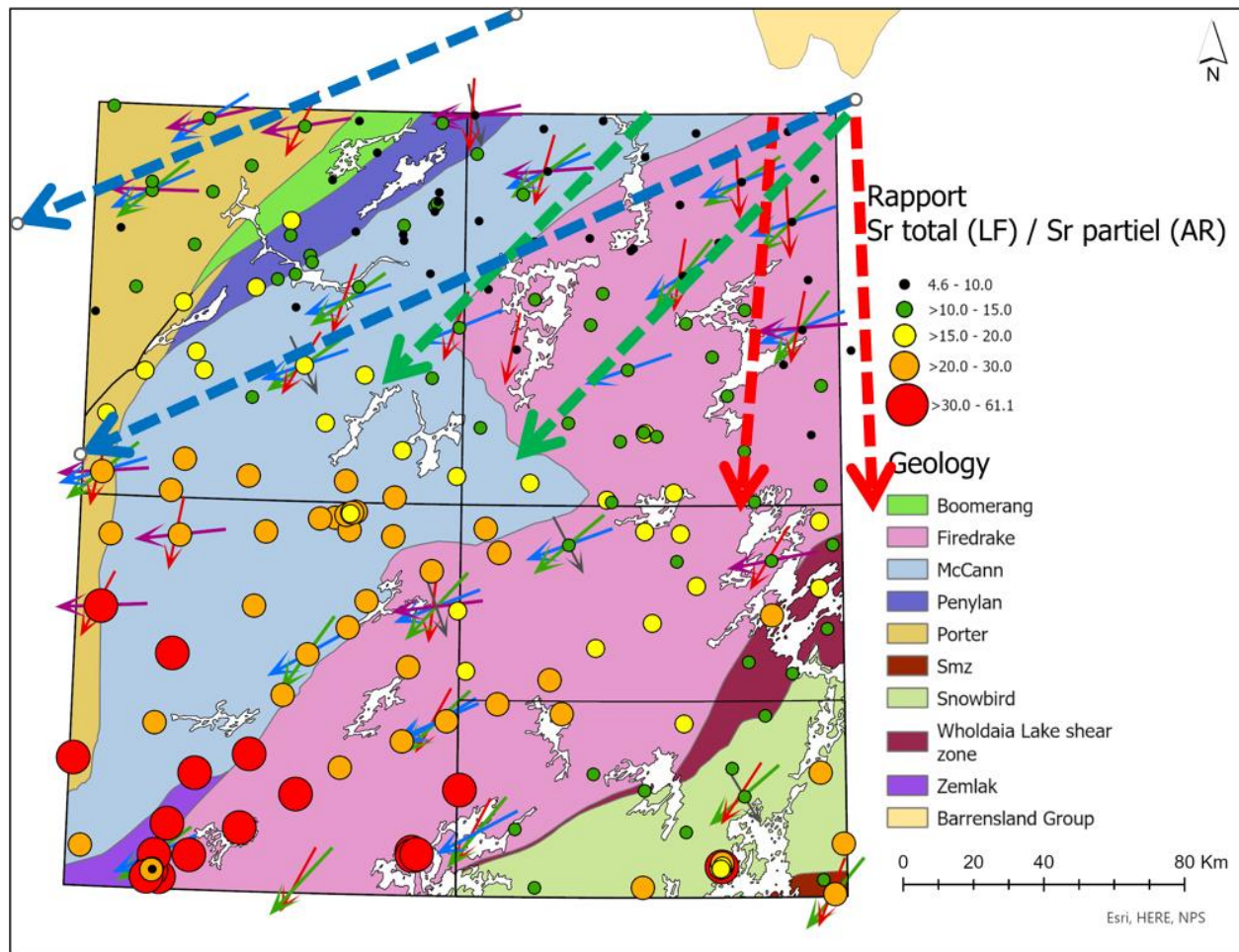


Figure 4.28 Dispersion palimpseste du rapport Sr total/ Sr partiel. Train de dispersion principal (bleu) et trains de dispersion palimpsestes (vert et rouge) interprétés.

Des phénomènes semblables sont également visibles avec les autres éléments observés, en particulier pour les clastes de grès que l'on retrouve sur l'ensemble de la zone d'étude ainsi qu'au sud en Saskatchewan (Campbell *et al.*, 2006; Campbell *et al.*, 2007; Hanson et Knox, 2009, 2010, 2012). La forme en éventail du patron de dispersion des grès du Thelon (fig. 4.29), et la présence de clastes à plus de 200km au sud du bassin témoigne d'une dispersion palimpseste et d'un transport de longue distance.

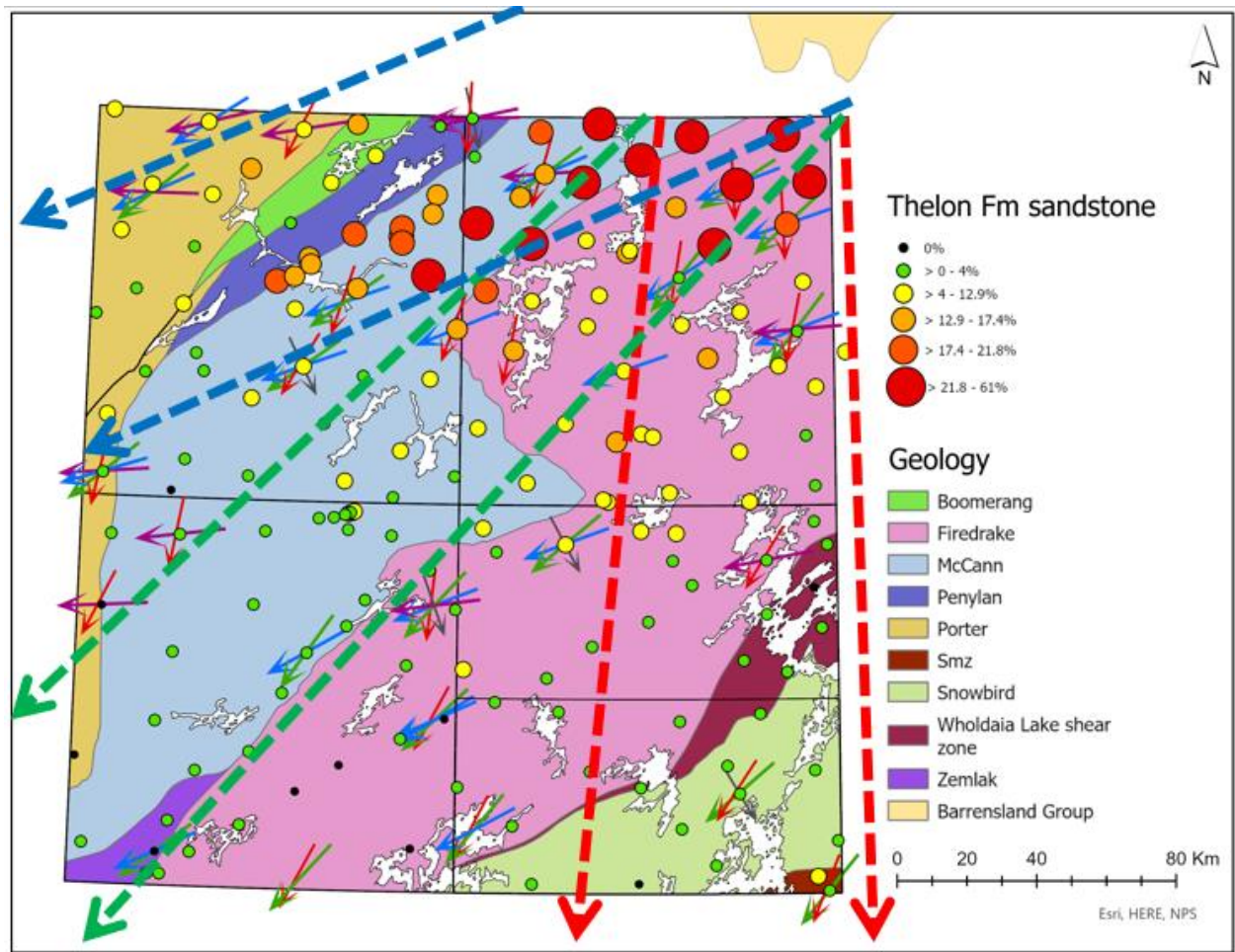


Figure 4.29. Dispersion palimpseste des clastes de grès de la formation de Thelon. Train de dispersion principal (bleu) et trains de dispersion palimpsestes (vert et rouge) interprétés.

L'ensemble des résultats pour le transect idéal ne diffère pas de ce qui a été obtenu dans les autres transects. La diminution du ratio sable/(silt+argile) est généralement équivalente à la diminution du nombre de clastes de grès de Thelon. La seule exception est l'échantillon 16CBB-C318A01 (61% de grès de Thelon à 29km du contact) qui a été récolté dans un till continu fuselé de faible relief, dont la partie sommitale a été légèrement remaniée par l'eau d'un lac proglaciaire. La partie échantillonnée ne semble pas avoir été affectée par ce remaniement. C'est un des rares échantillons où le ratio sable/(silt+argile) diverge de la proportion de grès. La plus grande concentration d'argile et de silt pourrait être due à des facteurs locaux non observés ailleurs.

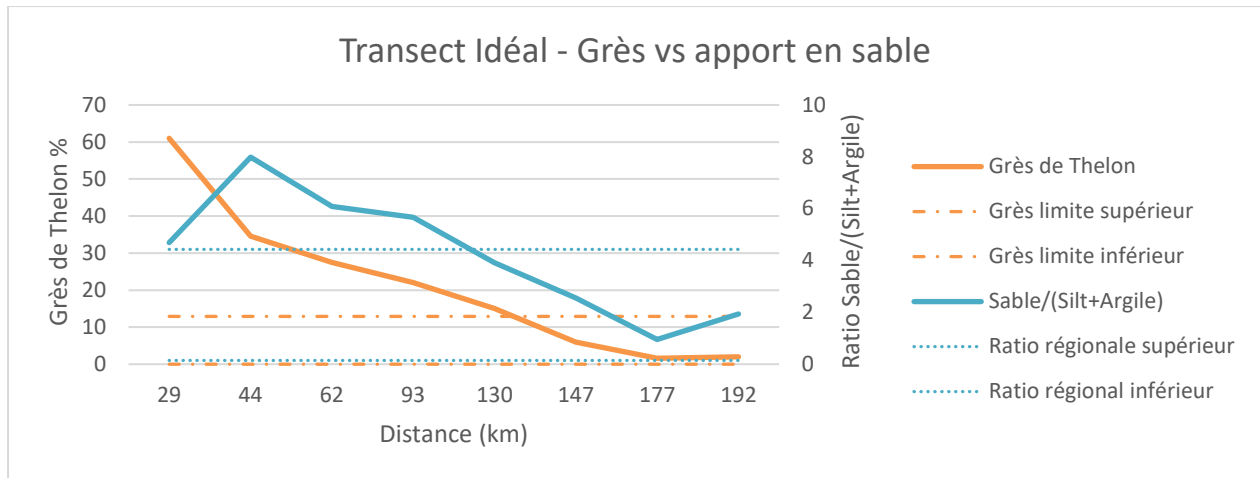


Figure 4.30. Concentration de grès par rapport à la concentration en sable de la matrice le long du transect idéal.

En comparant les patrons de dispersion des clastes de grès et des différentes fractions granulométriques (Fig. 4.30), on peut conclure que la composition sableuse observée dans les dépôts glaciaires des feuillets 75G et 75H provient en grande partie de l'érosion des grès du bassin de Thelon. Les tills plus représentatifs du socle ont une matrice sablo-silteuse. Les variations de l'apport en silice et des concentrations d'aluminium dans la matrice des tills régionaux sont aussi en grande partie explicables par la dispersion glaciaire des grès provenant du bassin de Thelon et de l'érosion du socle.

Le SiO_2 est un indicateur imparfait pour caractériser la dispersion provenant de l'érosion de ce bassin, car il comprend dans ses teneurs totales la part de SiO_2 provenant de l'érosion des autres roches cristallines qui forment le socle. L' Al_2O_3 quant à lui, peut être utile dans cet exercice de traçage, car il permet de quantifier l'incorporation de toutes ces lithologies du socle, sans toutefois comprendre l'érosion des grès qui ne contiennent pas ou peu de cet oxyde. Le ratio $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ forme donc un indicateur dont le comportement est le plus susceptible de caractériser la dispersion glaciaire des grès (Fig. 4.31). Dans tous les transects, la variation des concentrations en clastes de grès était équivalente aux variations du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Cela indique que pour une source de cette composition et cette envergure, la dispersion de la fraction fine est semblable à celle de la dispersion de la fraction grossière (clastes).

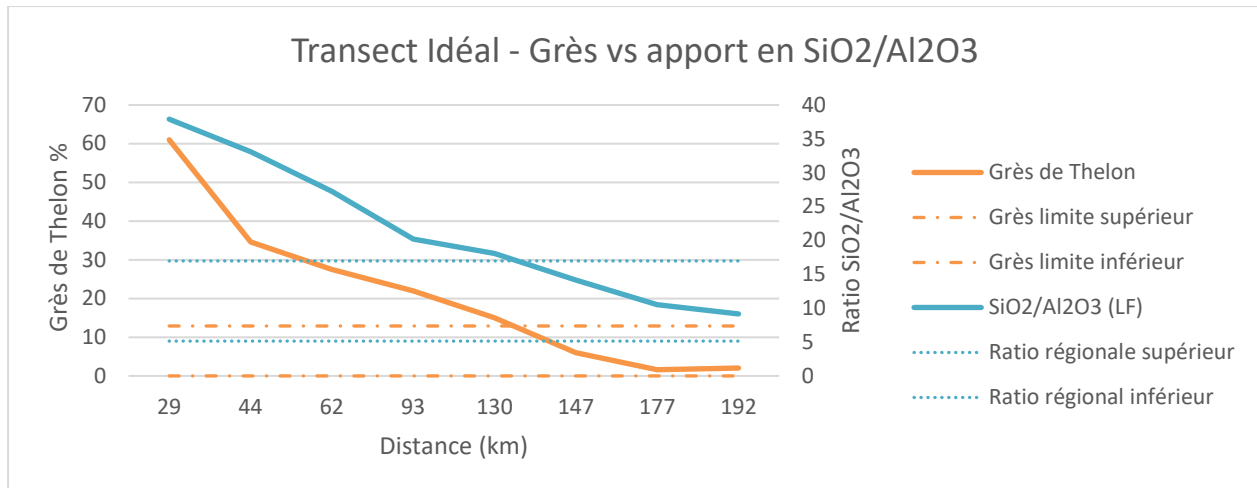


Figure 4.31. Concentration en grès par rapport au ratio SiO₂/Al₂O₃ le long du transect idéal.

Selon les distances de transports mesurées, les concentrations en grès supérieur à 50% qu'on retrouve à plus de 29 km de leur origine supposée suggèrent que le till de surface n'est pas représentatif de la composition du socle local, à tout le moins en partie significative. Ce till reflète donc une forte proportion de débris de provenance distale. Selon les contacts géologiques définis et les courbes modélisées de dispersion définies dans ce chapitre, il y aurait un déplacement minimum de 7 km entre la concentration maximum théorique d'indicateurs en surface et le contact proximal de leur source lithologique. Bien qu'il soit possible que le contact géologique soit plus proximal que considéré ici (interprétation de Cecile (1973)), ou encore que d'autres unités de grès non cartographiées soient présentes dans ce secteur, l'ensemble de ces résultats indiquent que ces valeurs de transport sont probablement réalistes. Un échantillonnage plus dense et couvrant un plus grand territoire pourrait éventuellement préciser les valeurs obtenues ici.

L'ensemble des indicateurs utilisés pour estimer la dispersion glaciaire provenant du bassin de Thelon présente un patron de dispersion en forme d'éventail. Cela reflète fort probablement la dynamique entre les variations successives dans le sens horaire des directions d'écoulement glaciaire dans le temps et la position du bassin situé précisément à l'extrémité nord-est de la zone d'étude. La dynamique glaciaire et l'emplacement des affleurements par rapport au centre de partage des glaces sont parmi les principaux facteurs contrôlant l'orientation et l'étendue d'un train de dispersion (McMartin et Paulen, 2009). La morphologie des patrons de dispersion semble refléter la variation horaire successive des directions d'écoulement dans le temps par rapport à la position géographique du bassin de Thelon qui est situé à

l'extrémité nord-est de notre secteur d'étude. Ces observations concorderaient avec ceux réalisés par McMartin et Henderson (2004) sur l'existence d'un centre de dispersion glaciaire mobile. Ce centre de dispersion devait être actif au nord de la zone d'étude à un moment où la glace était en croissance afin de permettre l'écoulement vers le sud, puis s'est subséquemment déplacé vers le l'est ou le sud-est pour atteindre sa dernière position connue. Ce déplacement expliquerait la variation horaire de l'écoulement et son reflet au travers des patrons de dispersion provenant du bassin de Thelon. La dispersion glaciaire palimpseste témoigne d'une dynamique glaciaire complexe dans le Craton de Rae Sud et non d'un écoulement simple divergent.

4.9 Implication pour l'industrie minière

L'utilisation de marqueurs lithologiques et géochimiques afin de mesurer le transport glaciaire jumelé à l'interprétation de séquences d'écoulement complexes a permis d'identifier plusieurs facteurs pouvant avoir un impact sur l'interprétation des levés de glacio-prospection conduits par l'industrie. Il est important de rappeler que les conclusions qui dérivent de l'étude en termes de distance de transport des fractions fines et grossières ne sont applicables qu'à une source ayant des caractéristiques spécifiques en termes d'envergure, de position géographique, de dureté et de résistance au transport glaciaire. Les traits distinctifs des grès du bassin de Thelon par rapport aux autres unités géologiques avoisinantes ont permis de la tracer plus facilement sur de plus grandes distances. Les zones minéralisées qui seront visées par un levé de glacio-prospection auront assurément une taille inférieure et des caractéristiques compositionnelles différentes de celles des grès de Thelon. Néanmoins, on peut supposer que les estimations de transport déterminées pour les grès s'approchent de la limite supérieure des distances de transport pour les autres éléments de la géologie régionale.

Le mouvement régional dominant quant à l'érosion et au transport des sédiments glaciaires est orienté vers le SO. Le mouvement ancien vers le sud a également exercé une influence considérable sur le transport des clastes. Ce mouvement régional principal vers le SO ne concorde pas nécessairement avec l'orientation prédominante des formes de terrain macroscopique. La variation dans le sens horaire des mouvements glaciaires successifs et le réentraînement des sédiments érodés favorisent le développement de trains de dispersion en forme d'éventail. La présence de trains de dispersion palimpsestes et leur possible impact sur la dispersion glaciaire doivent être tenu en compte dans la planification et

l'interprétation d'un levé de till. Le quadrant de recherche pour la source d'une anomalie en amont glaciaire se situe préférentiellement entre 350°N et 100°N dans les secteurs couverts par les phases nord-sud à est-ouest.

Parallèlement à l'écoulement principal, les concentrations d'indicateurs ont un comportement semblable à celui prédit par le modèle de décroissance exponentielle. Le till de surface ne semble pas d'origine locale et une part considérable de la composition de la matrice est due à l'apport résiduel des mouvements glaciaires précédents. Selon les estimations obtenues à l'aide de la modélisation du transport glaciaire, la majeure partie des composantes du till de surface a subi un déplacement minimum se situant entre <1,5 km à 7km depuis leurs sources. Les distances de transport sont équivalentes pour les fractions fine et grossière dans les feuillets 75G et 75H. L'absence d'indicateurs facilement identifiables dans les feuillets 75A et 75B n'a pas permis de statuer sur la nature locale ou distale du till dans ces feuillets. Toutefois, l'identification en faible quantité de marqueurs lithologiques comme les clastes de grès de Thelon ou de la formation de Pitz dans ces feuillets implique une dispersion de longue distance d'une petite fraction du till de surface.

CONCLUSION

Ce projet de maîtrise s'est déroulé dans le cadre du programme de géocartographie de l'énergie et des minéraux (GEM-2) de la Commission géologique du Canada (CGC) qui visait une mise à jour des connaissances géoscientifiques de la partie sud-est des Territoire du Nord-Ouest. Le projet porte principalement sur l'histoire glaciaire du Craton de Rae Sud par l'entremise d'une étude cartographique détaillée de la nature des sédiments de surface et leur distribution dans la région du lac Wholdaia Sud (feuillelet SNRC 75A-Sud). L'échantillonnage des tills, les différentes analyses compositionnelles et la cartographie des indicateurs de mouvements glaciaires ont permis de contraindre la dynamique glaciaire à l'échelle régionale (feuillet SNRC 75A-B-G-H).

Le Craton de Rae Sud est une région peu accessible ayant le potentiel d'abriter des ressources minérales. Une imposante couverture sédimentaire glaciaire couvre cependant le sous-bassement rocheux et masque de potentielles zones minéralisées. La faible densité d'informations ne permet pas aux acteurs agissant dans la région d'effectuer des décisions éclairées en ce qui trait au potentiel en ressources minérales, au développement d'infrastructures et l'utilisation du territoire. L'objectif de ce mémoire était de pallier à ce manque d'informations grâce à la caractérisation de la nature des dépôts meubles et des principaux assemblages morpho-sédimentaires présents dans le secteur du Lac Wholdaia Sud (SNRC 75A-Sud), à l'établissement d'une chronologie des différents écoulements glaciaires et en contraignant les distances de transport glaciaire à l'échelle régionale.

L'objectif de la caractérisation des dépôts meubles a été atteint via la production d'une carte des sédiments de surface du feuillelet 75A-Sud qui a été subséquentement publiée par la CGC (carte géoscientifique du Canada 342). La nature, la composition et la distribution des dépôts meubles ont été détaillées à l'échelle du 1 : 100 000. Des efforts considérables ont été mis pour la production de cette carte via la photo-interprétation de 144 photos aériennes et d'images satellitaires suivis d'une validation de terrain s'étendant sur les étés 2015 et 2016. L'effort de cartographie du secteur du lac Wholdaia sud a permis de montrer que la région est couverte d'une importante quantité d'accumulation de till mince et épais. Les dépôts organiques sont également très présents et couvrent systématiquement les dépôts meubles dans toutes les dépressions topographiques. Le territoire est traversé par un réseau de corridors d'eaux de fonte et d'eskers espacés régulièrement et orientés vers le sud-ouest, impliquant un retrait de

la marge glaciaire vers le nord-est. L'identification de concentrations abondantes de blocs littoraux a permis d'identifier les vestiges de lacs proglaciaires de courte durée dans les régions du lac Wignes et Scott.

Les travaux sur le feuillet 75A-Sud s'inscrivaient dans un projet de cartographie à plus grande échelle qui comprenait les feuillets 75A-B-G-H. L'analyse à grande échelle des formes de terrain via l'imagerie satellitaire ou par l'entremise de photos aériennes sur l'ensemble des feuillets a permis d'identifier les phases d'écoulement glaciaire ayant marqué le modelé géomorphologique à l'échelle régionale. Le recensement des indicateurs d'écoulement sur les affleurements rocheux lors des travaux de cartographie sur le terrain a permis d'établir le sens des écoulements ainsi que leur chronologie relative. La combinaison de l'analyse des formes d'érosion et de déposition a permis de définir au minimum 4 phases d'écoulement glaciaire sur le territoire couvert par la carte du lac Wholdaia Sud et au moins 5 phases d'écoulement glaciaire distinctes à l'échelle régionale (SNRC 75A-B-C-D). Le plus ancien mouvement répertorié porte une orientation NO -SE. Les marques indiquant sa présence sont sporadiques, mal définies et ne permettent pas d'assigner un sens à cet écoulement ancien. Quelques marqueurs témoignent d'un épisode d'écoulement orienté vers le sud présent sur tout le territoire à l'étude. Cette phase a été suivie par des écoulements orientés vers le S-SO et l'O-SO respectivement. Ce sont les principales directions d'écoulement à avoir eu une incidence majeure sur la morphologie des sédiments de surface. Le dernier épisode d'écoulement glaciaire orienté vers l'ouest est seulement visible à partir de la moitié nord des feuillets 75A et B.

L'un des principaux apports de ce mémoire est l'identification au chapitre 4 de trains de dispersion palimpsestes concordants avec la séquence d'écoulement glaciaire régionale définis au chapitre 3. Les résultats viennent appuyer l'hypothèse de McMartin et Henderson (2004) concernant la présence d'un centre de partage des glaces mobile dans le secteur du Keewatin lors de la dernière période glaciaire. Ces patrons de dispersion glaciaires ont été repérés dans les fractions grossière et fine des tills. L'analyse géochimique et lithologique des échantillons de surface a permis de définir la nature allochtone du till. Le transport régional est d'ordre plurikilométrique et le type de dispersion s'apparente au modèle de décroissance exponentielle. La direction de dispersion régionale dominante est orientée vers le sud-ouest et résulte de la succession et la variation des écoulements dans le sens horaire, du sud jusqu'à l'ouest. Une autre observation importante réalisée au cours de ce travail est que la puissance et l'orientation du transport glaciaire ne concorde pas nécessairement avec le modelé glaciaire visible en surface. Une

analyse holistique de la dynamique glaciaire régionale devrait être conduite afin de bien cerner les principaux vecteurs de transport.

Plusieurs pistes de recherche devraient être poursuivies afin d'améliorer la définition du cadre quaternaire de cette région, entre autres :

- Une analyse détaillée de la dynamique glaciaire dans les feuillets 75G et 75H afin de mieux cerner l'évolution du centre de partage des glaces du Keewatin;
- La cartographie des paléolacs glaciaires ayant couvert la région de Rae Sud et leurs impacts sur la géomorphologie et la géochimie des sédiments de surface;
- Un échantillonnage du till ciblé afin de déterminer l'impact des différentes zones morpho-sédimentaire sur la distance de transport du till, autant à l'échelle régionale que locale;
- Une analyse détaillée de la géochimie du till afin de mettre en lumière la présence d'unités géologiques non cartographiées, de divers processus géologiques ou de zones minéralisés ou masqués par les sédiments de surfaces;
- Mises en commun des résultats des échantillons de fonds de lacs, de géochimie de la fraction fine du till, des minéraux indicateurs, des résultats de cartographie du socle rocheux et des levés géophysiques afin de définir des zones de prospectivité.

L'analyse de la distribution des sédiments de surface ainsi que la quantification du transport glaciaire régional témoigne d'une histoire glaciaire complexe dans ce secteur du Keewatin. Les conclusions tirées lors de la réalisation de ce projet de maîtrise devraient permettre d'optimiser la planification et l'interprétation des futurs levés de glacio-prospection entrepris dans cette région.

ANNEXE A

Carte de la géologie du Quaternaire – Feuille 75A-Sud – Lac Wholdaia Sud

Titre : Surficial geology, Wholdaia Lake south, Northwest Territories, NTS 75-A south

Source : Commission géologique du Canada, Carte géoscientifique du Canada 342, 2018, 1 feuille,
<https://doi.org/10.4095/306373>

ANNEXE B

Description des indicateurs d'écoulement glaciaire

STATIONID	PFLOWID	EASTING	NORTHIN G	PFFEATURE	PFSense	MAINDIR	RELAGE	RELATION	BEDSURF	CONFIDENCE	Azimuth
15CBB-C004	15CBB-C004A01	548937	6656522	striations	known	F	0		top	medium	231
15CBB-C004	15CBB-C004A02	548937	6656522	striations	known	T	0	top	top	high	223
15CBB-C007	15CBB-C007B01	444830	6732982	micro-striations	known	F	0	none	top	medium	236
15CBB-C008	15CBB-C008A01	445013	6733075	roches moutonnees	known	F	0		top	medium	243
15CBB-C008	15CBB-C008A02	445013	6733075	striations	known	T	4	in relative high position	on side	high	259
15CBB-C008	15CBB-C008A03	445013	6733075	crescentic gouges	known	F	3	cross-cutting	stoss slope	medium	221
15CBB-C017	15CBB-C017B01	476468	6751712	striations crescentic gouges roches moutonnees	known	T	2	cross-cutting		high	250
15CBB-C017	15CBB-C017B02	476468	6751712	striations	known	F	0		flat	medium	230
15CBB-C017	15CBB-C017B03	476468	6751712	crescentic gouges	known	F	1	deep	stoss slope	medium	152
15CBB-C015	15CBB-C015B01	452868	6756362	striations roches moutonnees	known	F	1	on protected surface	stoss slope	medium	222
15CBB-C015	15CBB-C015B02	452868	6756362	striations grooves roches moutonnees chattermarks	known	F	2	top	stoss slope	high	255
15CBB-C015	15CBB-C015B03	452868	6756362	striations	known	F	2	in relative high position	top	high	262
15CBB-C015	15CBB-C015B04	452868	6756362	striations	unknown	F	0	on protected surface	top	low	279
15CBB-C019	15CBB-C019A01	466603	6654207	striations	known	F	0	none	flat	medium	208
15CBB-C020	15CBB-C020A01	497675	6654275	striations	known	F	0		top	medium	224
15CBB-C022	15CBB-C022A01	534294	6747256	striations	known	T	2	above protected surface	top	high	259
15CBB-C022	15CBB-C022A02	534294	6747256	striations	known	F	1	on protected surface	top	high	211
15CBB-C037	15CBB-C037A01	402132	6720713	striations	known	T	2	above protected surface	top	high	241
15CBB-C037	15CBB-C037A02	402132	6720713	striations	known	F	1	in relative low position	side	medium	216

STATIONID	PFLOWID	EASTING	NORTHIN G	PFFEATURE	PFSENSE	MAINDIR	RELAGE	RELATION	BEDSURF	CONFIDENCE	Azimuth
15CBB-C038	15CBB-C038B01	430710	6717003	striations grooves	known	T	0		flat	high	249
15CBB-C040	15CBB-C040B01	418954	6735785	grooves striations roches moutonnees	known	T	0		top	high	249
15CBB-C044	15CBB-C044A01	427140	6743538	grooves	unknown	F	0	lee surface	flat	low	279
15CBB-C044	15CBB-C044A02	427140	6743538	striations grooves roches moutonnees	known	T	2	cross-cutting	top	high	241
15CBB-C044	15CBB-C044A03	427140	6743538	striations	known	F	1	cross-cutting	top	low	201
15CBB-C045	15CBB-C045B01	426478	6754143	striations grooves chattermarks crescentic fractures	known	T	2	cross-cutting	stoss slope	high	249
15CBB-C045	15CBB-C045B02	426478	6754143	micro-striations	known	F	1	on protected surface	top	low	213
15CBB-C045	15CBB-C045B03	426478	6754143	micro-striations	known	F	3	cross-cutting	top	medium	263
15CBB-C053	15CBB-C053B01	358469	6663750	striations grooves	known	T	0		top	high	234
15CBB-C053	15CBB-C053B02	358469	6663750	striations	known	F	0		top	low	246
15CBB-C054	15CBB-C054A01	367884	6667631	striations	known	T	1	cross-cutting	stoss slope	high	240
15CBB-C054	15CBB-C054A02	367884	6667631	striations	known	F	2	cross-cutting	on side	low	262
15CBB-C061	15CBB-C061B01	367553	6675544	striations crescentic gouges	known	F	0		stoss slope	high	252
15CBB-C073	15CBB-C073B01	505233	6755076	striations	known	F	2	in relative high position	stoss slope	high	262
15CBB-C073	15CBB-C073B02	505233	6755076	crescentic gouges	known	F	2				270
15CBB-C073	15CBB-C073B03	505233	6755076	striations	known	F	1	in relative low position	stoss slope	medium	208
15CBB-C068	15CBB-C068B01	540080	6715231	striations	known	F	0		top	medium	247
15CBB-C067	15CBB-C067B01	547672	6739461	striations roches moutonnees	known	F	1	cross-cutting	top	high	254
15CBB-C067	15CBB-C067B02	547672	6739461	striations	known	F	0		top	medium	272
15CBB-C067	15CBB-C067B03	547672	6739461	striations	known	T	2	top	top	medium	264
15CBB-C077	15CBB-C077A01	526270	6680172	striations	known	T	0		top	high	217

STATIONID	PFLOWID	EASTING	NORTHIN G	PFFEATURE	PFSENSE	MAINDIR	RELAGE	RELATION	BEDSURF	CONFIDENCE	Azimuth
15CBB-C080	15CBB-C080A01	532315	6703192	striations grooves	known	T	0		flat	high	243
15CBB-C081	15CBB-C081A01	522964	6688135	crescentic gouges	known	F	0		top	medium	239
15CBB-C096	15CBB-C096A01	451211	6675552	striations grooves	known	F	0		top	high	222
15CBB-C096	15CBB-C096A02	451211	6675552	roches moutonnees	known	F	1				254
15CBB-C096	15CBB-C096A03	451211	6675552	crescentic gouges	known	F	0	cross-cutting	stoss slope	high	186
15CBB-C096	15CBB-C096A04	451211	6675552	striations grooves	known	T	2	in relative low position			240
15CBB-C097	15CBB-C097A01	448371	6674721	striations	unknown	F	0		flat	low	141
15CBB-C098	15CBB-C098A01	447967	6674020	striations	known	T	2	crosscutting	stoss slope	high	223
15CBB-C098	15CBB-C098A02	447967	6674020	striations	known	F	1	cross-cutting	stoss slope	high	206
15CBB-C099	15CBB-C099A01	447001	6673503	striations	known	T	2	cross-cutting			227
15CBB-C099	15CBB-C099A02	447001	6673503	grooves streamlined feature	known	F	1	cross-cutting	stoss slope	medium	241
15CBB-C100	15CBB-C100A01	447002	6673920	chattermarks crescentic gouges crescentic fractures striations	known	T	2	top	top	high	225
15CBB-C100	15CBB-C100A02	447002	6673920	crescentic gouges	known	F	1	on protected surface	lee slope	medium	246
15CBB-C101	15CBB-C101A01	442919	6673348	crescentic gouges chattermarks	known	F	1	cross-cutting	stoss slope	medium	241
15CBB-C101	15CBB-C101A02	442919	6673348	striations	known	T	2	cross-cutting	stoss slope	high	225
15CBB-C102	15CBB-C102A01	444103	6671700	striations	known	T	0		stoss slope	high	227
15CBB-C103	15CBB-C103A01	450351	6669651	striations	known	T	0	top	top	medium	226
15CBB-C119	15CBB-C119A01	343402	6734529	roches moutonnees	known	F	1		top	low	208
15CBB-C119	15CBB-C119A02	343402	6734529	striations crag-and-tail	known	F	2	cross-cutting	top	high	268
15CBB-C125	15CBB-C125B01	365798	6754722	striations	known	T	2	stoss&lee relation			264
15CBB-C125	15CBB-C125B02	365798	6754722	crescentic gouges	known	F	1	lee-side position			192
15CBB-C130	15CBB-C130A01	390383	6755618	roches moutonnees	known	F	0			high	232

STATIONID	PFLOWID	EASTING	NORTHIN G	PFFEATURE	PFSENSE	MAINDIR	RELAGE	RELATION	BEDSURF	CONFIDENCE	Azimuth
15CBB-C130	15CBB-C130A02	390383	6755618	striations	known	T	2	cross-cutting	top	medium	266
15CBB-C135	15CBB-C135A01	438882	6734117	striations crescentic gouges roches moutonnees grooves	known	T	4	top	top	high	249
15CBB-C135	15CBB-C135A02	438882	6734117	striations	known	F	1	on protected surface	flat	medium	187
15CBB-C135	15CBB-C135A03	438882	6734117	striations	known	F	2	on protected surface	on side	medium	201
15CBB-C135	15CBB-C135A07	438882	6734117	striations grooves	known	F	0		flat	low	223
15CBB-C135	15CBB-C135A04	438882	6734117	striations	known	F	5	cross-cutting	top	high	263
15CBB-C135	15CBB-C135A05	438882	6734117	striations	known	F	3	on protected surface	on side	high	237
15CBB-C135	15CBB-C135A06	438882	6734117	striations	known	F	0	cross-cutting	flat	medium	161
15CBB-C143	15CBB-C143A01	400324	6655976	striations chattermarks	known	F	1	on protected surface	flat	medium	209
15CBB-C143	15CBB-C143A02	400324	6655976	striations	known	T	2	top	top	high	223
15CBB-C146	15CBB-C146A01	442259	6677151	micro-striations	known	F	0	in relative low position	flat	low	199
15CBB-C146	15CBB-C146A02	442259	6677151	striations	known	F	0	top	flat	high	239
15CBB-C147	15CBB-C147A01	450281	6669825	roches moutonnees	known	F	1	cross-cutting	top	high	208
15CBB-C147	15CBB-C147A02	450281	6669825	grooves striations	known	T	2	cross-cutting	stoss slope	high	220
15CBB-C147	15CBB-C147A03	450281	6669825	grooves	known	F	0	cross-cutting	on side	low	242
15CBB-C155	15CBB-C155A01	438828	6701219	striations	known	F	1		top	medium	209
15CBB-C155	15CBB-C155A02	438828	6701219	striations	known	T	2	cross-cutting	top	high	227
15CBB-C155	15CBB-C155A03	438828	6701219	striations striations	known	F	3	cross-cutting	top	high	239
15CBB-C155	15CBB-C155A04	438828	6701219	micro-striations	known	F	4	cross-cutting	flat	high	246
15CBB-C180	15CBB-C180A01	552236	6652530	groove	known	T	2		stoss slope	medium	219
15CBB-C180	15CBB-C180A02	552236	6652530	roches moutonnees	known	F	1			medium	201
15CBB-C008	15CBB-C008A04	445013	6733075	crescentic gouges	known	F	2	cross-cutting	stoss slope	medium	199

STATIONID	PFLOWID	EASTING	NORTHIN G	PFFEATURE	PFSense	MAINDIR	RELAGE	RELATION	BEDSURF	CONFIDENCE	Azimuth
15CBB-C130	15CBB-C130A03	390383	6755618	striations	known	F	3	cross-cutting	top	high	278
15CBB-L001	15CBB-L001A01	450163	6569572	crescentic gouges	known	F			stoss slope	medium	220
15CBB-L001	15CBB-L001A02	450163	6569572	roches moutonnees	known	F				high	270
15CBB-L001	15CBB-L001A03	450163	6569572	roches moutonnees	known	F				medium	252
15CBB-L002	15CBB-L002A01	450205	6569664	grooves	unknown	F			flat	high	274
15CBB-L006	15CBB-L006B01	539544	6665345	micro-striations	unknown	F			top	low	301
15CBB-L006	15CBB-L006B02	539544	6665345	roches moutonnees	known	T				high	221
15CBB-L002	15CBB-L002A02	450205	6569664	crescentic fractures	known	F				medium	272
15CBB-L012	15CBB-L012A01	498024	6681766	striations grooves	known	T			on side	high	233
15CBB-L015	15CBB-L015A01	512751	6739978	striations grooves	known	T			top	high	249
15CBB-L017	15CBB-L017A01	456209	6706550	micro-striations	known	F		in relative low position	top	high	237
15CBB-L023	15CBB-L023B01	343703	6648188	striations	known	T	0		top	high	212
15CBB-L044	15CBB-L044A01	374614	6661281	grooves roches moutonnees	known	T		top	top	medium	222
15CBB-L047	15CBB-L047A01	526366	6680403	crescentic gouges	known	F					207
15CBB-L047	15CBB-L047A02	526366	6680403	crescentic gouges	known	F					229
15CBB-L047	15CBB-L047A03	526366	6680403	crescentic gouges crescentic gouges	known	F			on side	high	149
15CBB-L047	15CBB-L047A04	526366	6680403	grooves	known	F			top	high	213
15CBB-L048	15CBB-L048A01	525582	6674328	roches moutonnees	known	F				high	269
15CBB-L049	15CBB-L049A01	357882	6659727	striations roches moutonnees	known	T			top	high	232
15CBB-L049	15CBB-L049A02	357882	6659727	crescentic gouges	known	F			on side	medium	160
15CBB-L056	15CBB-L056A01	445928	6672639	striations grooves roches moutonnees crescentic fractures	known	T			top	high	225
15CBB-L012	15CBB-L012A02	498024	6681766	striations	known	F	0	cross-cutting	lee slope	high	203

STATIONID	PFLOWID	EASTING	NORTHIN G	PFFEATURE	PFSense	MAINDIR	RELAGE	RELATION	BEDSURF	CONFIDENCE	Azimuth
15CBB-L012	15CBB-L012A03	498024	6681766	striations crescentic gouges	known	F			lee slope	high	250
15CBB-L026	15CBB-L026B01	343430	6647753	striations	known	T			top	high	208
16CBB-C201	16CBB-C201A01	415345	6760927	grooves	known	T	0		stoss slope	high	251
16CBB-C201	16CBB-C201A02	415345	6760927	grooves	unknown	F	0		top	low	231
16CBB-C205	16CBB-C205A01	426906	6765412	striations grooves crescentic gouges	known	F	1	on protected surface	top	high	247
16CBB-C205	16CBB-C205A02	426906	6765412	striations micro-striations crescentic gouges	known	T	2	cross-cutting	top	high	279
16CBB-C226	16CBB-C226A01	349117	6842083	striations	unknown	F	0		flat	medium	240
16CBB-C227	16CBB-C227A01	346335	6847319	striations	unknown	T	2			high	250
16CBB-C227	16CBB-C227A02	346335	6847319	striations	known	F	1			low	218
16CBB-C227	16CBB-C227A03	346335	6847319	striations	known	F	3		lee slope	high	262
16CBB-C234	16CBB-C234A01	370534	6806761	striations	known	F	3			high	250
16CBB-C234	16CBB-C234A02	370534	6806761	striations chattermarks	known	T	2	cross-cutting	stoss slope	high	236
16CBB-C234	16CBB-C234A03	370534	6806761	striations crescentic gouges	known	F	1	cross-cutting	stoss slope		220
16CBB-C240	16CBB-C240A01	413124	6769883	striations roches moutonnees	known	T	0		top	high	247
16CBB-C242	16CBB-C242A01	401229	6802808	striations	known	F	2		top	medium	235
16CBB-C242	16CBB-C242A02	401229	6802808	micro-striations striations roches moutonnees	known	T	3		flat	medium	251
16CBB-C242	16CBB-C242A03	401229	6802808	grooves	known	F	1		stoss slope	low	155
16CBB-C242	16CBB-C242A04	401229	6802808	striations	unknown	F	1	on protected surface	top	low	212
16CBB-C244	16CBB-C244A01	445380	6813530	striations	known	T	2		stoss slope	high	248
16CBB-C244	16CBB-C244A02	445380	6813530	grooves	known	F	1	in relative high position	stoss slope	low	200
16CBB-C250	16CBB-C250A01	444542	6771197	striations micro-striations grooves roches moutonnees	known	T	2		top		257
16CBB-C250	16CBB-C250A02	444542	6771197	micro-striations striations	known	F	1		on side	high	246

STATIONID	PFLOWID	EASTING	NORTHIN G	PFFEATURE	PFSENSE	MAINDIR	RELAGE	RELATION	BEDSURF	CONFIDENCE	Azimuth
16CBB-C257	16CBB-C257A01	401519	6870911	roches moutonnees	known	F		1 on protected surface	stoss slope	medium	207
16CBB-C257	16CBB-C257A02	401519	6870911	grooves	known	F		2 on protected surface	stoss slope	high	261
16CBB-C260	16CBB-C260A01	374274	6872950	striations	known	F		1 on protected surface	stoss slope	medium	238
16CBB-C260	16CBB-C260A02	374274	6872950	striations grooves roches moutonnees	known	T		2 in relative high position	top	high	257
16CBB-C265	16CBB-C265A01	449970	6873891	micro-striations grooves roches moutonnees	known	F		3 in relative high position	top	high	258
16CBB-C265	16CBB-C265A02	449970	6873891	striations micro-striations	known	F		4 cross-cutting	stoss slope	high	269
16CBB-C265	16CBB-C265A03	449970	6873891	striations stoss and lee topography chattermarks crescentic fractures	known	F		1 in relative low position	lee slope	high	168
16CBB-C265	16CBB-C265A04	449970	6873891	striations	known	F		2 in relative high position	lee slope	high	184
16CBB-C267	16CBB-C267B01	470537	6857940	striations roches moutonnees	known	F		1		high	196
16CBB-C267	16CBB-C267B02	470537	6857940	striations roches moutonnees grooves	known	T		2	top	high	247
16CBB-C267	16CBB-C267B03	470537	6857940	striations	known	F		0	stoss slope	low	266
16CBB-C267	16CBB-C267B04	470537	6857940	striations	known	F		0 deep	top	medium	234
16CBB-C276	16CBB-C276A01	548014	6768732	striations	known	F		3 top	top	high	276
16CBB-C276	16CBB-C276A02	548014	6768732	micro-striations micro-striations	known	F		1 on protected surface	lee slope	medium	231
16CBB-C276	16CBB-C276A03	548014	6768732	striations roches moutonnees	known	F		2 above protected surface	top	medium	249
16CBB-C277	16CBB-C277B01	545427	6783004	micro-striations striations	known	T		3 top	top	high	267
16CBB-C277	16CBB-C277B02	545427	6783004	striations micro-striations chattermarks roches moutonnees	unknown	F		2 on protected surface	flat	high	253
16CBB-C277	16CBB-C277B03	545427	6783004	micro-striations striations	known	F		1 on protected surface	lee slope	medium	231
16CBB-C280	16CBB-C280A01	493259	6801504	striations	unknown	F		0	flat	medium	251
16CBB-C282	16CBB-C282B01	517240	6805083	striations grooves	known	T		0		high	249
16CBB-C282	16CBB-C282B02	517240	6805083	roches moutonnees	known	F		0 in relative high position	top	medium	239

STATIONID	PFLOWID	EASTING	NORTHIN G	PFFEATURE	PFSense	MAINDIR	RELAGE	RELATION	BEDSURF	CONFIDENCE	Azimuth
16CBB-C284	16CBB-C284A01	512653	6821786	roches moutonnees grooves	known	F	0			medium	247
16CBB-C284	16CBB-C284A02	512653	6821786	micro-striations	known	F	0		lee slope	low	229
16CBB-C289	16CBB-C289B01	537577	6802919	striations	known	T	1	low relative position		high	250
16CBB-C289	16CBB-C289B02	537577	6802919	micro-striations striations	known	F	2	top of outcrop	top	high	262
16CBB-C297	16CBB-C297A01	526464	6818471	striations	known	T	3			high	265
16CBB-C297	16CBB-C297A02	526464	6818471	striations	known	F	1	on protected surface	lee slope	medium	185
16CBB-C297	16CBB-C297A03	526464	6818471	striations	known	F	2	deep	flat	medium	251
16CBB-C298	16CBB-C298A01	509012	6828257	striations roches moutonnees	known	F	1	on protected surface	top	high	189
16CBB-C298	16CBB-C298A02	509012	6828257	striations	known	T	2	in relative high position	top	high	237
16CBB-C298	16CBB-C298A03	509012	6828257	striations grooves	known	F	0	low relative position	lee slope	high	219
16CBB-C301	16CBB-C301A01	525641	6854926	striations	known	T	2		top	high	237
16CBB-C301	16CBB-C301A02	525641	6854926	striations	known	F	1	on protected surface	top	low	177
16CBB-C301	16CBB-C301A03	525641	6854926	striations	known	F	0	on protected surface	top	medium	249
16CBB-C310	16CBB-C310B01	539948	6843599	striations grooves	known	T	3		top	high	251
16CBB-C310	16CBB-C310B02	539948	6843599	striations	known	F	2	deep	top	low	227
16CBB-C310	16CBB-C310B03	539948	6843599	striations	known	F	1	deep	top	low	177
16CBB-C320	16CBB-C320A01	448111	6855617	striations	known	T	3	cross-cutting		high	250
16CBB-C320	16CBB-C320A02	448111	6855617	micro-striations roches moutonnees	known	F	1	on protected surface	lee slope	medium	204
16CBB-C320	16CBB-C320A03	448111	6855617	striations	known	F	2	on protected surface	lee slope	medium	238
16CBB-C320	16CBB-C320A04	448111	6855617	striations	unknown	F	0	on protected surface	flat	low	222
16CBB-C324	16CBB-C324B01	469374	6870036	striations roches moutonnees grooves	known	T	2		top	high	252
16CBB-C324	16CBB-C324B02	469374	6870036	striations	unknown	F	1	on protected surface	flat	low	178

STATIONID	PFLOWID	EASTING	NORTHIN G	PFFEATURE	PFSENSE	MAINDIR	RELAGE	RELATION	BEDSURF	CONFIDENCE	Azimuth
16CBB-C325	16CBB-C325A01	486184	6872349	striations	known	F		0		high	260
16CBB-C326	16CBB-C326B01	481610	6855547	striations crescentic gouges	known	T		3		high	250
16CBB-C326	16CBB-C326B02	481610	6855547	striations	known	F		1		high	208
16CBB-H201	16CBB-H201A01	406241	6824854	striations	known	T		0	in relative high position		230
16CBB-H201	16CBB-H201A02	406241	6824854	striations	known	F		0	in relative high position		220
16CBB-H202	16CBB-H202A01	406260	6824788	striations	known	T		0	in relative high position		230
16CBB-H203	16CBB-H203A01	405765	6824377	striations	known	T		0	top top	high	246
16CBB-H203	16CBB-H203A02	405765	6824377	striations	unknown	T		0	top top	high	250
16CBB-H204	16CBB-H204A01	393644	6834492	striations	known	T		0	in relative high position flat		260
16CBB-H205	16CBB-H205A01	393541	6833984	striations	known	T		0	top		260
16CBB-H206	16CBB-H206A01	393760	6833542	striations	known	T		0	in relative high position top	high	249
16CBB-H207	16CBB-H207A01	394138	6833477	grooves	known	F		0	in relative high position top	low	250
16CBB-H212	16CBB-H212A01	392547	6831533	striations	known	T		0	in relative high position		243
16CBB-H216	16CBB-H216A01	391697	6830530	grooves	known	T		0	in relative high position		243
16CBB-H217	16CBB-H217A01	393868	6830936	striations	known	T		0	in relative high position		240
16CBB-H219	16CBB-H219A01	393897	6834312	striations	known	T		0	top		244
16CBB-H221	16CBB-H221A01	394636	6834235	striations grooves	known	T		0	in relative high position		257
16CBB-H222	16CBB-H222A01	395040	6834038	grooves striations	known	T		0	in relative low position stoss slope	medium	266
16CBB-H223	16CBB-H223A01	395601	6833567	striations grooves	known	T		0	in relative low position stoss slope	high	257
16CBB-H224	16CBB-H224A01	394877	6832955	striations	known	T		0	in relative low position stoss slope	high	253
16CBB-H225	16CBB-H225A01	398489	6831835	striations grooves	known	T		0	in relative low position stoss slope	high	242
16CBB-H226	16CBB-H226A01	398033	6832005	striations	known	T		0	in relative low position top	medium	243

STATIONID	PFLOWID	EASTING	NORTHIN G	PFFEATURE	PFSense	MAINDIR	RELAGE	RELATION	BEDSURF	CONFIDENCE	Azimuth
16CBB-H234	16CBB-H234A01	419022	6846121	striations	known	T	0	in relative high position	top	medium	255
16CBB-H235	16CBB-H235A01	420593	6846350	striations	known	T	0	in relative low position	stoss+lee slopes	high	252
16CBB-H236	16CBB-H236A01	420812	6846229	striations	known	T	0	in relative high position	top	medium	239
16CBB-H237	16CBB-H237A01	421066	6846318	striations	known	T	0	in relative high position	top	high	260
16CBB-H238	16CBB-H238A01	421197	6846370	striations	known	T	0	in relative high position	top	high	264
16CBB-H228	16CBB-H228A01	398750	6831172	striations	known	T	0	in relative low position	stoss slope	medium	260
16CBB-H229	16CBB-H229A01	399750	6830025	striations grooves	known	T	0	in relative low position	stoss slope	high	262
16CBB-H231	16CBB-H231A01	439307	6861884	striations roches moutonnees	known	T	0	in relative low position	stoss slope	medium	277
16CBB-H233	16CBB-H233A01	417735	6844572	striations	known	F	0	in relative high position	top	medium	234
16CBB-H233	16CBB-H233A02	417735	6844572	striations	known	F	0	in relative high position	top	medium	261
16CBB-H240	16CBB-H240A01	441715	6859829	striations	known	T	0	in relative high position	top	high	259
16CBB-H242	16CBB-H242A01	445818	6861151	striations grooves roches moutonnees	known	T	2	top	top	high	260
16CBB-H242	16CBB-H242A02	445818	6861151	striations grooves	known	F	1	lee-side position	lee slope	high	192
16CBB-H243	16CBB-H243A01	447097	6861891	striations	known	T	0	top	top	high	260
16CBB-H244	16CBB-H244A01	446874	6862410	striations	known	T	0	in relative high position	top	high	260
16CBB-H245	16CBB-H245A01	446598	6862926	striations	known	T	0	top	top	medium	269
16CBB-H246	16CBB-H246A01	367207	6776346	striations	known	F	0	in relative high position	top	medium	253
16CBB-H249	16CBB-H249A01	344814	6789492	striations	known	T	0	in relative high position	stoss slope	high	240
16CBB-H253	16CBB-H253A01	385358	6771485	grooves roches moutonnees	known	F	0	in relative high position	top	low	231
16CBB-H253	16CBB-H253A02	385358	6771485	grooves facets	known	F	2	in relative high position	top	medium	243
16CBB-H253	16CBB-H253A03	385358	6771485	roches moutonnees	known	F	1	lee-side position	lee slope	low	193
16CBB-H254	16CBB-H254A01	343820	6772831	grooves	known	F	0	in relative high position	stoss slope	high	267

STATIONID	PFLOWID	EASTING	NORTHIN G	PFFEATURE	PFSense	MAINDIR	RELAGE	RELATION	BEDSURF	CONFIDENCE	Azimuth
16CBB-H256	16CBB-H256A01	398971	6828508	striations	known	T	0	top	top	high	254
16CBB-H249	16CBB-H249A02	344814	6789492	grooves	known	F	0	in relative high position	top	low	252
16CBB-H254	16CBB-H254A02	343820	6772831	roches moutonnees	known	F	0	in relative high position	top	low	232
16CBB-H254	16CBB-H254A03	343820	6772831	striations	known	F	0	in relative high position	stoss slope	medium	254
16CBB-H254	16CBB-H254A04	343820	6772831	roches moutonnees	known	F	0	in relative high position	top	low	194
16CBB-H261	16CBB-H261A01	375192	6852180	micro-striations striations grooves crescentic fractures	known	T	3	in relative high position	top	high	260
16CBB-H261	16CBB-H261A02	375192	6852180	roches moutonnees	known	F	1	in relative high position	lee slope	low	220
16CBB-H261	16CBB-H261A03	375192	6852180	roches moutonnees	known	F	2	in relative high position	stoss slope	low	244
16CBB-H261	16CBB-H261A04	375192	6852180	micro-striations	known	F	3	cross-cutting	top	medium	272
16CBB-H262	16CBB-H262B01	439272	6849325	striations	known	T	3	in relative high position	top	high	266
16CBB-H262	16CBB-H262B02	439272	6849325	striations grooves	known	F	1	in relative high position	top	high	250
16CBB-H269	16CBB-H269B01	439655	6851936	striations	known	T	3	in relative high position	top	high	260
16CBB-H269	16CBB-H269B02	439655	6851936	striations	known	F	2	lee-side position	lee slope	high	246
16CBB-H269	16CBB-H269B03	439655	6851936	grooves	known	F	1	on protected surface	lee slope	high	206
16CBB-H270	16CBB-H270A01	416870	6872315	striations grooves roches moutonnees	known	T	0	in relative high position	top	high	253
16CBB-H273	16CBB-H273A01	506384	6766475	striations	known	F	1	in relative high position	top	high	253
16CBB-H273	16CBB-H273A02	506384	6766475	striations	known	F	2	in relative high position	top	medium	275
16CBB-H277	16CBB-H277A01	465580	6769488	striations grooves	known	T	0	in relative high position	top	high	251
16CBB-H280	16CBB-H280A01	461541	6807243	grooves	known	F	0	in relative high position	top	medium	192
16CBB-H289	16CBB-H289A01	410813	6824515	striations grooves	known	T	2	in relative high position	stoss slope	high	253
16CBB-H289	16CBB-H289A02	410813	6824515	striations	known	F	1	lee-side position	lee slope	high	140
16CBB-H291	16CBB-H291A01	407156	6826105	striations grooves roches moutonnees	known	T	3	in relative high position	stoss slope	high	247

STATIONID	PFLOWID	EASTING	NORTHIN G	PFFEATURE	PFSENSE	MAINDIR	RELAGE	RELATION	BEDSURF	CONFIDENCE	Azimuth
16CBB-H291	16CBB-H291A02	407156	6826105	roches moutonnees grooves	known	F	2	in relative high position	stoss slope	high	236
16CBB-H291	16CBB-H291A03	407156	6826105	striations	known	F	1	in relative low position	bottom	high	216
16CBB-H292	16CBB-H292A01	407059	6826052	striations grooves	known	T	3	in relative high position	top	high	247
16CBB-H292	16CBB-H292A02	407059	6826052	striations faceted surface	known	F	2	in relative high position	top	high	236
16CBB-H292	16CBB-H292A03	407059	6826052	grooves	known	F	1	on protected surface	lee slope	medium	160
16CBB-H293	16CBB-H293A01	405835	6826037	striations chattermarks	known	T	3	in relative high position	stoss slope	high	246
16CBB-H293	16CBB-H293A02	405835	6826037	striations	known	F	2	in relative high position	top	high	228
16CBB-H293	16CBB-H293A03	405835	6826037	striations	known	F	1	in relative high position	top	high	207
16CBB-H293	16CBB-H293A04	405835	6826037	striations	known	F	0	on protected surface	bottom	medium	236
16CBB-H293	16CBB-H293A05	405835	6826037	striations grooves	known	F	0	in relative high position	stoss slope	high	219
16CBB-H293	16CBB-H293A06	405835	6826037	micro-striations	known	F	0	in relative high position	stoss slope	high	261
16CBB-H294	16CBB-H294A01	405002	6826435	striations grooves	known	T	2	in relative high position	top	high	253
16CBB-H295	16CBB-H295A01	403605	6826796	striations grooves roches moutonnees	known	T	0	in relative high position	top	high	253
16CBB-H296	16CBB-H296A01	403368	6826825	striations	known	F	0	lee-side position	lee slope	high	187
16CBB-H297	16CBB-H297A01	400941	6827449	striations grooves roches moutonnees	known	T	2	in relative high position	top	high	253
16CBB-H297	16CBB-H297A02	400941	6827449	striations grooves	known	F	1	lee-side position	lee slope	high	189
16CBB-H298	16CBB-H298A01	398817	6827022	striations grooves	known	T	2	in relative high position	top	high	247
16CBB-H298	16CBB-H298A02	398817	6827022	striations	known	F	3	in relative high position	top	high	261
16CBB-H298	16CBB-H298A03	398817	6827022	striations grooves	known	F	1	in relative high position	top	low	236
16CBB-H299	16CBB-H299A01	399919	6829033	striations grooves roches moutonnees	known	T	1	in relative high position	top	high	253
16CBB-H299	16CBB-H299A02	399919	6829033	striations	known	F	2	in relative high position	top	high	269
16CBB-H300	16CBB-H300A01	399853	6828397	striations grooves crescentic fractures	known	T	2	in relative high position	top	high	251

STATIONID	PFLOWID	EASTING	NORTHIN G	PFFEATURE	PFSENSE	MAINDIR	RELAGE	RELATION	BEDSURF	CONFIDENCE	Azimuth
16CBB-H300	16CBB-H300A02	399853	6828397	striations grooves roches moutonnees	known	F	1	in relative high position	top	high	238
16CBB-L204	16CBB-L204A01	347237	6876725	striations	known	T	0		top	high	232
16CBB-L206	16CBB-L206A01	357986	6855214	roches moutonnees	known	F	1	cross-cutting	top	medium	240
16CBB-L206	16CBB-L206A02	357986	6855214	striations	known	T	2	cross-cutting	top	high	272
16CBB-L207	16CBB-L207A01	358032	6852762	micro-striations striations	known	F	3		on side	medium	272
16CBB-L207	16CBB-L207A02	358032	6852762	striations crescentic gouges	known	F	2	on protected surface	lee slope	medium	246
16CBB-L207	16CBB-L207A03	358032	6852762	striations	known	F	1	on protected surface	lee slope	high	232
16CBB-L209	16CBB-L209B01	393636	6827294	striations fluting	known	T	3	none	top	high	251
16CBB-L209	16CBB-L209B02	393636	6827294	gouges striations	unknown	F	1	on protected surface	top	high	112
16CBB-L209	16CBB-L209B03	393636	6827294	striations	known	F	2	none	stoss slope	high	231
16CBB-L212	16CBB-L212A01	416815	6825198	striations	known	T	1		stoss slope	medium	243
16CBB-L212	16CBB-L212A02	416815	6825198	grooves	known	F	0	on protected surface	stoss slope	medium	261
16CBB-L218	16CBB-L218A01	498681	6784086	striations grooves	known	T	1		top	high	247
16CBB-L221	16CBB-L221A01	542606	6813394	striations micro-striations crescentic gouges	known	T	3	cross-cutting	top	high	249
16CBB-L221	16CBB-L221A02	542606	6813394	micro-striations	known	F	2	on protected surface	top	medium	217
16CBB-L221	16CBB-L221A03	542606	6813394	striations grooves	known	F	1	on protected surface	on side	high	191
16CBB-L221	16CBB-L221A04	542606	6813394	striations	known	F	4	cross-cutting	flat	high	265
16CBB-L224	16CBB-L224B01	425715	6811983	micro-striations crescentic gouges	known	T	1		top	high	251
16CBB-L227	16CBB-L227B01	398905	6819314	striations	known	F	1	on faceted surface	top	high	220
16CBB-L229	16CBB-L229A01	380287	6849258	grooves roches moutonnees	known	F	1	top	top	medium	210
16CBB-L230	16CBB-L230A01	381078	6850145	striations	known	T	1	top	top	high	252
16CBB-L231	16CBB-L231B01	381637	6850576	striations	known	T	2	cross-cutting	top	high	252

STATIONID	PFLOWID	EASTING	NORTHIN G	PFFEATURE	PFSENSE	MAINDIR	RELAGE	RELATION	BEDSURF	CONFIDENCE	Azimuth
16CBB-L231	16CBB-L231B02	381637	6850576	striations	known	F		1 cross-cutting	top	high	240
16CBB-L237	16CBB-L237A01	424268	6828064	striations roches moutonnees grooves	known	T		0	top	high	261
16CBB-L237	16CBB-L237A02	424268	6828064	striations	known	F		0 on protected surface		high	251
16CBB-L238	16CBB-L238B01	437097	6828867	striations	known	F		0 fine			251
16CBB-L240	16CBB-L240B01	440473	6871685	striations	unknown	F		2 deep	top	high	277
16CBB-L240	16CBB-L240B02	440473	6871685	striations grooves	known	T		1 on protected surface	top	high	260
16CBB-L244	16CBB-L244A01	412862	6823701	striations	known	T		2 top	stoss slope	high	255
16CBB-L244	16CBB-L244A02	412862	6823701	micro-striations	known	F		1 lee-side position	on side	low	199
16CBB-L245	16CBB-L245A01	415921	6823658	striations	known	T		0	stoss slope	high	252
16CBB-L245	16CBB-L245A02	415921	6823658	grooves	known	F		0	stoss slope	high	267
16CBB-L246	16CBB-L246A01	417093	6823610	striations	known	T		0	on side	high	253
16CBB-L247	16CBB-L247A01	416659	6823570	striations	known	F		0	top	medium	237
16CBB-L248	16CBB-L248A01	415529	6822897	striations	known	T		2 cross-cutting	stoss slope	high	252
16CBB-L248	16CBB-L248A02	415529	6822897	striations	known	F		3 cross-cutting	flat	high	265
16CBB-L248	16CBB-L248A03	415529	6822897	striations	known	F		1	top	high	239
16CBB-L249	16CBB-L249A01	414775	6823308	striations micro-striations	known	T		0	top	high	249
16CBB-L250	16CBB-L250A01	413702	6823065	striations	known	T		2 top	top	high	253
16CBB-L250	16CBB-L250A02	413702	6823065	striations	known	F		1 on protected surface	top	high	199
16CBB-L251	16CBB-L251A01	413535	6821358	striations	known	T		4 top	top	high	251
16CBB-L251	16CBB-L251A02	413535	6821358	striations	known	F		2 cross-cutting	on side	high	199
16CBB-L251	16CBB-L251A03	413535	6821358	striations	known	F		1 cross-cutting	on side	medium	179
16CBB-L251	16CBB-L251A04	413535	6821358	striations	known	F		3	top	medium	235

STATIONID	PFLOWID	EASTING	NORTHIN G	PFFEATURE	PFSENSE	MAINDIR	RELAGE	RELATION	BEDSURF	CONFIDENCE	Azimuth
16CBB-L252	16CBB-L252A01	413169	6820498	striations grooves	known	T	0		stoss slope	high	251
16CBB-L253	16CBB-L253A01	409986	6825054	striations grooves	known	T	0	lee-side position	lee slope	high	251
16CBB-L254	16CBB-L254B01	487218	6764529	striations	known	F	0		top	high	242
16CBB-L254	16CBB-L254B02	487218	6764529	striations	known	F	0	lee-side position	top	high	263
16CBB-L254	16CBB-L254B03	487218	6764529	striations	known	F	0	lee-side position	top	medium	256
16CBB-C327	16CBB-C327A01	398993	6828086	grooves chattermarks	known	F	1	on protected surface	flat		227
16CBB-C327	16CBB-C327A02	398993	6828086	striations grooves roches moutonnees crescentric gouges chattermarks	known	T	2	in relative high position	top		247
16CBB-C276	16CBB-C276B04	548014	6768732	roches moutonnees grooves	known	F	0			low	179
16CBB-C279	16CBB-C279B01	521528	6794043	striations	unknown	F	0			low	249

ANNEXE C

Localisation et type d'échantillons, composition pétrologique et granulométrique

SAMPLEID	Type	EASTING	NORTHING	Thelon clast (%)	Pitz clast (%)	Country rock clast (%)	Other clast (%)	wt (%) Pebble	Vol (%) Sand	Vol (%) Silt <63-2um	Vol (%) Clay <2um
14CBB- J004A01	Routine	418407	6799984	3	0	91	7	13	78	21	0
14CBB- S015A01	Routine	341866	6818333	4	0	93	4	9	49	44	6
14CBB- S024A01	Routine	413546	6728325	2	0	94	5	29	74	25	1
14CBB- S039A01	Routine	437395	6744249	4	1	93	3	11	68	30	2
15CBB- C003A01	Routine	554712	6666850	4	0	90	7	14	70	29	1
15CBB- C005A01	Routine	548973	6656500	7	0	90	4	15	67	31	2
15CBB- C007A01	Routine	444830	6732982	3	0	93	4	12	57	39	4
15CBB- C012A01	Routine	456658	6749489	4	0	97	0	13	67	31	2
15CBB- C015A01	Routine	452868	6756362	6	0	90	5	25	72	25	3
15CBB- C017A01	Routine	476468	6751712	10	1	88	2	9	56	40	4

SAMPLEID	Type	EASTING	NORTHING	Thelon clast (%)	Pitz clast (%)	Country rock clast (%)	Other clast (%)	wt (%) Pebble	Vol (%) Sand	Vol (%) Silt <63-2um	Vol (%) Clay <2um
15CBB- C021A01	Routine	534070	6747166	3	0	92	5	13	63	33	5
15CBB- C023A01	Routine	500136	6729453	4	1	94	2	30	66	31	2
15CBB- C024A01	Routine	470941	6713278	1	0	96	3	11	63	35	2
15CBB- C025A01	Routine	441694	6701610	0	0	98	3	13	60	37	3
15CBB- C031A01	Routine	370011	6687010	4	0	93	3	10	63	36	2
15CBB- C033B01	1st Field Duplicate	385462	6692345	2	0	98	0	2	64	35	0
15CBB- C034A01	Routine	395037	6709074	1	0	95	4	10	60	38	1
15CBB- C037A01	Routine	402132	6720713	2	0	97	2	1	46	53	1
15CBB- C038A01	Routine	430710	6717003	3	1	93	5	11	74	24	2
15CBB- C040A01	Routine	418954	6735785	2	0	96	2	20	47	48	5
15CBB- C045A01	Routine	426478	6754143	2	0	93	5	13	67	30	3
15CBB- C046A01	Routine	428934	6695930	1	0	96	4	16	61	36	2
15CBB- C050A01	Routine	411335	6688444	0	0	100	0	16	50	40	10
15CBB- C051A01	Routine	382711	6671385	2	0	97	2	15	66	32	2

SAMPLEID	Type	EASTING	NORTHING	Thelon clast (%)	Pitz clast (%)	Country rock clast (%)	Other clast (%)	wt (%) Pebble	Vol (%) Sand	Vol (%) Silt <63-2um	Vol (%) Clay <2um
15CBB- C052A01	Routine	359677	6657401	1	0	100	0	22	75	24	1
15CBB- C053A01	Routine	358469	6663750	0	0	99	1	16	75	24	1
15CBB- C060A01	Routine	337415	6666611	3	0	96	1	15	68	29	2
15CBB- C063A01	Routine	363676	6721042	1	0	98	2	20	69	29	1
15CBB- C067A01	Routine	547672	6739461	0	0	94	6	25	65	34	2
15CBB- C068A01	Routine	540080	6715231	2	0	95	4	13	60	38	2
15CBB- C072B01	Routine	508132	6754799	6	0	90	4	11	72	26	1
15CBB- C074A01	Routine	498044	6755479	8	0	87	6	12	73	25	1
15CBB- C076A01	Routine	507150	6746922	2	1	96	2	28	69	30	2
15CBB- C078A01	1st Field Duplicate	526464	6680099	3	0	84	13	7	42	56	3
15CBB- C079A01	Routine	548020	6686990	2	0	86	13	40	61	36	3
15CBB- C080A01	Routine	532315	6703192	2	1	87	11	24	65	33	2
15CBB- C081A01	Routine	522964	6688135	3	0	95	3	28	50	46	5
15CBB- C082A01	Routine	509827	6670058	2	0	94	4	24	47	44	9

SAMPLEID	Type	EASTING	NORTHING	Thelon clast (%)	Pitz clast (%)	Country rock clast (%)	Other clast (%)	wt (%) Pebble	Vol (%) Sand	Vol (%) Silt <63-2um	Vol (%) Clay <2um
15CBB- C088A01	Routine	527584	6718426	1	1	92	8	14	63	36	1
15CBB- C089A01	Routine	534225	6731715	1	0	97	3	29	60	39	1
15CBB- C104A01	Routine	386915	6734470	1	0	91	9	17	59	38	3
15CBB- C107A01	Routine	358625	6701356	2	0	95	4	10	61	36	3
15CBB- C112A01	Routine	335503	6691474	0	0	98	3	12	64	34	2
15CBB- C119A01	Routine	343402	6734529	0	0	91	9	4	64	35	1
15CBB- C122A01	Routine	346177	6755030	2	0	90	9	21	61	36	3
15CBB- C125A01	Routine	365798	6754722	1	0	93	6	22	48	49	3
15CBB- C129A01	1st Field Duplicate	390310	6755615	2	0	92	6	17	69	30	2
15CBB- L004A01	Routine	552215	6652445	2	0	92	7	15	60	37	3
15CBB- L007A01	Routine	466704	6654231	2	0	89	10	39	62	35	2
15CBB- L008A01	Routine	497559	6654188	0	0	92	9	23	57	42	1
15CBB- L012B01	Routine	498024	6681766	1	0	96	3	15	61	37	3
15CBB- L013A01	Routine	461093	6670841	1	0	98	1	27	59	37	5

SAMPLEID	Type	EASTING	NORTHING	Thelon clast (%)	Pitz clast (%)	Country rock clast (%)	Other clast (%)	wt (%) Pebble	Vol (%) Sand	Vol (%) Silt <63-2um	Vol (%) Clay <2um
15CBB- L014A01	Routine	547713	6758352	3	0	91	7	17	61	36	2
15CBB- L015A01	Routine	512751	6739978	1	0	95	5	25	78	21	1
15CBB- L016A01	Routine	484023	6722314	3	1	91	6	23	63	33	4
15CBB- L018A01	Routine	456119	6706500	1	1	98	1	10	64	34	2
15CBB- L019A01	Routine	445342	6682020	3	0	97	1	9	66	33	1
15CBB- L020A01	Routine	447153	6715799	5	0	94	2	5	51	44	4
15CBB- L021A01	Routine	474429	6703633	2	1	97	1	15	65	34	2
15CBB- L033A01	Routine	519745	6659620	2	0	94	4	7	54	42	3
15CBB- L034A01	1st Field Duplicate	398752	6680914	0	0	97	4	13	58	40	3
15CBB- L035A01	Routine	368322	6663585	1	1	96	3	19	65	33	2
15CBB- L036A01	Routine	356201	6657496	2	0	92	7	23	70	28	2
15CBB- L037A01	Routine	362098	6672698	2	0	96	3	25	68	31	1
15CBB- L038A01	Routine	551448	6751748	1	0	93	7	38	74	26	0
15CBB- L039A01	Routine	549924	6727850	1	0	67	33	27	61	36	3

SAMPLEID	Type	EASTING	NORTHING	Thelon clast (%)	Pitz clast (%)	Country rock clast (%)	Other clast (%)	wt (%) Pebble	Vol (%) Sand	Vol (%) Silt <63-2um	Vol (%) Clay <2um
15CBB-L040A01	Routine	431764	6664370	0	0	96	5	30	69	30	0
15CBB-L045A01	Routine	483382	6686505	1	0	97	2	17	53	40	7
15CBB-L046A01	Routine	509213	6700796	1	0	92	8	23	73	26	1
15CBB-L058A01	Routine	415885	6761152	5	0	89	7	12	64	34	1
15CBB-L059A01	1st Field Duplicate	414852	6760867	4	1	87	9	13	62	36	3
15CBB-L060A01	Routine	414300	6760675	6	0	89	5	14	70	27	3
15CBB-L061A01	Routine	413248	6760272	4	0	91	6	11	49	46	4
15CBB-L062A01	Routine	409991	6759595	2	1	94	5	18	70	29	1
15CBB-L063A01	Routine	405664	6759218	1	0	84	16	24	66	30	3
16CBB-C201A01	Routine	415345	6760927	5	1	88	7	15	73	25	2
16CBB-C203A01	Routine	414073	6756037	3	0	96	2	17	78	20	3
16CBB-C204A01	Routine	426913	6765260	3	0	92	5	7	57	39	4
16CBB-C224A01	Routine	369955	6837193	2	0	97	2	26	66	30	4
16CBB-C226A01	Routine	349117	6842083	9	1	86	5	12	70	26	5

SAMPLEID	Type	EASTING	NORTHING	Thelon clast (%)	Pitz clast (%)	Country rock clast (%)	Other clast (%)	wt (%) Pebble	Vol (%) Sand	Vol (%) Silt <63-2um	Vol (%) Clay <2um
16CBB- C240A01	Routine	413124	6769883	5	1	89	6	18	71	25	4
16CBB- C241A01	Routine	407241	6786479	1	0	91	9	24	63	32	5
16CBB- C242A01	Routine	401229	6802808	6	1	84	10	19	76	22	2
16CBB- C244A01	Routine	445380	6813530	14	0	79	7	15	72	24	3
16CBB- C246A01	Routine	437547	6799205	11	1	83	6	15	76	21	3
16CBB- C250A01	Routine	444542	6771197	2	1	94	4	8	67	29	4
16CBB- C251A01	Routine	429124	6778591	6	1	88	6	15	71	25	4
16CBB- C256A01	Routine	397542	6844043	2	0	97	2	25	71	25	4
16CBB- C258A01	Routine	401380	6870763	9	0	86	6	25	75	22	3
16CBB- C264A01	Routine	449744	6874015	4	0	93	4	16	75	22	3
16CBB- C267A01	1st Field Duplicate	470537	6857940	17	1	74	9	9	71	25	4
16CBB- C270A01	Routine	494870	6836041	8	0	88	4	20	80	17	2
16CBB- C272A01	Routine	450980	6843898	22	1	75	3	11	85	13	2
16CBB- C273A01	Routine	529273	6763936	8	0	91	2	12	65	31	4

SAMPLEID	Type	EASTING	NORTHING	Thelon clast (%)	Pitz clast (%)	Country rock clast (%)	Other clast (%)	wt (%) Pebble	Vol (%) Sand	Vol (%) Silt <63-2um	Vol (%) Clay <2um
16CBB-C276A01	Routine	548014	6768732	4	0	93	3	6	64	32	4
16CBB-C277B01	Routine	545427	6783004	2	0	98	1	25	58	37	5
16CBB-C278A01	Routine	526303	6778356	6	0	94	1	24	76	21	3
16CBB-C279A01	Routine	521528	6794043	9	1	88	3	20	72	22	5
16CBB-C280A01	Routine	493259	6801504	6	0	94	1	14	64	32	4
16CBB-C282B01	Routine	517240	6805083	16	0	81	4	16	82	16	2
16CBB-C283A01	Routine	509683	6814660	5	1	92	3	26	84	14	2
16CBB-C285A01	Routine	482690	6814217	6	2	91	2	17	82	16	2
16CBB-C286A01	Routine	486100	6823188	12	0	85	4	11	79	19	2
16CBB-C289A01	Routine	537577	6802919	6	0	91	3	15	75	20	5
16CBB-C290A01	Routine	548188	6797050	9	0	86	6	15	74	24	2
16CBB-C292A01	Routine	542848	6812847	4	0	94	2	15	69	26	6
16CBB-C294A01	Routine	544563	6827156	7	0	92	2	21	78	19	3
16CBB-C297A01	Routine	526464	6818471	13	0	87	1	21	81	16	3

SAMPLEID	Type	EASTING	NORTHING	Thelon clast (%)	Pitz clast (%)	Country rock clast (%)	Other clast (%)	wt (%) Pebble	Vol (%) Sand	Vol (%) Silt <63-2um	Vol (%) Clay <2um
16CBB-C298A01	Routine	509012	6828257	2	0	97	1	5	59	37	5
16CBB-C300A01	Routine	508089	6848487	17	0	81	3	21	79	18	3
16CBB-C301A01	Routine	525641	6854926	36	0	61	4	20	85	13	2
16CBB-C305A01	Routine	494042	6835329	17	0	78	6	10	81	16	2
16CBB-C309A01	1st Field Duplicate	519159	6837621	23	1	73	4	13	86	13	1
16CBB-C310A01	Routine	539948	6843599	18	0	80	3	8	77	20	3
16CBB-C312A01	Routine	546377	6855741	23	1	71	5	10	64	31	5
16CBB-C315A01	Routine	538756	6869197	55	0	40	6	10	82	15	3
16CBB-C318A01	Routine	512636	6868760	61	0	35	4	6	82	14	4
16CBB-C321A01	Routine	463503	6851380	16	0	80	5	23	82	15	3
16CBB-C324A01	Routine	469374	6870036	20	0	75	5	17	88	10	2
16CBB-C325A01	Routine	486184	6872349	27	0	71	3	13	79	16	5
16CBB-C326A01	Routine	481610	6855547	28	1	68	3	5	86	13	2
16CBB-H230A01	Routine	450363	6862907	2	0	85	14	16	69	28	3

SAMPLEID	Type	EASTING	NORTHING	Thelon clast (%)	Pitz clast (%)	Country rock clast (%)	Other clast (%)	wt (%) Pebble	Vol (%) Sand	Vol (%) Silt <63-2um	Vol (%) Clay <2um
16CBB- H246A01	Routine	367207	6776346	2	0	98	1	21	77	21	2
16CBB- H247A01	Routine	363228	6767343	0	0	94	7	23	56	38	5
16CBB- H248A01	Routine	345009	6789346	5	0	92	3	28	49	45	6
16CBB- H250A01	Routine	355980	6801417	2	0	97	2	18	66	30	4
16CBB- H251A01	Routine	353421	6825341	3	0	94	3	14	76	21	3
16CBB- H252A01	Routine	386355	6793864	6	0	91	4	11	63	32	5
16CBB- H253A01	Routine	385358	6771485	4	0	90	6	18	76	22	2
16CBB- H255A01	Routine	343729	6772747	3	0	93	5	16	58	39	3
16CBB- H258A01	Routine	398702	6828739	17	0	80	3	14	75	21	4
16CBB- H259A01	Routine	374270	6873056	9	0	87	4	17	68	29	4
16CBB- H260A01	Routine	386286	6859618	13	0	84	3	6	58	36	5
16CBB- H261A01	1st Field Duplicate	375192	6852180	9	0	89	2	10	75	22	4
16CBB- H268A01	Routine	438336	6846477	14	0	82	4	21	81	17	3
16CBB- H269A01	Routine	439655	6851936	15	0	81	5	28	73	23	3

SAMPLEID	Type	EASTING	NORTHING	Thelon clast (%)	Pitz clast (%)	Country rock clast (%)	Other clast (%)	wt (%) Pebble	Vol (%) Sand	Vol (%) Silt <63-2um	Vol (%) Clay <2um
16CBB- H270A01	Routine	416870	6872315	14	0	83	4	12	73	22	5
16CBB- H271A01	Routine	409242	6855510	10	0	83	8	24	58	35	7
16CBB- H272B01	Routine	506306	6766547	10	0	87	2	10	83	16	2
16CBB- H274A01	Routine	488660	6763818	9	0	89	2	5	80	17	3
16CBB- H276A01	Routine	465456	6769368	10	0	87	3	11	71	27	2
16CBB- H280A01	Routine	461541	6807243	14	0	84	3	17	75	22	3
16CBB- H281A01	Routine	482457	6838846	9	0	88	4	15	81	18	2
16CBB- H282A01	Routine	466671	6838074	22	0	73	5	7	70	27	3
16CBB- H283A01	1st Field Duplicate	466797	6821569	12	0	84	4	10	79	19	2
16CBB- H288A01	Routine	498162	6862003	35	0	61	5	7	89	10	1
16CBB- L203A01	Routine	347206	6876746	7	0	88	6	18	72	25	3
16CBB- L205A01	Routine	357971	6855152	6	0	88	6	16	79	19	2
16CBB- L209A01	Routine	393636	6827294	19	0	80	2	14	80	18	2
16CBB- L212A01	Routine	416815	6825198	15	0	81	5	17	80	18	3

SAMPLEID	Type	EASTING	NORTHING	Thelon clast (%)	Pitz clast (%)	Country rock clast (%)	Other clast (%)	wt (%) Pebble	Vol (%) Sand	Vol (%) Silt <63-2um	Vol (%) Clay <2um
16CBB-L213A01	Routine	402944	6834024	16	1	82	2	16	84	14	2
16CBB-L214A01	Routine	491036	6781094	15	0	83	2	15	81	16	3
16CBB-L215A01	Routine	498197	6783429	13	0	87	1	10	82	16	2
16CBB-L219B01	Routine	501498	6782522	10	0	88	3	9	73	22	5
16CBB-L220A01	Routine	556747	6807048	5	0	94	2	25	69	27	4
16CBB-L225A01	Routine	372663	6801623	1	0	99	1	19	70	27	3
16CBB-L226A01	1st Field Duplicate	366884	6820901	5	0	93	3	32	78	20	2
16CBB-L227A01	Routine	398905	6819314	6	0	91	3	16	72	25	3
16CBB-L228A01	Routine	370500	6806730	2	0	97	1	8	49	46	5
16CBB-L232A01	Routine	415906	6840857	18	1	79	4	14	79	18	3
16CBB-L234A01	Routine	429583	6842605	19	1	79	2	15	85	13	2
16CBB-L235A01	Routine	429346	6839988	19	0	78	4	13	76	20	4
16CBB-L236A01	Routine	429527	6838245	19	0	80	2	13	82	15	2
16CBB-L238A01	Routine	437097	6828867	31	0	68	1	4	61	34	5

SAMPLEID	Type	EASTING	NORTHING	Thelon clast (%)	Pitz clast (%)	Country rock clast (%)	Other clast (%)	wt (%) Pebble	Vol (%) Sand	Vol (%) Silt <63-2um	Vol (%) Clay <2um
16CBB- L240A01	Routine	440473	6871685	1	0	97	2	22	79	18	3
16CBB- L241A01	Routine	421931	6863297	13	0	86	2	15	75	22	3
16CBB- L242A01	Routine	403422	6832159	14	0	83	3	14	82	15	2
16CBB- L243A01	Routine	476297	6786316	5	0	93	2	16	70	24	7
16CBB- L254A01	Routine	487218	6764529	4	0	96	0	17	72	26	2
16CBB- L257A01	Routine	451355	6785018	12	0	85	4	14	75	22	2
16CBB- L259A01	Routine	453647	6824441	18	1	80	1	9	68	27	5

ANNEXE D

Concentration géochimique et distance depuis la formation de Thelon des échantillons de till.

SAMPLEID	Concentration (%) LF - SiO2	Concentration (%) LF - Al2O3	Ratio SiO2/Al2O3	Sr total (ppm) LF	Sr partiel (ppm) AR	SR ratio (LF/AR)	Distance from Thelon Fm (km)
14CBB-J004A01	81	8	10	250	15	17	145
14CBB-S015A01	87	6	15	165	19	9	194
14CBB-S024A01	79	10	8	349	16	21	200
14CBB-S039A01	81	9	9	298	14	21	174
15CBB-C003A01	73	12	6	393	18	22	218
15CBB-C005A01	73	12	6	418	31	13	228
15CBB-C007A01	79	9	8	330	19	18	179
15CBB-C012A01	80	9	9	359	17	21	159
15CBB-C015A01	79	9	8	316	15	21	155
15CBB-C017A01	80	9	9	301	22	14	148
15CBB-C021A01	77	10	8	347	30	12	139
15CBB-C023A01	78	10	8	302	19	16	162
15CBB-C024A01	78	10	8	334	16	22	186
15CBB-C025A01	75	12	6	426	16	27	208
15CBB-C031A01	77	11	7	397	12	34	260
15CBB-C033B01	77	11	7	395	11	36	246
15CBB-C034A01	77	11	7	383	14	28	227
15CBB-C037A01	73	11	7	320	11	29	213
15CBB-C038A01	78	10	8	340	14	24	200
15CBB-C040A01	79	10	8	333	15	22	191

SAMPLEID	Concentration (%) LF - SiO2	Concentration (%) LF - Al2O3	Ratio SiO2/Al2O3	Sr total (ppm) LF	Sr partiel (ppm) AR	SR ratio (LF/AR)	Distance from Thelon Fm (km)
15CBB-C045A01	80	9	9	321	14	23	172
15CBB-C046A01	74	12	6	434	17	26	219
15CBB-C050A01	73	12	6	436	22	20	235
15CBB-C051A01	75	12	6	433	13	34	265
15CBB-C052A01	75	12	6	439	10	46	289
15CBB-C053A01	74	12	6	429	11	41	285
15CBB-C060A01	77	11	7	357	13	27	296
15CBB-C063A01	78	11	7	320	8	38	239
15CBB-C067A01	73	13	6	257	15	18	145
15CBB-C068A01	73	11	7	333	29	11	170
15CBB-C072B01	80	9	9	237	14	18	135
15CBB-C074A01	82	8	10	229	13	18	137
15CBB-C076A01	78	10	8	276	19	15	143
15CBB-C078A01	72	12	6	326	23	14	207
15CBB-C079A01	72	12	6	325	16	20	198
15CBB-C080A01	73	12	6	316	21	15	183
15CBB-C081A01	72	12	6	325	26	12	199
15CBB-C082A01	72	12	6	328	28	12	219
15CBB-C088A01	75	11	7	334	22	15	169
15CBB-C089A01	73	12	6	299	13	23	155
15CBB-C104A01	78	11	7	335	12	28	213
15CBB-C107A01	77	11	7	367	12	30	256
15CBB-C112A01	78	11	7	356	10	36	280
15CBB-C119A01	75	12	6	310	10	32	245
15CBB-C122A01	75	12	6	291	15	20	229
15CBB-C125A01	74	12	6	316	13	25	215
15CBB-C129A01	79	10	8	304	12	26	196

SAMPLEID	Concentration (%) LF - SiO2	Concentration (%) LF - Al2O3	Ratio SiO2/Al2O3	Sr total (ppm) LF	Sr partiel (ppm) AR	SR ratio (LF/AR)	Distance from Thelon Fm (km)
15CBB-L004A01	73	12	6	366	18	21	232
15CBB-L007A01	72	12	6	323	26	12	243
15CBB-L008A01	70	13	5	335	13	25	236
15CBB-L012B01	74	11	7	372	25	15	209
15CBB-L013A01	73	11	6	332	26	13	229
15CBB-L014A01	80	9	9	270	18	15	127
15CBB-L015A01	77	10	8	285	18	16	149
15CBB-L016A01	77	10	8	285	16	18	173
15CBB-L018A01	76	11	7	342	13	27	198
15CBB-L019A01	75	11	7	358	10	35	224
15CBB-L020A01	76	11	7	346	18	19	193
15CBB-L021A01	77	11	7	318	14	23	194
15CBB-L033A01	70	13	5	332	19	18	228
15CBB-L034A01	74	12	6	445	14	31	248
15CBB-L035A01	74	13	6	444	12	39	279
15CBB-L036A01	76	12	7	414	12	34	292
15CBB-L037A01	76	12	7	412	12	35	276
15CBB-L038A01	73	10	7	310	21	15	133
15CBB-L039A01	74	11	7	374	37	10	157
15CBB-L040A01	71	14	5	379	8	49	246
15CBB-L045A01	74	11	7	326	23	14	208
15CBB-L046A01	74	11	7	363	19	20	188
15CBB-L058A01	81	9	9	308	13	24	174
15CBB-L059A01	78	9	8	314	15	21	175
15CBB-L060A01	80	9	9	305	16	20	175
15CBB-L061A01	79	9	9	288	12	24	176
15CBB-L062A01	81	9	9	292	11	27	179

SAMPLEID	Concentration (%) LF - SiO2	Concentration (%) LF - Al2O3	Ratio SiO2/Al2O3	Sr total (ppm) LF	Sr partiel (ppm) AR	SR ratio (LF/AR)	Distance from Thelon Fm (km)
15CBB-L063A01	77	10	8	302	14	21	182
16CBB-C201A01	81	9	9	295	11	28	174
16CBB-C203A01	78	10	8	293	12	25	179
16CBB-C204A01	78	10	8	296	13	23	163
16CBB-C224A01	75	10	7	237	23	10	161
16CBB-C226A01	84	7	12	173	18	10	177
16CBB-C240A01	81	8	10	254	11	23	169
16CBB-C241A01	76	10	7	287	18	16	163
16CBB-C242A01	85	7	13	164	11	16	157
16CBB-C244A01	85	6	13	198	16	12	116
16CBB-C246A01	87	6	15	171	13	13	131
16CBB-C250A01	80	9	9	295	16	19	148
16CBB-C251A01	83	8	11	235	14	17	152
16CBB-C256A01	80	9	9	144	7	20	133
16CBB-C258A01	89	5	18	110	9	12	118
16CBB-C264A01	85	6	13	138	16	9	73
16CBB-C267A01	91	4	24	115	16	7	69
16CBB-C270A01	84	7	13	221	34	7	65
16CBB-C272A01	89	4	20	146	15	10	93
16CBB-C273A01	82	8	10	227	18	13	124
16CBB-C276A01	79	9	9	298	28	11	116
16CBB-C277B01	73	10	7	312	36	9	102
16CBB-C278A01	83	8	11	185	14	13	109
16CBB-C279A01	85	7	13	183	17	11	94
16CBB-C280A01	79	9	9	292	23	13	96
16CBB-C282B01	88	5	17	189	16	12	84
16CBB-C283A01	80	9	9	307	27	11	77

SAMPLEID	Concentration (%) LF - SiO2	Concentration (%) LF - Al2O3	Ratio SiO2/Al2O3	Sr total (ppm) LF	Sr partiel (ppm) AR	SR ratio (LF/AR)	Distance from Thelon Fm (km)
16CBB-C285A01	82	8	10	260	20	13	90
16CBB-C286A01	82	8	11	252	18	14	81
16CBB-C289A01	84	7	12	183	20	9	84
16CBB-C290A01	80	8	10	196	15	13	88
16CBB-C292A01	84	7	12	169	17	10	73
16CBB-C294A01	86	6	13	112	12	10	59
16CBB-C297A01	84	7	13	218	21	11	70
16CBB-C298A01	82	7	11	325	36	9	65
16CBB-C300A01	86	6	15	183	19	10	48
16CBB-C301A01	92	3	30	129	26	5	34
16CBB-C305A01	85	7	13	236	24	10	67
16CBB-C309A01	89	4	21	203	27	8	53
16CBB-C310A01	88	5	18	162	27	6	44
16CBB-C312A01	86	6	14	190	28	7	31
16CBB-C315A01	93	3	28	121	26	5	18
16CBB-C318A01	94	2	38	95	21	5	29
16CBB-C321A01	88	5	17	167	15	11	79
16CBB-C324A01	88	5	17	177	21	8	61
16CBB-C325A01	91	4	23	146	26	6	48
16CBB-C326A01	92	3	27	120	18	7	62
16CBB-H230A01	79	9	9	265	19	14	80
16CBB-H246A01	77	10	7	253	10	26	199
16CBB-H247A01	73	12	6	284	12	23	209
16CBB-H248A01	80	9	9	188	11	17	208
16CBB-H250A01	81	9	9	168	9	20	192
16CBB-H251A01	86	7	13	181	14	13	181
16CBB-H252A01	82	8	10	220	17	13	174

SAMPLEID	Concentration (%) LF - SiO2	Concentration (%) LF - Al2O3	Ratio SiO2/Al2O3	Sr total (ppm) LF	Sr partiel (ppm) AR	SR ratio (LF/AR)	Distance from Thelon Fm (km)
16CBB-H253A01	78	10	8	326	15	22	189
16CBB-H255A01	76	11	7	292	11	26	219
16CBB-H258A01	88	5	18	107	8	14	141
16CBB-H259A01	86	6	13	182	14	13	142
16CBB-H260A01	89	5	17	138	12	11	136
16CBB-H261A01	89	5	18	125	12	11	149
16CBB-H268A01	88	5	17	157	17	9	100
16CBB-H269A01	87	6	16	176	18	10	95
16CBB-H270A01	90	5	19	105	13	8	103
16CBB-H271A01	83	7	12	188	29	7	117
16CBB-H272B01	85	7	12	226	15	15	124
16CBB-H274A01	87	6	14	202	16	13	132
16CBB-H276A01	83	8	10	287	17	17	137
16CBB-H280A01	84	7	12	225	23	10	109
16CBB-H281A01	86	6	15	187	20	9	72
16CBB-H282A01	89	5	18	195	21	9	84
16CBB-H283A01	83	7	12	275	27	10	95
16CBB-H288A01	93	3	33	88	11	8	44
16CBB-L203A01	83	7	11	239	21	11	165
16CBB-L205A01	88	6	16	164	15	11	164
16CBB-L209A01	89	5	19	120	11	11	146
16CBB-L212A01	89	5	18	137	12	11	130
16CBB-L213A01	89	5	17	104	9	12	135
16CBB-L214A01	87	6	14	231	18	13	115
16CBB-L215A01	87	6	15	224	14	16	111
16CBB-L219B01	86	6	13	213	20	11	110
16CBB-L220A01	80	8	10	237	25	10	78

SAMPLEID	Concentration (%) LF - SiO2	Concentration (%) LF - Al2O3	Ratio SiO2/Al2O3	Sr total (ppm) LF	Sr partiel (ppm) AR	SR ratio (LF/AR)	Distance from Thelon Fm (km)
16CBB-L225A01	82	8	10	175	9	19	179
16CBB-L226A01	83	8	11	160	9	17	172
16CBB-L227A01	86	6	14	160	17	10	147
16CBB-L228A01	83	8	11	136	7	19	177
16CBB-L232A01	87	6	16	164	17	9	120
16CBB-L234A01	89	5	19	127	12	11	109
16CBB-L235A01	88	5	17	156	25	6	111
16CBB-L236A01	90	4	20	123	14	9	112
16CBB-L238A01	85	6	14	176	19	9	113
16CBB-L240A01	84	7	12	117	10	11	82
16CBB-L241A01	90	5	19	79	8	10	103
16CBB-L242A01	89	5	19	110	9	12	135
16CBB-L243A01	83	8	11	279	24	12	117
16CBB-L254A01	82	8	11	215	14	16	132
16CBB-L257A01	82	8	10	271	22	13	132
16CBB-L259A01	84	7	13	216	30	7	103

RÉFÉRENCES

- Averill, S. A. (2001). The application of heavy indicator mineralogy in mineral exploration with emphasis on base metal indicators in glaciated metamorphic and plutonic terrains. *Geological Society, London, Special Publications*, 185(1), 69-81.
- Aylsworth, J. et Shilts, W. (1989a). Bedforms of the Keewatin ice sheet, Canada. *Sedimentary Geology*, 62(2-4), 407-428.
- Aylsworth, J. M. et Shilts, W. W. (1989b). Glacial features around the Keewatin ice divide: Districts of Mackenzie and Keewatin.
- Benn, D. et Evans, D. J. A. (2014). *Glaciers and glaciation* Routledge.
- Berman, R. G., Sanborn-Barrie, M., Rayner, N., Carson, C., Sandeman, H. A. et Skulski, T. (2010). Petrological and in situ SHRIMP geochronological constraints on the tectonometamorphic evolution of the Committee Bay belt, Rae Province, Nunavut. *Precambrian Research*, 181(1-4), 1-20. doi: 10.1016/j.precamres.2010.05.009
- Berman, R. G., Sanborn-Barrie, M., Stern, R. A. et Carson, C. J. (2005). Tectonometamorphism at ca. 2.35 and 1.85 Ga in the Rae domain, western Churchill Province, Nunavut, Canada: insights from structural, metamorphic and in situ geochronological analysis of the southwestern Committee Bay Belt. *The Canadian Mineralogist*, 43(1), 409-442.
- Bostock, H. H. (1967). *Report of Activities Part A, May to October 1966* (Études no. 67-1A). Commission géologique du Canada.
- Bouchard, M. et Salonen, V.-P. (1989). Glacial dispersal of boulders in the James Bay Lowlands of Quebec, Canada. *Boreas*, 18(3), 189-199.

- Boulton, G. (1978). Boulder shapes and grain - size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology*, 25(6), 773-799.
- Boulton, G. (1987). A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation. *Drumlin symposium* (p. 25-80).
- Campbell, J., Ashton, K. et Knox, B. (2006). Quaternary investigations west of Fond-du-Lac, northeast Lake Athabasca (part of NTS 74O-5 and-6), Fond-du-Lac project. *Summary of Investigations*, 2, 2006-2004.2002.
- Campbell, J., Knox, B. et Ashton, K. (2007). Quaternary investigations of Fond-du-Lac area (part of NTS 74O/06 and/07), northeast Lake Athabasca (Fond-du-Lac project). *Summary of Investigations*, 2, 2007-2004.2002.
- Campbell, J., Paulen, R. et McMartin, I. (2009). Drift prospecting for uranium in the Athabasca Basin, Saskatchewan. *Application of till and stream sediment heavy mineral and geochemical methods to mineral exploration in western and northern Canada. Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 18, 207-214.
- Campbell, J. E. et Eagles, S. (2014). *Report of 2014 activities for the geologic and metallogenic framework of the south Rae Craton, southeast Northwest Territories: reconnaissance surficial and bedrock fieldwork in the GEM 2 South Rae project area (7701)*. Natural Resources Canada. Récupéré de <http://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=295463>
- Campbell, J. E., Lauzon, G. et Dyke, A. S. (2015). Into the unknown: Surficial geological investigations in the south Rae area, Northwest Territories. *Northwest Territories Geoscience Office, Yellowknife Geoscience Forum Abstracts Volume*, 1-1.
- Campbell, J. E., Lauzon, G., Dyke, A. S., Haiblen, A. M. et Roy, M. (2016). *Report of 2016 activities for the regional surficial geological mapping of the south Rae Craton, southeast NWT: GEM 2 South Rae Quaternary and Bedrock Project (8143)*. Natural Resources Canada. Récupéré de <http://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=299391>

Campbell, J. E., Lauzon, G., Dyke, A. S. et Roy, M. (2017). Regional glacial history, paleo-dynamics and dispersal patterns, South Rae craton, Northwest Territories. *Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Programs with Abstracts*.

Campbell, J. E., McCurdy, M. W., Lauzon, G., Regis, D. et Wygergangs, M. (2020). *Field data, till composition and ice-flow history, South Rae craton, Northwest Territories: results from the GEM-2 South Rae project - surficial mapping activity* (Open File 8714). Geological Survey of Canada.

Campbell, J. E., McMartin, I., Normandeau, P. et Godbout, P. (2019). *Report of 2018 activities for the GEM-2 Rae project glacial history activity in the eastern Northwest Territories and the Kitikmeot and Kivalliq Regions, Nunavut* Geological Survey of Canada.

Canadian Society of Soil Science. (2020). Dans *Soils of Canada*. Récupéré de soilsofcanada.ca

Cecile, M. P. (1973). Lithofacies analysis of the Proterozoic Thelon Formation, Northwest Territories (including computer analysis of field data); Carleton University, Ottawa, Unpublished M.Sc. thesis, 119 p.

CFE, C. (2006). Ecological regions of North America: toward a common perspective. *Montreal, Quebec Canada*.

Clark, C. D. (1993). Mega - scale glacial lineations and cross - cutting ice - flow landforms. *Earth surface processes and landforms*, 18(1), 1-29.

Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., . . . McCabe, A. M. (2009). The last glacial maximum. *science*, 325(5941), 710-714.

Clark, P. U. et Walder, J. S. (1994). Subglacial drainage, eskers, and deforming beds beneath the Laurentide and Eurasian ice sheets. *Geological Society of America Bulletin*, 106(2), 304-314.

Corrigan, D., Wodicka, N., McFarlane, C., Lafrance, I., Rooyen, D., Bandyayera, D. et Bilodeau, C. (2018). Lithotectonic framework of the core zone, Southeastern Churchill Province, Canada. *Geoscience Canada: Journal of the Geological Association of Canada/Geoscience Canada: journal de l'Association Géologique du Canada*, 45(1), 1-24.

Craig, B. G. et Harrison, J. (1964). *Surficial geology of east-central District of Mackenzie* Queen's Printer.

Dalton, A. S., Margold, M., Stokes, C. R., Tarasov, L., Dyke, A. S., Adams, R. S., . . . Attig, J. W. (2020). An updated radiocarbon-based ice margin chronology for the last deglaciation of the North American Ice Sheet Complex. *Quaternary Science Reviews*, 234, 106223.

Deblonde, C., Cocking, R. B., Kerr, D. E., Campbell, J. E., Eagles, S., Everett, D., . . . Weatherston, A. (2017). Surficial Data Model, version 2.3.0: revisions to the science language of the integrated Geological Survey of Canada data model for surficial geology maps; Geological Survey of Canada, Open File 8236, 1 .zip file. doi: <https://doi.org/10.4095/302717>

DiLabio, R. (1990). Glacial dispersal trains. Dans *Glacial indicator tracing* (p. 109-122).

Dionne, J.-C. (1978). Les champs de blocs en Jamésie, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 32(2), 119-144.

Dredge, L. A., Nixon, F. et Richardson, R. J. (1986). *Quaternary geology and geomorphology of northwestern Manitoba* (vol. 418) Azure Horizons Pub.

Dreimanis, A. (1958). Tracing ore boulders as a prospecting method in Canada. *The Canadian Mining and Metallurgical Bulletin*, 51, 73-79.

Dreimanis, A. (1989). *Tills: their genetic terminology and classification*

Dubé-Loubert, H., Roy, M., Veillette, J. J., Brouard, E., Schaefer, J. M. et Wittmann, H. (2021). The role of glacial dynamics in the development of ice divides and the Horseshoe Intersection Zone of the northeastern Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet. *Geomorphology*, 387, 107777.

Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *Developments in Quaternary Sciences*, 2, 373-424.

Dyke, A. S., Dredge, L. A. et Vincent, J. S. (1982). Configuration and dynamics of the Laurentide Ice Sheet during the Late Wisconsin maximum. *Géographie physique et Quaternaire*, 36(1-2), 5-14.

- Dyke, A. S. et Prest, V. (1987a). *Late Wisconsin and Holocene Retreat of the Laurentide Ice Sheet*. Échelle : 1:5 000 000. Dans G. S. o. Canada. *Map 1702A*.
- Dyke, A. S. et Prest, V. (1987b). Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2), 237-263.
- Evans, D. (2014). *Glacial landsystems* Routledge.
- Evans, D., Phillips, E., Hiemstra, J. et Auton, C. (2006). Subglacial till: formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews*, 78(1-2), 115-176.
- Eyles, N., Putkinen, N., Sookhan, S. et Arbelaez-Moreno, L. (2016). Erosional origin of drumlins and megaridges. *Sedimentary Geology*, 338, 2-23.
- Fowler, A. (2000). An instability mechanism for drumlin formation. *Geological Society, London, Special Publications*, 176(1), 307-319.
- Fulton, R. (1995). Surficial materials of Canada. Geological Survey of Canada, Map 1880A, scale 1: 5 000 000. *Formations en surface du Canada*.
- Gałuszka, A. (2006). Methods of determining geochemical background in environmental studies. *Problems of landscape ecology, Polish Association of Landscape Ecology, Warsaw (in Polish with English summary)*, 16(1), 507-519.
- Gunning, M. H. et Card, C. D. (2005). *Transects Across the Black Bay Shear Zone and Hoidas-Nisikkatch Rare-element Trend, Northwest Saskatchewan* Saskatchewan Geological Survey.
- Halpin, K. M. (2010). *The characteristics and origin of the Hoidas Lake REE deposit*. University of Saskatchewan. Récupéré de <http://hdl.handle.net/10388/etd-01292010-141709>
- Hanson, M. A. et Knox, B. (2009). *Snowbird Project: Quaternary investigations in the Robins Lake area, Dodge Domain, Saskatchewan (parts of NTS 74P/11, /14, and /15)* (Vol. Misc. Rep. 2009-4.2, Paper A-2, p. 17). in Summary of Investigations 2009, Volume 2, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Ministry of Energy and Resources.

- Hanson, M. A. et Knox, B. (2010). *Snowbird Project: Quaternary Investigations in the Shagory Lake area, Dodge Domain, Saskatchewan (parts of NTS 74P/10, /11, /14, and /15)*; (Vol. 2, p. 19). in Summary of Investigation 2010, Volume 2, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Ministry of Energy and Resources.
- Hanson, M. A. et Knox, B. (2012). *Snowbird Project: Quaternary Investigations on the Dodge, Breynart, and Opesca lakes areas, Dodge domain, Saskatchewan* (Vol. Misc. Rep. 2012-4.2, Paper A-2, p. 14). in Summary of Investigation 2012, Volume 2, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Ministry of the Economy.
- Hardy, F. et Delgaty, J. (2006). *Surficial geology of the Snowbird Lake area, NTS 65D* [Digital files and 2 maps]. Échelle : 1:125,000. Martel, E. and Pierce, K., 2006. An ArcView 3.x digital geological atlas of the Snowbird Lake area, NTS 65D; Northwest Territories Geoscience Office, NWT Open File 2006-02.
- Hardy, F., Delgaty, J. et Martel, E. (2005). *Drift exploration surveys in the Snowbird Lake area, NWT: Kimberlite indicator minerals - gold - heavy minerals geochemistry - till geochemistry, NWT Open File 2005-07*
- Harper, C. (2012). Geology of the Hoidas Lake REE deposit and surrounding area, northwestern Saskatchewan. *Great Western Minerals Group Ltd. Report, 72*.
- Hart, J. K. et Boulton, G. S. (1991). The interrelation of glaciotectonic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quaternary Science Reviews, 10(4)*, 335-350.
- Heginbottom, J. (1995). Canada-permafrost. *National Atlas of Canada*.
- Hindmarsh, R. C. (1998). Drumlinization and drumlin-forming instabilities: viscous till mechanisms. *Journal of Glaciology, 44(147)*, 293-314.
- Hoadley, J. W. (1955). Abitau Lake, District of Mackenzie, Northwest Territories (map with marginal notes), Geological Survey of Canada Paper 55-10, 1:250,000 scale.
- Hoffman, P. (1990). Subdivision of the Churchill province and extent of the Trans-Hudson orogen: Geological Association of Canada Special Paper 37.

- Hoffman, P. F. (2014). The origin of Laurentia: Rae craton as the backstop for proto-Laurentian amalgamation by slab suction. *Geoscience Canada*, 41(3), 313-320.
- Hooke, R. L., Cummings, D. I., Lesemann, J.-E. et Sharpe, D. R. (2013). Genesis of dispersal plumes in till *Canadian Journal of Earth Sciences*, 50(8), 847-855.
- Inc., P. M. C. (2010). *Updated NI 43-101 Technical Report for the Nickel King, Main Zone Deposit, Northwest Territories, Canada*.
- Jamison, D. (2018). *Deformation History of the Black Bay Fault, Northwest Territories, Canada* : UWSpace.
- JvK. (1977). *Compilation Map - Project K-13 Dubawnt*. Échelle : 1:250000. : Urangesellschaft Canada Limited.
- Kaszycki, C. et Shilts, W. (1980). *Glacial erosion of the Canadian Shield: calculation of average depths* Atomic Energy of Canada Limited.
- Kerr, D., Knight, R., Sharpe, D. et Cummings, D. (2013). *Surficial geology, Artillery Lake, Northwest Territories, NTS 75-O*. Échelle : 1:125 000. : Natural Resources Canada.
- Kjarsgaard, B. A., Knight, R., Sharpe, D., Cummings, D., Lesemann, J. E., Russell, H., . . . Kerr, D. (2013). Diverse indicator mineral and geochemical dispersal plumes in till and esker samples: east arm of Great Slave Lake to the Thelon River, NT. *Northwest Territories Geoscience Office, Yellowknife Geoscience Forum Abstracts Volume, 2013*, 33-34.
- Kjarsgaard, B. A., Plourde, A. P., Knight, R. D. et Sharpe, D. R. (2014). *Geochemistry of regional surficial sediment samples from the Thelon River to the East Arm of Great Slave Lake, Northwest Territories, Canada*. Geological Survey of Canada :
- Klassen, R. (2001). A Quaternary geological perspective on geochemical exploration in glaciated terrain. *Geological Society, London, Special Publications*, 185(1), 1-17.
- Klassen, R. et Gubins, A. (1997). *Glacial history and ice flow dynamics applied to drift prospecting and geochemical exploration, vol. 97*.

- Kleman, J., Fastook, J. et Stroeven, A. P. (2002). Geologically and geomorphologically constrained numerical model of Laurentide Ice Sheet inception and build-up. *Quaternary International*, 95, 87-98.
- Knight, J. (2011). Subglacial processes and drumlin formation in a confined bedrock valley, northwest Ireland. *Boreas*, 40(2), 289-302.
- Latifovic, R., Pouliot, D. et Campbell, J. (2018). Assessment of convolution neural networks for surficial geology mapping in the South Rae geological region, Northwest Territories, Canada. *Remote sensing*, 10(2), 307.
- Lauzon, G. et Campbell, J. E. (2018). Surficial geology, Wholdaia Lake south, Northwest Territories, NTS 75-A south. *Geological Survey of Canada, Canadian Geoscience Map 342, scale 1:100 000*. doi: <https://doi.org/10.4095/306373>
- Lee, H., Craig, B. et Fyles, J. (1957). Keewatin ice divide. *Geological Society of America Bulletin*, 68, 1760-1761.
- Lee, H. A. (1959). *Surficial Geology of Southern District of Keewatin: And the Keewatin Ice Divide, Northwest Territories* Queen's printer.
- Lewington, E. L., Livingstone, S. J., Clark, C. D., Sole, A. J. et Storrar, R. D. (2020). A model for interaction between conduits and surrounding hydraulically connected distributed drainage based on geomorphological evidence from Keewatin, Canada. *The Cryosphere*, 14(9), 2949-2976.
- Lundqvist, J. (1989). Rogen (ribbed) moraine—identification and possible origin. *Sedimentary Geology*, 62(2-4), 281-292.
- Margold, M., Stokes, C. R. et Clark, C. D. (2018). Reconciling records of ice streaming and ice margin retreat to produce a palaeogeographic reconstruction of the deglaciation of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary science reviews*, 189, 1-30.
- Martel, E., Pehrsson, S. J., Regis, D., Thiessen, E. J., Jamison, D., Percival, J. A. et Davis, W. J. (2019). New 1:250,000 scale bedrock geology maps of the South Rae craton in NWT (NTS 75A, B, G and H). GAC-MAC Joint Annual Meeting 2019, Quebec City, Abstracts Volume 42.

- McClenaghan, M. et Paulen, R. (2018). Application of till mineralogy and geochemistry to mineral exploration. Dans *Past glacial environments* (p. 689-751). Elsevier.
- McClenaghan, M., Plouffe, A., McMartin, I., Campbell, J., Spirito, W., Paulen, R., . . . Hall, G. (2013). Till sampling and geochemical analytical protocols used by the Geological Survey of Canada. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 13(4), 285-301.
- McClenaghan, M., Seaman, A., Parkhill, M. et Pronk, A. (2014). Till geochemical signatures associated with the Sisson W-Mo deposit, New Brunswick, Canada.
- McClenaghan, M., Ward, B., Kjarsgaard, I., Kjarsgaard, B., Kerr, D. et Dredge, L. (2002). Indicator mineral and till geochemical dispersal patterns associated with the Ranch Lake kimberlite, Lac de Gras region, NWT, Canada. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 2(4), 299-319.
- McCurdy, M. W. et Garrett, R. G. (2016). *Geochemical Data Quality Control for Soil, Till and Lake and Stream Sediment Samples* (Open File 7944). Geological Survey of Canada.
- McMartin, I. (2017). *Till provenance across the terminus of the Dubawnt Lake ice stream, central Nunavut* Geological Survey of Canada.
- McMartin, I. et Berman, R. (2015). Till composition across the MacAlpine Moraine System: results from the GEM-2 Thelon tectonic zone project, Nunavut (NTS 76-H and NTS 76-I).
- McMartin, I., Campbell, J. et Paulen, R. (2009). Near-surface till sampling protocols in shield terrain, with examples from western and northern Canada. *Application of Till and Stream Sediment Heavy Mineral and Geochemical Methods to Mineral Exploration in Western and Northern Canada. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland*, 61-78.
- McMartin, I. et Henderson, P. J. (2004). Evidence from Keewatin (central Nunavut) for paleo-ice divide migration. *Géographie physique et Quaternaire*, 58(2-3), 163-186.
- McMartin, I. et McClenaghan, M. B. (2001). Till geochemistry and sampling techniques in glaciated shield terrain: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, 185(1), 19-43.

- McMartin, I. et Paulen, R. (2009). Ice-flow indicators and the importance of ice-flow mapping for drift prospecting. *Application of Till and Stream Sediment Heavy Mineral and Geochemical Methods to Mineral Exploration in Western and Northern Canada*. Edited by RC Paulen and I. McMartin. Geological Association of Canada. Short Course Notes, 18, 15-34.
- Menzies, J. (1979). A review of the literature on the formation and location of drumlins. *Earth-Science Reviews*, 14(4), 315-359.
- Menzies, J., van der Meer, J. J. et Shilts, W. (2018). Subglacial processes and sediments. Dans *Past glacial environments* (p. 105-158). Elsevier.
- Miller, A. R., Cumming, G. L. et Krstic, D. (1989). U-Pb, Pb-Pb, K-Ar isotope study of the uraniferous phosphate-bearing rocks in the Thelon Formation, Dubawnt Group, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26, 867-880.
- Möller, P. (2010). Melt-out till and ribbed moraine formation, a case study from south Sweden. *Sedimentary Geology*, 232(3-4), 161-180.
- Mowbray, B. et Pehrsson, S. J. (2019). Geochemistry, petrology, and aeromagnetic mapping of the Orpheus dykes, South Rae craton, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Open File 8340, 28 p. doi: <https://doi.org/10.4095/311306>
- Parent, M., Paradis, S. J. et Doiron, A. (1996). Palimpsest glacial dispersal trains and their significance for drift prospecting. *Journal of Geochemical Exploration*, 56(2), 123-140.
- Patterson, C. J. et Hooke, R. L. (1995). Physical environment of drumlin formation. *Journal of Glaciology*, 41(137), 30-38.
- Paulen, R. C., McClenaghan, M. B. et Hicken, A. K. (2013). Regional and local ice-flow history in the vicinity of the Izok Lake Zn–Cu–Pb–Ag deposit, Nunavut. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 50(12), 1209-1222.
- Pearse, P., Bertrand, F. et Maclaren, J. (1985). Currents of change: final report of the Inquiry on Federal Water Policy. 222 p.(Available from Environment Canada, Inland Waters Directorate, Ottawa-Hull.).

Pehrsson, S. J., Campbell, J. E., Martel, E., McCurdy, M. W., Agosta-Gongora, P., Theissen, E., . . . Dyke, A. S. (2015). *Report of 2015 activities for the geologic and metallogenic framework of the South Rae Craton, southeast Northwest Territories: GEM 2 South Rae quaternary and bedrock project* (Dossier public 7958). Commission géologique du Canada.

Pehrsson, S. J., Currie, M., Ashton, K. E., Harper, C. T., Paul, D., Pana, D., . . . Tella, S. (2014a). *Bedrock geology compilation and regional synthesis of south Rae and parts of Hearne domains, Churchill Province, Northwest Territories, Saskatchewan, Nunavut, Manitoba and Alberta*. Geological Survey of Canada, Open File : Natural Resources Canada. Récupéré de <http://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=292232>

Pehrsson, S. J., Percival, J. A., Davis, W. J., McCurdy, M. W., Berman, R. G., Hillary, E. M., . . . Jefferson, C. W. (2014b). *Operation GEM South Rae: Reconnaissance geology of the most poorly known part of the Churchill Province, Northwest Territories and Nunavut* (7410). Natural Resources Canada. Récupéré de <http://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=293762>

Percival, J. A., Martel, E., Pehrsson, S. J., Agosta-Gongora, P., Regis, D., Theissen, E., . . . Knox, B. (2016). *Report of 2016 bedrock activities for the geologic and metallogenic framework of the south Rae Craton, southeast NWT: GEM 2 South Rae Quaternary and Bedrock Project* (8142). Natural Resources Canada. Récupéré de <http://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=299469>

Plouffe, A., Anderson, R., Gruenwald, W., Davis, W., Bednarski, J. et Paulen, R. (2011). Integrating ice-flow history, geochronology, geology, and geophysics to trace mineralized glacial erratics to their bedrock source: An example from south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 48(6), 1113-1129.

Prest, V. K., Grant, D. R. et Rampton, V. (1968). *Glacial map of Canada* Geological Survey of Canada.

Prest, V. K. et Hill, R. S. (1984). *Late Wisconsinian Glacier Complex* Geological Survey of Canada, Department of Energy, Mines, and Resources.

- Rainbird, R., Hadlari, T., Aspler, L., Donaldson, J., LeCheminant, A. et Peterson, T. (2003). Sequence stratigraphy and evolution of the Paleoproterozoic intracontinental Baker Lake and Thelon basins, western Churchill Province, Nunavut, Canada. *Precambrian Research*, 125(1), 21-53.
- Rampton, V. (2000). Large-scale effects of subglacial meltwater flow in the southern Slave Province, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(1), 81-93.
- Reimann, C., Filzmoser, P., Garrett, R. et Dutter, R. (2011). *Statistical data analysis explained: applied environmental statistics with R* John Wiley & Sons.
- Rijsdijk, K. F., Owen, G., Warren, W. P., McCarroll, D. et van der Meer, J. J. (1999). Clastic dykes in over-consolidated tills: evidence for subglacial hydrofracturing at Killiney Bay, eastern Ireland. *Sedimentary Geology*, 129(1-2), 111-126.
- Ryder, J., Bobrowsky, P., Sibbick, S., Newell, J. et Matysek, P. (1995). Recognition and interpretation of flow direction indicators for former glaciers and meltwater streams. *Drift Exploration in the Canadian Cordillera. British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Geological Survey Branch, Victoria, British Columbia*, 2, 1-22.
- Schomacker, A., Johnson, M. D. et Möller, P. (2018). *Drumlin formation: a mystery or not?* (Vol. 140, pp. 91-92) : Taylor & Francis.
- Sharpe, D., Lesemann, J.-E., Knight, R. et Kjarsgaard, B. (2021). Regional stagnation of the western Keewatin ice sheet and the significance of meltwater corridors and eskers, northern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 58(10), 1005-1026.
- Sharpe, D. R., Kjarsgaard, B. A., Knight, R. D., Russell, H. A. J. et Kerr, D. E. (2017). Glacial dispersal and flow history, East Arm area of Great Slave Lake, NWT, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 165, 49-72.
- Sharpe, D. R., Lesemann, J.-E., Knight, R. D., Kjarsgaard, B. A. et Plourde, A. P. (2014). *Glacial landscape architecture and sediment sampling, Mary Frances Lake – Whitefish Lake – Thelon River area (NTS 75-I, 75-J, 75-O, 75-P), Northwest Territories, Canada, Open File 7554*
- Shaw, J. (1979). Genesis of the Sveg tills and Rogen moraines of central Sweden: a model of basal melt out. *Boreas*, 8(4), 409-426.

- Shaw, J. (1983). Drumlin formation related to inverted melt-water erosional marks. *Journal of Glaciology*, 29(103), 461-479.
- Shaw, J. (1988). Subglacial erosional marks, Wilton Creek, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25(8), 1256-1267.
- Shepard, F. P. (1954). Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of sedimentary Research*, 24(3), 151-158.
- Shilts, W. (1973). Glacial dispersal of rocks, minerals, and trace elements in Wisconsinan till, southeastern Quebec, Canada. *Geological Society of America, Memoir*, 136, 189-219.
- Shilts, W. W. (1976). Glacial till and mineral exploration. *Glacial till. Edited by RF Legget. Royal Soc. Canada, Spec. Publ*, 12, 205-224.
- Shilts, W. W. (1980). Flow patterns in the central North American ice sheet. *Nature*, 286(5770), 213.
- Shilts, W. W., Aylsworth, J. M., Kaszycki, C. A. et Klassen, R. A. (1987). Canadian shield. Dans *Geomorphic Systems of North America* (vol. 2, p. 119-161). Geological Society of America Boulder, Colorado.
- St-Onge, D. (1984). Surficial deposits of the Redrock Lake area, District of Mackenzie. *Current Research, Part A; Geological Survey of Canada, Paper*, 271-276.
- Stanley, C. (2009). Geochemical, mineralogical, and lithological dispersal models in glacial till: physical process constraints and application in mineral exploration. *Application of till and stream sediment heavy mineral and geochemical methods to mineral exploration in Western and Northern Canada. Edited by RC Paulen and I. McMartin. Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 18, 35-48.
- Stea, R. (1994). Relict and palimpsest glacial landforms in Nova Scotia, Canada. *Meeting of the commission on the formation and deformation of glacial deposits* (p. 141-158).

- Stokes, C. R., Fowler, A. C., Clark, C. D., Hindmarsh, R. C. et Spagnolo, M. (2013). The instability theory of drumlin formation and its explanation of their varied composition and internal structure. *Quaternary Science Reviews*, 62, 77-96.
- Sugden, D. E. et John, B. S. (1976). *Glaciers and landscape* E. Arnold.
- Taylor, F. C. (1959). *Wholdaia Lake West, District of Mackenzie, Northwest Territories. Cartes préliminaires 9-1959* : Commission géologique du Canada.
- Taylor, F. C. et Bostock, H. (1970). *Geology, Wholdaia Lake, District of Mackenzie. Carte série "A" 1199A* : Commission géologique du Canada.
- Trommelen, M. S., Ross, M. et Campbell, J. E. (2013). Inherited clast dispersal patterns: Implications for palaeoglaciology of the SE Keewatin Sector of the Laurentide Ice Sheet. *Boreas*, 42(3), 693-713.
- Tyrrell, J. B. (1897). *Report on the Doobaunt, Kazan and Ferguson rivers and the north-west coast of Hudson Bay, and on two overland routes from Hudson Bay to Lake Winnipeg* Geological Survey of Canada.
- Ugelvig, S. V., Egholm, D. L. et Iverson, N. R. (2016). Glacial landscape evolution by subglacial quarrying: A multiscale computational approach. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(11), 2042-2068.
- Veillette, J., Roy, M., Paulen, R., Ménard, M. et St-Jacques, G. (2017). Uncovering the hidden part of a large ice stream of the Laurentide Ice Sheet, northern Ontario, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 155, 136-158.