

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

GÉOLOGIE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DE WAGER BAY, NUNAVUT :
CARTOGRAPHIE, DATATION DE RIVAGES MARINS ET IMPACTS DE
L'INVASION MARINE SUR LA GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS GLACIAIRES.

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

IYSE RANDOUR

AVRIL 2018

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.01-2006). 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

Je tiens en premier lieu à remercier les gens sans qui ce travail de recherche n'aurait pas été possible. Un immense merci donc à mon directeur de recherche, Martin Roy et à Isabelle McMartin, collaboratrice de la Commission Géologique du Canada pour l'aide, la patience, le temps consacré, les conseils académiques et les très nombreux enseignements. Merci également à Daniele Pinti pour le temps consacré à la lecture et à la correction.

Je tiens également à remercier mes collègues du 5e étage, en particulier Marjolaine Roux et Nathaly Desjardins pour les nombreuses discussions et fous rires qui ont si bien agrémentés les journées passées à l'Université. Un merci également à Pierre-Marc Godbout pour les raisons citées plus haut, l'aide tout au long du parcours et les fameuses discussions sur les pca...

Un grand merci également à mes amiEs, notamment Maude Proteau-Gagné et Émilie Potvin-Tremblay pour leur soutien et leur amitié, qui m'ont permis de décrocher dans les moments plus durs.

Aussi, comme ce travail n'a pas été un long fleuve tranquille, je tiens à remercier chaleureusement mes parents pour tout leur support et encouragements devant tout ce que j'entreprends. Merci papa d'avoir choisi le Canada en raison de la richesse de ses paysages (et merci maman, de l'avoir retenu de s'installer en Alaska!). Enfin, je remercie Samuel Gagnon, pour son amour, sa patience et son soutien devant ma charge de travail ainsi que pour nos promenades quotidiennes dans les rues de Montréal.

DÉDICACE

Je dédie ce mémoire à ma mami, pour tout
l'amour que la distance n'atteint pas. Je t'aime!

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES TABLEAUX.....	xiv
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES	xvi
RÉSUMÉ	xvii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1	
CADRE PHYSIOGRAPHIQUE.....	4
1.1 Localisation et généralités.....	4
1.2 Physiographie.....	6
1.3 Géologie du socle rocheux	7
1.4 Ressources minérales	12
1.5 Géologie du Quaternaire et travaux antérieurs.....	13
1.5.1 Invasion marine.....	20
CHAPITRE II	
DÉPÔTS DE SURFACE DE 56H-SUD.....	21
2.1 Méthodologie	21
2.1.1 Notions de stéréoscopie	21
2.2 Assemblage morpho-sédimentaire de la carte 56H-Sud	23
2.2.1 Unités quaternaires.....	23
2.2.2 Éléments géomorphologiques.....	37
2.3 Synthèse des éléments cartographiés et comparaison avec études antérieures.....	41
2.3.1 Séquences d'écoulement glaciaire.....	41

2.3.2 Patron de retrait glaciaire.	44
2.3.3 Comparaison avec les schémas d'Aylsworth et Shilts (1989a, 1989b)	45

CHAPITRE III

EXTENT AND CHRONOLOGY OF THE TYRRELL SEA INCURSION IN NORTHWESTERN HUDSON BAY (CANADA) BASED ON THE MAPPING AND COSMOGENIC ¹⁰ BE DATING OF RAISED MARINE LANDFORMS	48
---	----

3.1 Introduction.....	50
3.2 Regional setting, deglaciation and marine invasion in NW Hudson Bay	53
3.3 Methods.....	57
3.3.1 Mapping of the MML	57
3.3.2 Geochronology	59
3.4 Results.....	62
3.4.1 Geomorphological characteristics of the MML	62
3.4.2 MML elevation	63
3.4.3 Geochronology	65
3.5 Discussion	68
3.6 Conclusions.....	72
3.7 Acknowledgments.....	74

CHAPITRE IV

EFFECTS OF MARINE PROCESSES ON TILL COMPOSITION NEAR THE MARINE LIMIT SOUTH OF WAGER BAY, CENTRAL MAINLAND NUNAVUT.....	75
---	----

4.1 Introduction.....	77
4.2 Geological background	79
4.3 Methodology	81
4.3.1 Field sampling procedures	81
4.3.2 Laboratory procedures	83
4.3.3 Data analysis	85
4.4 Results.....	87
4.4.1 Physical properties	87
4.4.2 Matrix geochemistry	90
4.5 Interpretation and discussion.....	95
4.6 Conclusion	99

4.7 Acknowledgments.....	101
CONCLUSION.....	102
ANNEXE A DONNÉES GÉOCHIMIQUES DE LA MATRICE DES ÉCHANTILLONS DU SITE 1 ET 2	106
ANNEXE B PROFILS VERTICAUX ADDITIONNAUX	110
ANNEXE C ANALYSE DE DISPERSION.....	112
BIBLIOGRAPHIE.....	117

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
Figure 1.1: Localisation de la zone Tehery-Wager, GEM-2. Modifié de (Wodicka <i>et al.</i> , 2015).	5
Figure 1.2: La région d'étude et ses principaux repères géographiques. Le parc national Ukkusiksalik est indiqué approximativement en vert.	6
Figure 1.3: Modèle d'élévation numérique général de la région, généré à partir du <i>CDED topography</i> à 1:50k.	7
Figure 1.4: Géologie simplifiée du socle rocheux (Wodicka <i>et al.</i> , 2017). Les losanges noirs représentent les kimberlites.	8
Figure 1.5: Affleurement de quartzite poli par la glace. (SNRC 56G, juillet 2016).	9
Figure 1.6: Monzogranite de la Suite d'Hudson dans Wager Bay (crédit photo : M. Roy, SNRC 56H).	10
Figure 1.7: Zones tectoniques de la région. Modifié de St-Onge <i>et al.</i> , (2015).	11
Figure 1.8: Migration de la ligne de partage glaciaire du Keewatin (McMartin et Henderson, 2004). a. Peu de temps après le maximum glaciaire. b. Amorce de la	

déglaciation. 8,5 ka BP (Dyke, 2004). c. Retrait de la glace. 8 ka BP(Dyke, 2004). d. Position finale du KID avant fonte rapide (7 ka BP; Dyke, 2004).	14
Figure 1.9: Interprétation des séquences d'écoulements glaciaire de la région telle que proposée par Smith, (1990).	15
Figure 1.10: Zones proposées par Aylsworth et Shilts (1989).	16
Figure 1.11: Partie de la carte des formes glaciaires du Keewatin, (Aylsworth et Shilts, 1989) (1 : 1 M).	17
Figure 1.12 : Écoulements glaciaires généralisé au nord de Wager Bay (McMartin <i>et al.</i> , 2015a)	19
Figure 2.1: Plaine de dépôts organiques entre des formes fuselées (en haut) et alluvions de la rivière Lorillard (en bas) dans la région de Wager Bay.....	24
Figure 2.2 : Dépôts marins en imagerie SPOT et interprétation finale, 56H	25
Figure 2.3 : Photographie aérienne oblique (gauche) et vue correspondante en imagerie SPOT. Crédit photo : I. McMartin, juillet 2016, SNRC 56H.....	26
Figure 2.4 : Photographie aérienne oblique montrant des sédiments marins discontinus accumulés entre des crêtes rocheuses. Crédit photo : I. McMartin, juillet 2016, feuillet SNRC 56H-Sud.	27
Figure 2.5 : Unités de dépôts glaciolacustres entourant une rivière. Photographie prise de l'hélicoptère. Juillet 2015, feuillet 56H-Sud.	28

- Figure 2.6: Dépôts fluvioglaciaires bosselés (GFh), de contact glaciaire (GFc) et indifférenciés (GF)..... 30
- Figure 2.7: Photographie d'un champ de dépôts fluvioglaciaire bosselé. Crédit photo : I. McMartin, juillet 2016, feuillet 56H-Sud. 30
- Figure 2.8: Photographie de dépôts fluvioglaciaires. Les sols polygonaux sont indiqués par le symbole de dièse. Juillet 2016, feuillet SNRC 56H-Sud..... 31
- Figure 2. 9: Photographie depuis l'hélicoptère dans le nord de 56H-Sud. Le cône d'épandage se prolonge de chaque côté de la rive. (Crédit photo : I.McMartin, juillet 2015). 32
- Figure 2.10: Bandes de solifluxion sur du till épais. Les bandes plus foncées sont associées au ruissellement et sont composées d'un diamicton plus sableux. Le couvert végétal y est mieux exprimé. Les bandes plus claires sont très riches en ostioles et sont composées d'un sédiment plus intact (sablo-silteux). 34
- Figure 2.11: Till bosselé vu depuis l'hélicoptère. Crédit photo : I.McMartin, juillet 2016..... 35
- Figure 2.12: Photographie depuis l'hélicoptère des sols polygonaux géants contenus dans le till. Des lacs de thermokarst se développent dans les coins de glace de chaque polygone de toundra. 36
- Figure 2.13: *Crag-and-tail*, NTS 56G. La flèche indique la direction d'écoulement du glacier. 38

Figure 2.14: Paléo-chenaux proglaciaires disséquant du till en couverture continue. Le fond des chenaux est composé de blocs, arrondis par leur transport sous l'eau. (NTS 56H).....	39
Figure 2.15: Esker à crête plate à proximité du camp Nanuq. (NTS 56G).....	40
Figure 2.16: Lacs de thermokarst, NTS 56G.	40
Figure 2.17: Formes et marques d'érosion reliées à l'écoulement glaciaire.....	42
Figure 2.18: Formes reliées au retrait glaciaire.....	44
Figure 2.19 : Aperçu de la carte des dépôts meubles de Douglas Harbour-Sud (carte disponible en fin de document).	47
Figure 3.1: Study area and principal reference points. Insert figures show the pattern of deglaciation and concomitant post-glacial marine incursion: a) around 8640 cal a BP (7.8 ka ¹⁴ C); b) around 7830 cal a BP (7 ka ¹⁴ C), modified from Dyke (2004).	53
Figure 3.2: Digital elevation model of the study area and reported marine limit elevations and radiocarbon dates. Numbers refers to sample detail (reference, uncorrected ages) in Table 3.1.	56
Figure 3.3: Main features that mark the marine limit (shown with dashed white line) along Wager Bay (NTS 56H-South). a) Wave-cut notch in till veneer and wave-washed bedrock surface. Bedrock sample collected for surface exposition dating is shown at the front of the photograph. b) Principle of cosmogenic nuclide dating where postglacial waters remove the sediment prior to its exoneration, leaving a freshly-exposed surface for nuclide accumulation (modified from	

Godbout *et al.*, 2017). c) Perched boulder beaches and wave-washed bedrock surfaces. d) SPOT-4-5 satellite imagery of area shown in c). The pink overlay covers the boulder beaches area..... 60

Figure 3.4: Main MML features documented inland within the study area. a) Boulder beaches and wave-washed bedrock surfaces (NTS 56B). Marine limit is shown with a dashed white line. b) SPOT satellite image of a “till island” (NTS 56C) shown in d). c) Ground view of the boulder beach shown in a). d) Till island (NTS 56C) showing a thick till remnant on a topographic high with nearshore sediments and reworked till below the MML trimline..... 63

Figure 3.5: Elevation and dating results..... 65

Figure 3. 6: Probability density function (PDF) graphs. a) Exposure ages for all samples (n= 6). b) PDF plot of samples without the outlier WB1 (n= 5). c) PDF plot of samples around Daly Bay (n= 4). d) PDF plot of MML samples around Daly Bay (n=3)..... 68

Figure 4. 1 : Digital elevation model of the study area with location of sampling sites. Derived from Canada digital elevation data (GeoBase 2016), based on 1:50 000 National Topographic Data Base digital files. Insert figure shows the Tehery-Wager geoscience mapping activity (blue polygon)..... 80

Figure 4. 2: Site 1 framework. a) SPOT satellite image of the MML shown with dashed white line. Dots are sample above (pink; sub-site 1a) and below (blue; sub-site 1b) the MML. b) View inside the main frostboil 1a after sampling. The samples were collected from a vertical profile at 10-15 cm intervals creating a stratified appearance in the hole wall. c) Sampling intervals from main frostboil

1a. d) View from a duplicate of sub-site 1a. Main frostboil is being sampled in the background. e) View of a duplicate of sub-site 1b..... 81

Figure 4. 3: Site 2 framework. a) MML shown with dashed white line, with large dots representing main frostboil (2a in pink, 2b in blue) and small dots as duplicates, following same color chart. b) SPOT image of the same “till island”. Width of island is about 230 metres c) Main frostboil of sub-site 2a after the sampling. d) Main frostboil of sub-site 2b with interval samples besides the hole. e) View inside main frostboil of sub-site 2b..... 82

Figure 4. 4: Physical properties in till profiles at Sites 1 and 2 (a= above marine limit; b= below marine limit). Results of the field duplicates are indicated by a cross. The first graph shows the silt/clay ratio; the second graph represents textural results; the third graph shows the organic matter content (LOI %) and the sample number for each duplicate. The last column gives the color of till in the main frostboil samples. 89

Figure 4. 5: Distribution of selected major elements along the profiles at Sites 1 and 2 (a= above marine limit; b= below marine limit). Results of the field duplicates are indicated by a cross. 91

Figure 4. 6: Distribution of selected elements along the profiles at Sites 1 and 2 (a= above marine limit; b= below marine limit). Results of the field duplicates are indicated by a cross. 92

Figure 4. 7: Principal component analysis biplot graph (raw data). Inset graph shows the score contribution for PC1 and PC2..... 93

Figure 4. 8: Principal component analysis biplot graph (centred-log data). Inset graph shows the score contribution for PC1 and PC2.....	95
Figure x- i : Additional vertical profiles (1/2).....	110
Figure x- ii : Additional vertical profiles (2/2)	111

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
Table 3.1 : Radiocarbon ages from marine shells	57
Table 3.2: Radiocarbon and cosmogenic results.....	66
Table 4.1: Selected elements, methods of analysis, units and lower detection limits (MDL). LF200 = Lithium borate fusion; MA250= Multi-acid digestion.	85
Table 4.2: Analysis summary; "o" means that the dataset is too variable to conclude.	98
Table A i: Site 1 geochemistry table, oxides.....	106
Table A ii : Site 1 geochemistry table, metals and non-metals.....	107
Table A iii: Site 1 geochemistry table, oxides.	108
Table A iv: Site 2 geochemistry table, metals and non-metals.....	109
Table A vi: Detailed dispersion analysis for Site 1; "x" means the value either exceeds the interval $[\mu+2\sigma]$ or falls below the interval $[\mu -2\sigma]$ and nothing is	

<p>false. The interval is calculated for each sub-site. Sample with a high outlier number are highlight in peach color (1b-E and 1a-5).</p>	112
<p>Table A vii: Detailed dispersion analysis for Site 2; "x" means the value either exceeds the interval $[\mu+2\sigma]$ or falls below the interval $[\mu -2\sigma]$ and nothing is false. The interval is calculated for each sub-site. Sample with a high outlier number are highlight in peach color (2b-B and 2b-C).</p>	113
<p>Table A viii: Comparative interval analysis $[\mu \pm 2\sigma]$ for Site 1, above versus below the MML.</p>	114
<p>Table A ix: Comparative interval analysis for Site 2, above versus below.</p>	115
<p>Table A x: Interval analysis summary. In the first table, "x" means the Site 1a intervals exceed the intervals of the Site 1b. Rows are highlight when the same pattern is seen in both Site 1 and Site 2. In the second table, "x" mean that Site 1a intervals fall below the intervals of Site 1b.</p>	116

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

KID : *Keewatin Ice Divide* /ligne de partage des glaces du Keewatin

SNRC : Système national de référence de cartographie

NTS : *National topographic system*

asl: Au-dessus du niveau de la mer/*Above sea level*

MML : *Maximum marine limit* /limite marine maximale

GIA: *Glacio-isostatic adjustment* /ajustement glacio-isostatique

RSL: *Relative sea level* /niveau marin relatif

LOI : *Loss-on-ignition*/ Perte au feu

OM : *Organic mater*/ Matière organique

RÉSUMÉ

Ce projet de maîtrise porte sur la géologie Quaternaire de Wager Bay dans la région de Kivalliq au Nunavut. Trois objectifs de recherche ont été fixés pour ce mémoire: cartographier les dépôts meubles de Douglas Harbour sud (du feuillet SNRC 56H-Sud), dater des niveaux marins à l'aide d'isotopes cosmogéniques (^{10}Be) et analyser la géochimie et des propriétés physiques des sédiments glaciaires dans un contexte de submergence par la Mer post-glaciaire de Tyrrell.

La photo interprétation et les travaux de terrain dans 56H-Sud ont permis de préciser la position du centre de dispersion glaciaire du Keewatin (KID) et de caractériser son régime thermique basal. Ce territoire est dominé par trois secteurs; celui du dôme à base froide, des corridors d'eaux de fonte sous-glaciaires et de till profilés et finalement celui du roc et dépôts marins. Des niveaux marins maximaux dans Wager Bay (n=2), près de Daly Bay (n=3) ainsi qu'un bloc perché ont été datés pour une première fois à l'aide de l'isotope cosmogénique (^{10}Be), dans le but de contraindre l'âge minimum de la déglaciation et de l'invasion marine maximale. Cinq des six âges obtenus se situent à l'intérieur du premier intervalle de confiance, entre 8200 et 8900 cal a BP.

L'étude de la géochimie et des propriétés physiques des till a démontrés que les échantillons sous la limite marine maximale sont enrichis en sable et appauvris en silt et argile. Ces mêmes échantillons affichent des concentrations plus faibles en Ca, CaO, SiO₂, Na (perte relative en Ca- Na feldspaths) et une plus grande concentration en Zn, Ni, Co, Fe, Al, Li. Une augmentation qui serait toutefois reliée à une plus forte teneur en matière organique.

Mots clés : Datation d'exposition, limite marine maximale, Mer de Tyrrell, Wager Bay, géochimie.

INTRODUCTION

La géologie Quaternaire de l'Arctique canadien demeure encore peu connue des scientifiques et bon nombre d'études s'y déroulent présentement. Parmi celles-ci, des études d'envergure ont été lancées par la Commission Géologique du Canada depuis 2008 dans le programme de géo-cartographie pour l'énergie et les minéraux (acronyme G.E.M). Ces études ont pour but d'acquérir des connaissances géoscientifiques dans le but de renseigner les communautés nordiques quant à l'utilisation de leur territoire. Ces études sont composées de plusieurs thématiques, comprenant entre autre la cartographie du socle rocheux et de la géologie de surface à plus précise échelle (1 :100 000), la caractérisation des unités rocheuses et leur étendue géographique, l'identification de sites démontrant un potentiel minéral et la caractérisation de l'histoire glaciaire. C'est dans cette dernière composante que s'inscrit ce projet de maîtrise, basé sur la cartographie de la région de Wager Bay, au Nunavut avec la collaboration de la Dre Isabelle McMartin de la Commission Géologique du Canada. Les principaux thèmes abordés dans ce mémoire sont l'histoire glaciaire de la région au sud de Wager Bay (Douglas Harbour), la chronologie de l'inondation par la Mer post-glaciaire de Tyrrell et l'influence de cet épisode de submergence sur les sédiments glaciaires.

La cartographie des dépôts meubles du feuillet SNRC 56H-Sud (Douglas Harbour) à l'échelle 1 : 100 K a été produite par photo-interprétation suivant deux saisons de terrain. Cette carte a été publiée en août 2017 par Ressources Naturelles Canada (Randour *et al.*, 2017) et vient renforcer l'état actuel des connaissances, lesquelles

reposaient auparavant sur des travaux de cartographie à l'échelle 1 :1 M (Aylsworth et Shilts, 1989b). La version finale de la carte telle que publiée est présentée à la fin du chapitre 2 (figure 2.19) ainsi qu'en annexe. Le territoire cartographié présente trois grands ensembles morphosédimentaires. Le premier secteur était affecté par le régime thermique d'une glace à base froide et correspondait également à la ligne de partage des glaces. Deux familles de mouvements contemporains y sont retrouvés; l'une dirigé vers le nord-nord et l'autre vers le sud. L'absence de dépôts profilés et d'indicateurs de mouvement glaciaire au profil de la prédominance d'un till blocailleux, d'une abondance de felsenmeer et de chenaux latéraux sont des caractéristiques géomorphologiques d'une glace à base froide. Le second ensemble de la carte présente un faciès à base chaude, intensément marqué par les eaux de fonte de la déglaciation prenant la forme de larges corridors de dépôts fluvioglaciaires et dépôts glaciaires sous-jacents (till très remanié). De longues surfaces de till fuselés sont retrouvées entre ces corridors. Le dernier ensemble se situe au pourtour de Wager Bay, territoire où l'épaisseur des dépôts est moins marquée et où le roc domine. De nombreux indicateurs d'écoulements glaciaires y sont présents ainsi que des évidences de l'invasion marine et dépôts marins reliés.

Le second thème de recherche porte sur la chronologie de la déglaciation, en particulier sur l'invasion du territoire par la Mer de Tyrrell. Très peu de contraintes géochronologiques documentent cet épisode dans la région, principalement en raison du territoire difficile d'accès et de la faible abondance de matériel datable pour des méthodes géochronologiques classiques. En effet, cet environnement ne permettait pas le foisonnement de la vie marine, notamment en raison de la faible quantité de nutriment et les faibles températures caractérisant les eaux de fonte. Une méthode de datation directe a donc été employée sur des surfaces de roc lessivées marquant des niveaux marins maximum (n=6) par l'isotope cosmogénique du ^{10}Be . Cette approche

a été réalisée par les équipes du laboratoire du *Lamont-Doherty Institute* du Dr. Joerg Schaeffer et était utilisée pour la première fois dans un environnement glaciomarin. Les résultats obtenus sont encourageants. Ce chapitre est présenté sous forme d'article scientifique rédigé en anglais, qui sera soumis sous peu à la revue *Boreas*.

Finalement, l'influence de l'invasion marine sur les propriétés physiques (texture, couleur, contenu en matière organique) et la géochimie de la matrice des sédiments glaciaires a été étudiée. La question élaborée est la suivante : Dans quelle mesure la composition des sédiments glaciaires est modifiée par l'invasion marine immédiatement sous la limite marine et quelles sont les implications pour la prospection glacio-sédimentaire? Pour ce faire, j'ai réalisé des profils verticaux sur les propriétés physiques et l'abondance de 21 éléments ainsi que des analyses multivariées (analyses en composantes principales) et une étude de dispersion sur 21 éléments de la géochimie de la matrice. Ce chapitre est également rédigé sous forme de rapport scientifique en anglais et sera soumis pour publication interne gouvernementale de la Commission Géologique du Canada.

CHAPITRE I

CADRE PHYSIOGRAPHIQUE

Ce chapitre porte sur la localisation, la physiographie, la géologie du socle rocheux, et la géologie du Quaternaire de la région d'étude.

1.1 Localisation et généralités

La région à l'étude se situe dans le centre du Nunavut, entre la rive sud de Wager Bay et le nord de Chesterfield Inlet dans la province de Kivalliq. Le territoire s'étend entre les latitudes 64° et 66° et les longitudes 87° et 93°, couvrant deux feuillets SNRC à l'échelle 1 : 250 000 (56A, 56B), ainsi que 4 demi-feuillets (46E, 46D, 56C, 56H).

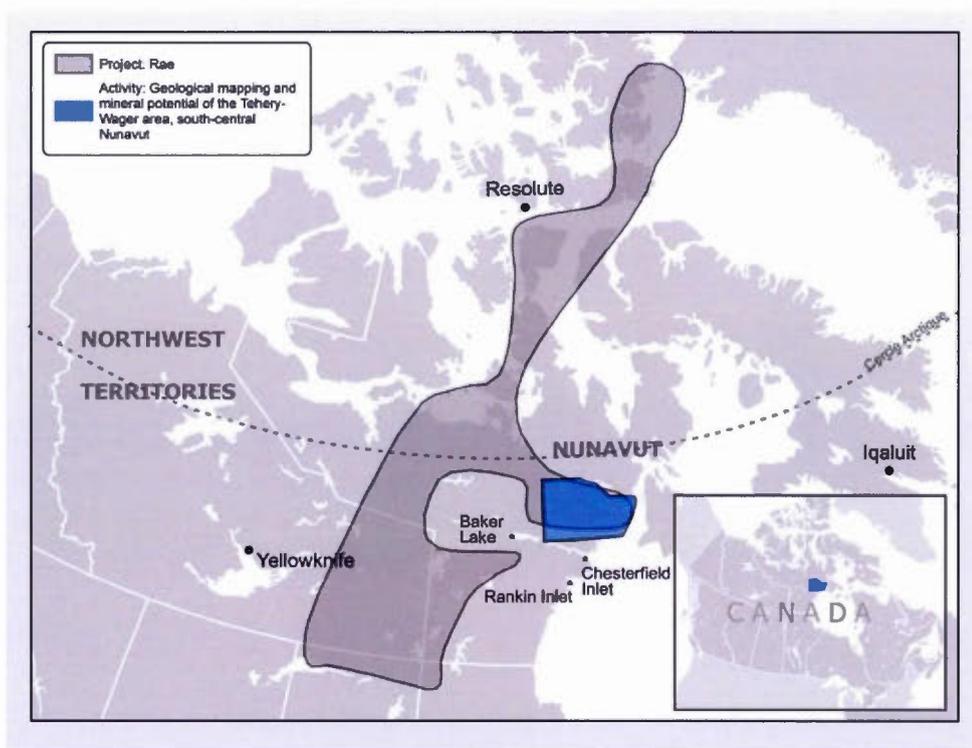


Figure 1.1: Localisation de la zone Tehery-Wager, GEM-2. Modifié de (Wodicka *et al.*, 2015).

Le territoire fait partie de la zone de pergélisol continu et le climat qui y règne varie entre continental arctique à subarctique. La température annuelle moyenne est de -11°C , avec des moyennes de $4,5^{\circ}\text{C}$ en été et de $-26,5^{\circ}\text{C}$ en hiver. Les précipitations moyennes tournent autour de 200-300mm (<http://climat.meteo.gc.ca>). La carte de couverture des terres du Canada (6^e édition) indique une zone de toundra avec un faible à très faible couvert de végétal. Les zones les plus au sud sont légèrement plus riches en lichens. L'écorégion caractéristique est le plateau de Wager Bay (#30). Le parc National Ukkusiksalik y a récemment (2014) été inauguré en raison de la richesse des paysages. Il n'existe aucune agglomération, hormis Baker Lake et Chesterfield Inlet, situées à plus de 150 kilomètres de la région d'étude (voir figures 1.1 et 1.2).

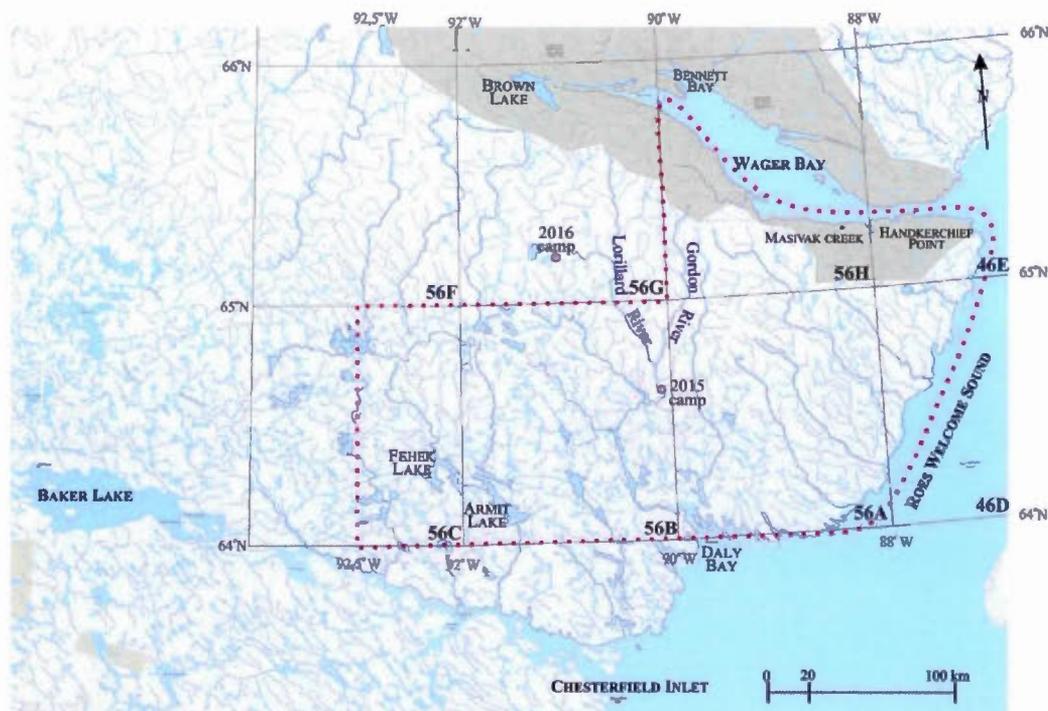


Figure 1.2: La région d'étude et ses principaux repères géographiques. Le parc national Ukkusiksalik est indiqué approximativement en vert.

1.2 Physiographie

Selon la carte des grands ensembles physiographiques du Canada (Bostock, 1970), la zone d'étude se situe dans la grande région physiographique du Bouclier Canadien, qui est composée de hauts plateaux disséqués par des plateformes côtières. La zone d'étude est comprise dans la région physiographique de Kazan, et plus spécifiquement à la sous-région de Wager.

La région à l'étude est caractérisée par un relief assez monotone ponctuée de quelques exceptions autour de la Baie de Wager (Figure 1.3). L'élévation varie depuis le niveau marin actuel jusqu'à 610 mètres. À l'est de Brown Lake, la rive sud

de Wager Bay est formée de parois rocheuses abruptes. L'élévation du terrain diminue vers l'est, de manière à permettre la déposition de plages modernes sur le territoire à hauteur de Masivak Creek.

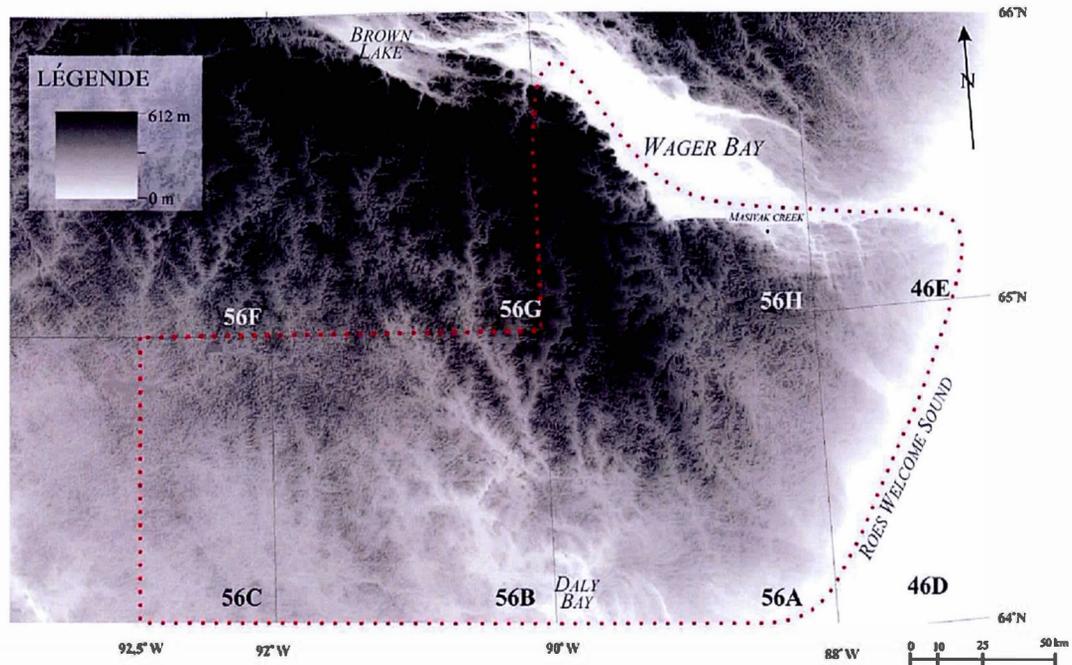


Figure 1.3: Modèle d'élévation numérique général de la région, généré à partir du *CDED topography* à 1:50k.

Deux bassins hydrographiques drainent le territoire vers la Baie d'Hudson : le bassin de Wager Bay, au nord et le bassin de la Rivière Lorillard. Ce dernier dicte largement la direction d'écoulement des eaux du territoire.

1.3 Géologie du socle rocheux

Le terrain d'étude se trouve dans la Province du Churchill, plus particulièrement dans le craton de Rae. La frontière avec le craton de Hearne, la zone tectonique Snowbird,

se trouve au sud-est de la région. Le terrain est majoritairement composé de roches cristallines précambriennes ayant enregistré divers épisodes de déformation. Plusieurs campagnes de terrain ont été menées ces dernières années par des membres de la Commission géologique du Canada. La figure suivante présente l'état des connaissances en date de 2016.

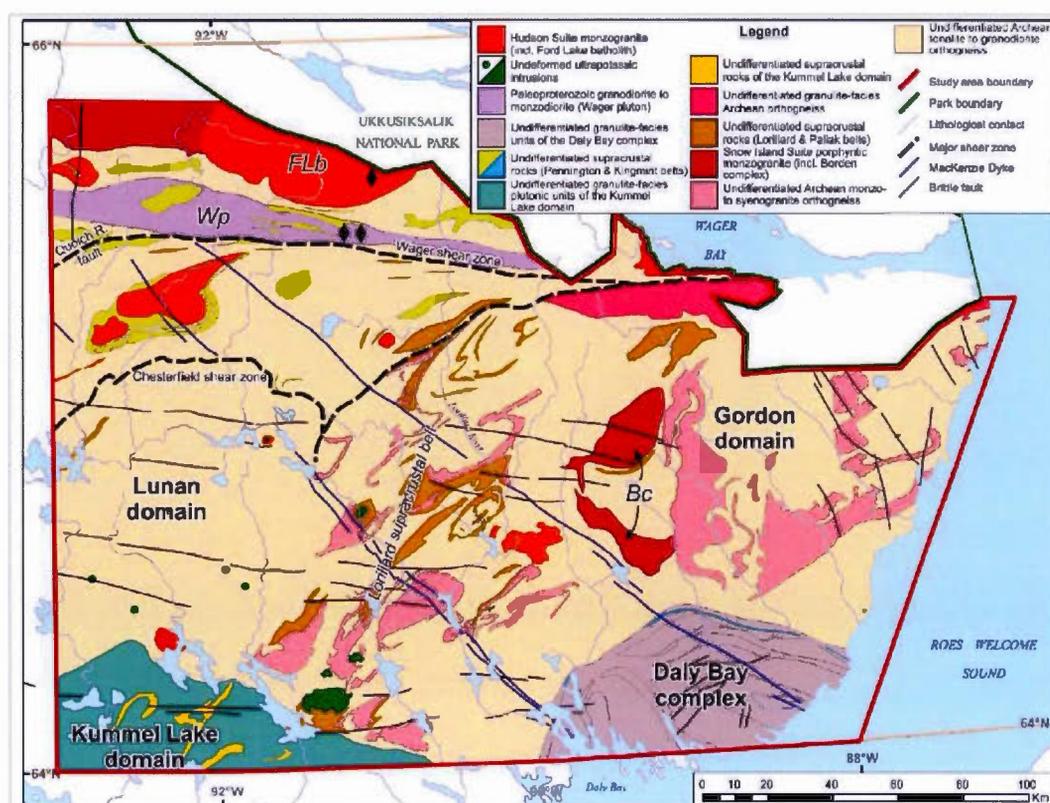


Figure 1.4: Géologie simplifiée du socle rocheux (Wodicka *et al.*, 2017). Les losanges noirs représentent les kimberlites.

Les orthogneiss de tonalite et de granodiorite datent de l'archéen (3250 à 2580 Ma) et forment l'unité prédominante de la région. Quelques inclusions ultramafiques (pyroxénite), mafiques (gabbro et amphibolite) et intermédiaires (diorite) sont

intégrées à cette unité (Wodicka *et al.*, 2016). Deux principaux domaines (Lunan et Gordon) y sont séparés par la ceinture de roches supracrustales Lorillard (2.75 et 3.09Ga). Cette dernière contient un potentiel en métaux de base et précieux (Ag, Cu, Bi, Au et arsénides de Co-Fe) et des intrusions variant de ultramafiques (péridotite et pyroxénite) à intermédiaire (diorite) la composent (McMartin *et al.*, 2013; Wodicka *et al.*, 2017). Des grandes étendues de quartzite font partie de ces unités (figure 1.5).



Figure 1.5: Affleurement de quartzite poli par la glace. (SNRC 56G, juillet 2016).

Un autre groupe de roches supracrustales affleure également sur le territoire. Celles-ci sont de composition minéralogique diverses et sont encore à l'étude par l'équipe de la Commission géologique.

Le monzogranite de la Suite d'Hudson (figure 1.6), qui affleure le long de la baie de Wager et à proximité de Brown Lake a été mise en place au paléoprotérozoïque

suivant un vaste épisode d'intrusions magmatiques. Ce monzogranite contient un fort pourcentage de quartz et de feldspaths et est daté à 1.83 Ga. L'ensemble de ces roches aurait par la suite été déformé par l'orogénie Trans-Hudsonienne, entre 1860 et 1750Ma.

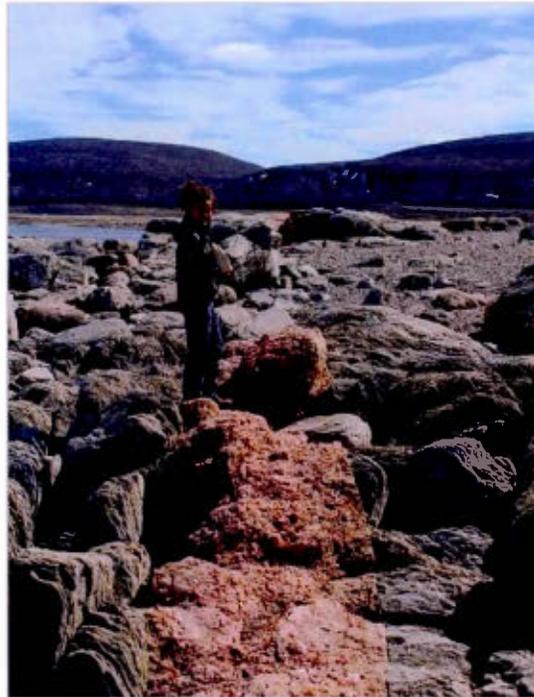


Figure 1.6: Monzogranite de la Suite d'Hudson dans Wager Bay (crédit photo : M. Roy, SNRC 56H).

Deux grandes structures de déformations caractérisent le nord de la région, la zone de cisaillement de Wager et la faille de Chesterfield.

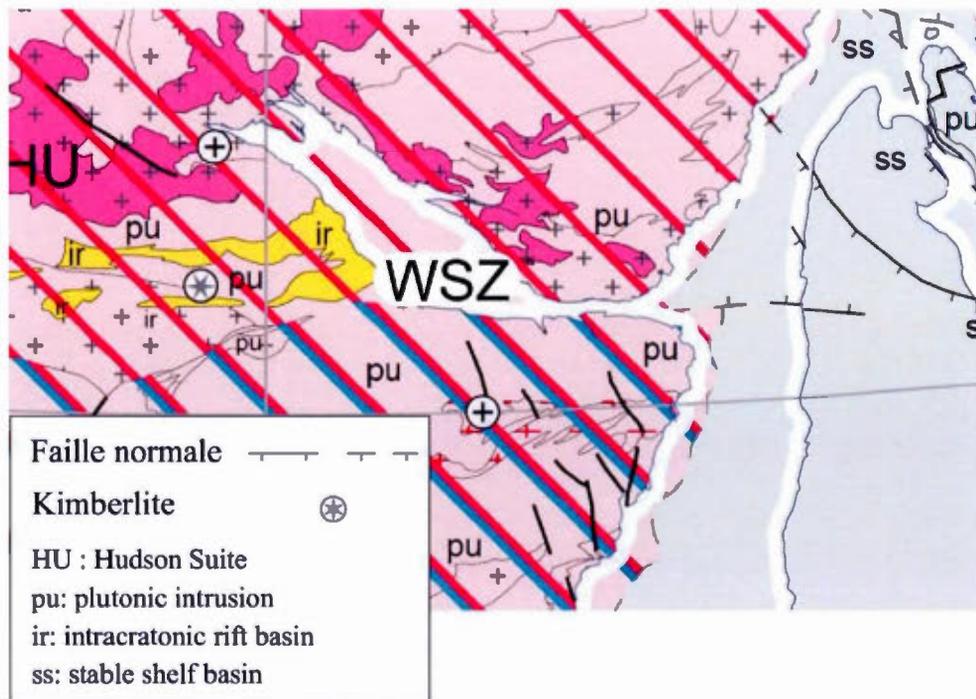


Figure 1.7: Zones tectoniques de la région. Modifié de St-Onge *et al.*, (2015).

La zone de cisaillement de Wager (WSZ) s'étend d'est en ouest, parallèlement à la rive sud de Wager Bay (figure 1.7). Cette faille au pendage vertical est particulièrement mylonitisée et son plus récent mouvement date approximativement de 1808 Ma (Henderson et Roddick, 1990; Steenkamp *et al.*, 2016). Celle-ci pourrait être le prolongement de la zone tectonique Snowbird (Berman *et al.*, 2007), séparant les cratons de Rae et d'Hearne (bloc de Chesterfield). Ces mêmes chercheurs interprètent cette faille comme résultant de l'orogénie Trans-Hudson. La faille de Chesterfield serait quant à elle interprétée comme la limite entre deux types de métamorphisme ayant agi sur les roches supracrustales. Le faciès d'amphibolite domine du côté nord de la faille tandis que le côté sud est caractérisé par un faciès de granulite (Schau, 1983).

À l'est du terrain couvert, l'île de Southampton est constituée d'une plateforme carbonatée stable datant du paléozoïque (Heywood et Sanford, 1976).

1.4 Ressources minérales

Le terrain à l'étude est connu pour ses richesses minérales, notamment en or, diamant et métaux précieux. Agnico-Eagle est la compagnie la plus active dans la région avec trois grands projets, Meadowbank, Amaruq et Meliadine. La mine de Meadowbank (<https://www.agnicoeagle.com>) située au nord de Baker Lake est actuellement en exploitation pour l'or depuis 2010. L'épuisement des ressources estimé pour 2018. Le gisement Amaruq, situé à une cinquantaine de kilomètres seulement de Meadowbank est présentement dans la phase d'exploration. La mine de Meliadine, située entre Rankin et Chesterfield Inlet est actuellement dans sa phase de construction. L'exploitation devrait débuter en 2019.

L'exploitation de diamants est faite dans la région, par *Peregrine Diamond Ltd.* Au total, trois importantes kimberlites diamantifères ont été trouvées en 2007 dans le cadre du projet Nanuq. Des travaux en prospection glacio-sédimentaires ont confirmé la présence de kimberlites diamantifères dans la région (Day *et al.*, 2013, McMartin *et al.*, 2013b). Un autre train de dispersion, trouvé au sud de la zone identifiée précédemment indique une concentration élevée en forstérite, minéral indicateur de kimberlite. Des analyses sont en cours pour déterminer la source des olivines (McMartin *et al.*, 2016).

Des anomalies en Ag, Cu, Bi, Au et arsénides Co-Fe donnent aux roches supracrustales de la région un potentiel économique en métaux de base et précieux (McMartin *et al.*, 2013b). Des gossans sont également trouvés dans la région, indiquant la présence de diverses minéralisations (Wodicka *et al.*, 2016).

1.5 Géologie du Quaternaire et travaux antérieurs

De nombreux aspects seront détaillés dans ce mémoire. Cette section présente seulement les grands traits du contexte géologique quaternaire.

La région d'étude était située anciennement sous les glaces du Keewatin, l'un des trois secteurs principaux de l'Inlandsis Laurentidien pendant la dernière glaciation. Ce secteur comporte le dernier vestige englacé de l'Inlandsis à l'ouest de la Baie d'Hudson (Lee, 1959) et a été largement étudiée par la Commission géologique du Canada au milieu des années 1970, notamment par Shilts (1973, 1977). Le territoire contient une large zone linéaire depuis lequel les mouvements glaciaires s'écoulent de façon radiale. Cette zone est associée à la ligne de partage des glaces du Keewatin, communément désignée sous l'appellation de KID pour *Keewatin Ice Divide* (Aylsworth et Shilts, 1989a; McMartin et Dredge, 2005). Dans la région d'étude, plusieurs formes fuselées et stries glaciaires indiquent que l'avancée glaciaire s'est faite vers le sud-sud-est et du sud-est au sud du KID (McMartin *et al.*, 2015b, voir figure 1.8). Au nord du KID, les écoulements sont cette fois dirigés vers le nord. Selon les recoupements des formes fuselées visibles en photo-aériennes et des stries sur le terrain, la ligne de partage des glaces du Keewatin aurait effectué plusieurs déplacements (Tyrrell, 1897; Cunningham et Shilts, 1977; Dyke, 2004; McMartin et Henderson, 2004). Dans la zone d'étude, les indicateurs montrent une plus grande stabilité de l'axe du KID (McMartin and Dredge, 2005).

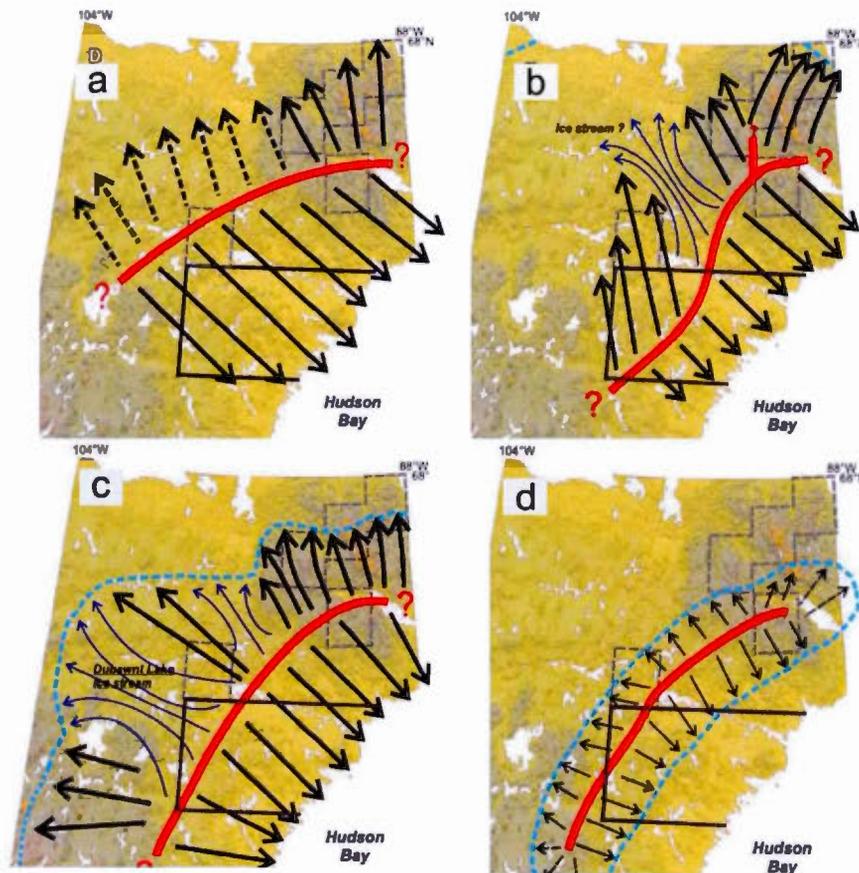


Figure 1.8: Migration de la ligne de partage glaciaire du Keewatin (McMartin et Henderson, 2004). a. Peu de temps après le maximum glaciaire. b. Amorce de la déglaciation. 8,5 ka BP (Dyke, 2004). c. Retrait de la glace. 8 ka BP (Dyke, 2004). d. Position finale du KID avant fonte rapide (7 ka BP; Dyke, 2004).

Les résultats d'un projet de maîtrise autour de Wager Bay (Smith, 1990) ont regroupés plusieurs formes glaciaires selon leur chronologie relative. La figure 1.9 illustre un écoulement glaciaire principalement en direction du sud-est (mouvement B) dans la région d'étude, suivi d'un dernier mouvement vers le nord-est (mouvement C). Dans cette étude, Smith (1990) a interprété le retrait glaciaire comme se faisant par défragmentation de la calotte en petits culots de glace. Ses interprétations étaient

alors basées sur la position des chenaux d'eau de fonte latéraux et la topographie régionale.

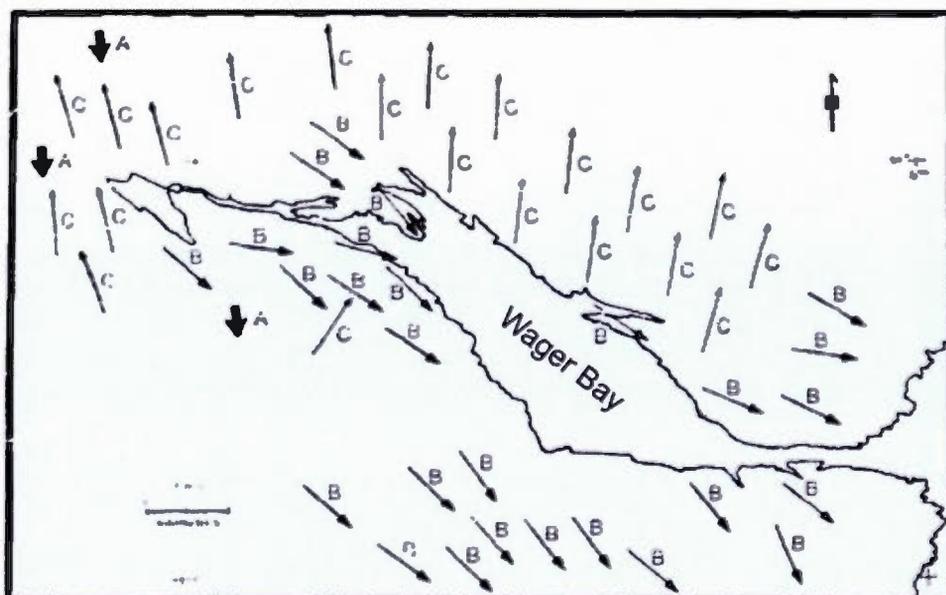


Figure 1.9: Interprétation des séquences d'écoulements glaciaire de la région telle que proposée par Smith, (1990).

Au nord de Wager Bay, l'écoulement glaciaire prédominant est dirigé vers le nord, tel que le montre de nombreux indicateurs de mouvement glaciaire (crag and tail, drumlins, stries). Ceci a d'ailleurs été amplement vérifié dans les travaux effectués par la Commission géologique (McMartin *et al.*, 2015a). Par contre, contrairement à Smith (1990), McMartin et Dredge (2005a) ont démontrés que les mouvements C ne sont pas reliés. En effet, le mouvement C vers le NE au sud de Wager Bay n'est pas relié au même mouvement C dominant au nord de Brown Lake et de Wager Bay.

La carte glaciaire du Canada (Prest *et al.*, 1968) est une des premières cartes montrant les grands ensembles de la géologie des dépôts meubles au Keewatin (1 : 5M). C'est

plus d'une trentaine d'années plus tard qu'une carte à plus haute résolution impliquant la région d'étude est publiée (Aylsworth et Shilts, 1989). Dans le rapport qui accompagne cette carte, Aylsworth et Shilts (1989) séparent le nord-ouest de la baie d'Hudson en quatre grandes zones (figure 1.10).

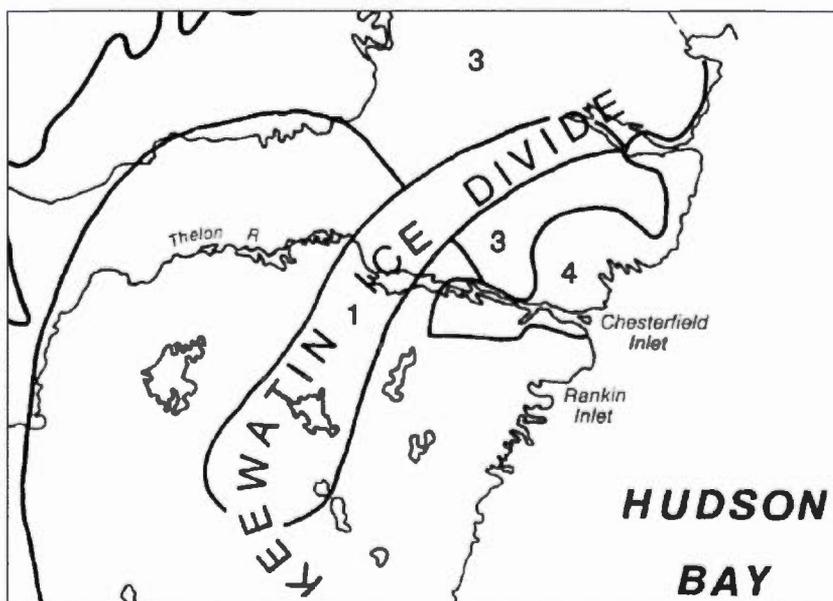


Figure 1.10: Zones proposées par Aylsworth et Shilts (1989).

Trois de ces grandes zones sont présents dans la région étudiée; le secteur 1, contenant le KID et ses rares formes d'écoulements glaciaires, le secteur 3, nommé zone externe de dépôts, renferme de nombreux eskers, drumlins et formes fuselés mis en place depuis le KID. La zone 4, quant à elle caractérisée par des affleurements rocheux et peu de dépôts.

La carte au 1 : 1M montre plus spécifiquement les grands ensembles de dépôts de surface présents autour de Wager Bay (figure 1.11).

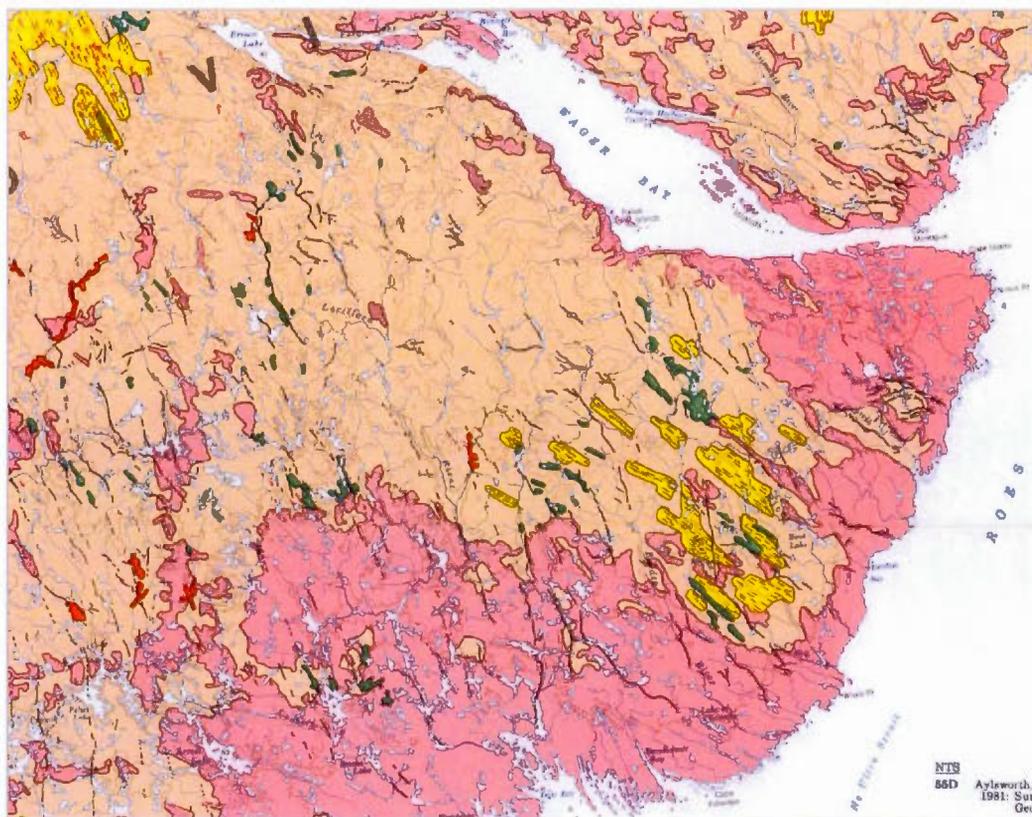


Figure 1.11: Partie de la carte des formes glaciaires du Keewatin, (Aylsworth et Shilts, 1989) (1 : 1 M).

Dans cette carte, le rose représente les zones de 80% et de plus de roc, le jaune les zones de formes fuselées, le vert les moraines de Rogen/côtelées, l'orange les zones de dépôts fluvio-glaciaires et le beige des dépôts non-différenciés (surtout du till). Toujours en 1989, des cartes couvrant les feuillets SNRC 56B et 56C sont publiées par Aylsworth. Celles-ci sont alors essentiellement faites par photo-interprétation à l'échelle 1 : 250 000. Par la suite, plusieurs études ont décrit le territoire avec des cartes de compilation de formes d'écoulement glaciaire (Boulton et Clark, 1990; Clark, 1997; De Angelis, 2007; De Angelis et Kleman, 2005, 2007, 2008; Kleman *et al.*, 2002, 2010; Shaw *et al.*, 2010a-b; Margold *et al.*, 2015). Ces compilations ont été faites à l'aide d'images satellites et de modèles d'élévation numériques, sans ou avec très peu de vérification sur le terrain. En 2007, le feuillet SNRC 56G, est cartographié

au 1 :250K suite à des travaux de terrain effectués en 2004 (Dredge et McMartin, 2007). Les projets GEM-1 et GEM-2 ont par la suite permis une cartographie plus détaillée, à l'échelle 1 : 100 000 par Dredge et al., (2013a-c) (56A-Nord, 56A-Sud, 46D-Ouest), et Dredge *et al.*, *in prep* (46E). Restait alors le feuillet 56H-Sud, produit dans le cadre du présent travail (Randour et McMartin, 2017).

McMartin et Dredge (2005), et McMartin *et al.*, (2015a) ont précisés la séquence des écoulements glaciaires de part de d'autre de Wager Bay et démontrer des évidences pour la présence de plusieurs zones à base froide sous le KID (figure 1.12). Ces zones comprennent soit les terrains reliques situés sur des hauts plateaux et sont caractérisées par sédiments et roches altérés, de nombreux felsenmeer, une présence de chenaux latéraux et l'absence de traces d'érosion glaciaire et de lacs, ou encore des terrains glaciaires plus récents mais recoupés par de nombreux chenaux d'eaux de fonte latéraux et caractérisés par l'absence de sédiments fluvioglaciaires. Le schéma suivant en découle (figure 1.12)

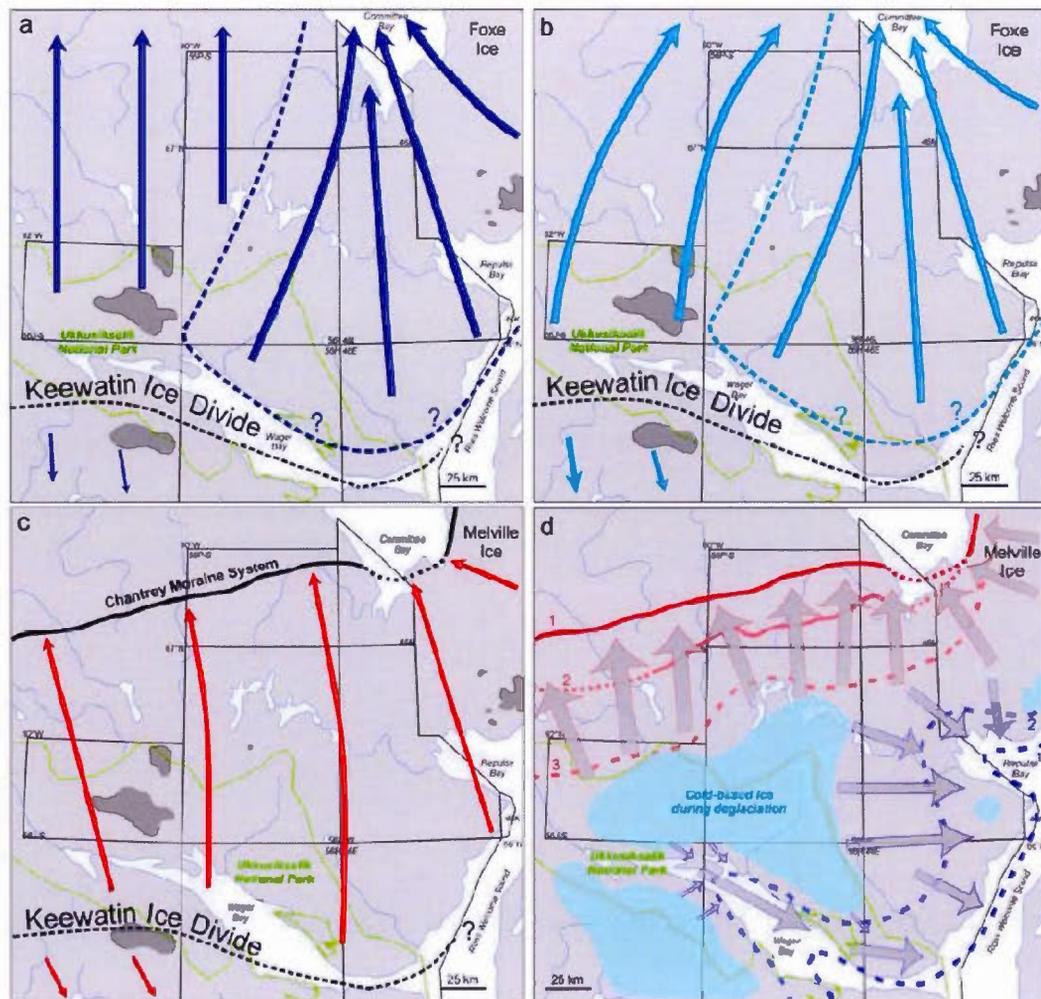


Figure 1.12 : Écoulements glaciaires généralisé au nord de Wager Bay (McMartin *et al.*, 2015a)

Les zones grises représentent les parties affectées par une dynamique à base froide pendant la dernière glaciation (terrains reliques), les zones bleues les terrains à base froide pendant la déglaciation et les flèches les écoulements généralisés: a) le dernier maximum glaciaire, b) le début de la déglaciation c) le retrait vers le nord du système de moraines Chantrey et d) les derniers patrons de déglaciation. En d), les lignes numérotées (1. Position la plus récente) montrent que le retrait de la marge glaciaire,

se faisait vers Wager Bay et Roes Welcome Sound pour ce qui est du territoire directement au nord du terrain d'étude.

1.5.1 Invasion marine

Selon les cartes paléogéographiques basées sur des datations radiocarbones ^{14}C (Dyke, 2004), la déglaciation de la région s'est produite entre 7,7 k a ^{14}C BP et 6 k a ^{14}C BP. Durant la dernière glaciation, le poids de l'Inlandsis a pour effet d'affaisser la croûte terrestre par rapport à sa configuration actuelle. Au cours de la déglaciation, le retrait glaciaire a pour conséquence de produire des volumes d'eaux de fonte, augmentant de façon significative le niveau marin. La hausse du niveau marin s'est faite à un rythme plus rapide que le relèvement isostatique, causant ainsi l'inondation des territoires marginaux. Cet épisode est enregistré par la présence de dépôts marins juchés sur la côte de la baie d'Hudson. La limite marine maximale fait référence à la position maximale occupée par la mer post-glaciaire et marque donc la frontière entre les terres immergées et les terres émergées.

La chronologie de l'invasion marine de la Mer de Tyrrell est méconnue dans la région à l'étude. Avant cette étude, seulement un âge radiocarbone provenant de coquilles marines pour un site à 126 m d'élévation était connu entre Wager Bay et Chesterfield inlet (6600 ± 170 ^{14}C ans; échantillon GSC-289, Craig (1965)). Des coquillages marins ont également été trouvés dans deux sites au nord de Wager Bay à une élévation approximative de 60 mètres, ce qui est bien en-dessous de la limite marine maximale (Dredge et McMartin, 2005a). Les âges obtenus sont de 5540 ± 60 ans ^{14}C BP (GSC-6839) et de 5690 ± 80 ans ^{14}C BP (GSC-6320).

CHAPITRE II

DÉPÔTS DE SURFACE DE 56H-SUD

Ce chapitre présente la méthodologie utilisée pour la cartographie des dépôts de surface et des formes glaciaires ainsi que les principales caractéristiques des unités recensées. Ces données et observations cartographiées sont ensuite utilisées pour reconstruire l'histoire de l'avancée et du retrait glaciaire du secteur à l'étude.

2.1 Méthodologie

2.1.1 Notions de stéréoscopie

Les photographies utilisées ont été prises entre les mois de juillet 1956 et d'août 1959 selon un axe nord-sud. Les photographies ont été prises avec un angle vertical, à une altitude avoisinant les 10 000m (30 000 pieds), permettant une échelle de 1: 60 000. Onze lignes ont été nécessaires pour couvrir la superficie du territoire à l'étude, ce qui représente un peu plus de cent-vingt photos. En tenant compte des stéréo-paires, une soixante ont été interprétées. Des cadres ont d'abord été tracés sur chacune des photos afin de limiter le chevauchement dans les travaux d'interprétation. Ceux-ci ont été tracés en fonction de la visibilité du terrain sur la photo, laquelle est souvent dictée

par les conditions météorologiques. À titre d'exemple, quelques photos prises en juillet 1957 présentent un important couvert de neige. L'utilisation de l'imagerie satellitaire SPOT et Landsat7 ont palliés à ces limites. L'interprétation s'est faite à l'aide d'un stéréoscope à miroir. Le jeu de miroir permet la convergence d'une paire d'images, ce qui permet au cerveau de voir les différences et de restituer le relief. La texture et la couleur sont les principaux critères utilisés pour l'identification des unités morphosédimentaires. L'absence de végétation et d'activité humaine dans cette région facilite l'observation des dépôts meubles.

Les images satellites Landsat7 et Spot ont secondé la photo-interprétation en ajoutant du détail quand les photographies étaient de mauvaise qualité ou lorsque les dépôts présentaient des caractéristiques trop similaires en photo-aérienne. Les versions SPOT 4 et 5 ont une importante résolution spatiale variant entre 2,5 m (résolution multispectrale), 5 m (couleur naturelle) et 10 m (panchromatique). Les images SPOT utilisées sont en noir et blanc (panchromatique) et permettent une cartographie relativement détaillée (1 : 25 000) selon les zones. Les bandes spectrales utilisées dans les images Landsat-7 ETM+ sont les 7, 4 et 2, correspondant à l'infrarouge de courte longueur d'onde, à l'infrarouge proche et au vert (<https://landsat.gsfc.nasa.gov>). La résolution des images est de 30 m, soit trois fois moins que les images SPOT. Néanmoins, l'imagerie Landsat permet de discerner rapidement le roc et les blocs. Ceci est possible grâce à la différence de réfléchissement des ondes des divers matériaux qui couvrent la surface terrestre. Ces différences s'expliquent notamment par le couvert végétal et l'humidité. Deux grands ensembles sont alors visibles; les sédiments couverts par la végétation, en vert et les affleurements de roc et/ou de blocs, en rose. Des exemples sont présentés dans la section suivante.

2.2 Assemblage morfo-sédimentaire de la carte 56H-Sud

La carte de Douglas Harbour sud est presque entièrement recouverte de dépôts quaternaires. Le socle rocheux affleure près de la baie de Wager et de la zone de cisaillement. Les sédiments glaciaires sont dominants, et sont disséqués par de larges corridors d'eaux de fontes ou se sont accumulés des sédiments fluvioglaciaires. Des dépôts marins sont retrouvés le long de la proto-baie de Wager. Les sections qui suivent présentent les principales caractéristiques des unités et formes recensées.

2.2.1 Unités quaternaires

2.2.1.1 *Dépôts Holocène*

Dépôts organiques (O) : Sont composés de tourbe et boue indifférenciés, généralement d'épaisseur inférieure à 30cm. Se présente en terrain plat, couvert d'herbes par-dessus un terrain faiblement drainé ou entre les formes glaciaires en relief (figure 2.1). L'origine du sédiment sous-jacent peut être alluviale ou marin. Des sols polygonaux et des lacs de thermokarst sont souvent visibles. Ces dépôts recouvrent 0,6% du territoire cartographié.

Dépôts alluviaux (A) : Est un mélange non-différencié de sable, silt, argile, peu de graviers et de matière organique d'épaisseur inférieure à 2m. Forment la plaine inondable à proximité des rivières et cours d'eaux actuels et/ou passés. Les alluvions couvrent 0,7% du terrain. Un exemple est présenté dans la figure 2.1.



Figure 2.1: Plaine de dépôts organiques entre des formes fuselées (en haut) et alluvions de la rivière Lorillard (en bas) dans la région de Wager Bay.

2.2.1.2 Holocène - Pléistocène tardif

2.2.1.2.1 Dépôts marins (Mr, Mv, Mb).

Sédiments déposés dans la Mer post-glaciaire de Tyrrell. Leur épaisseur varie entre 1-10m. Se retrouvent autour des côtes de Wager Bay, entre le niveau marin actuel et en-dessous de la limite de l'étendue maximale de la Mer de Tyrrell (+/-150m). Mis ensemble, les dépôts marins couvrent 1,1% du territoire.

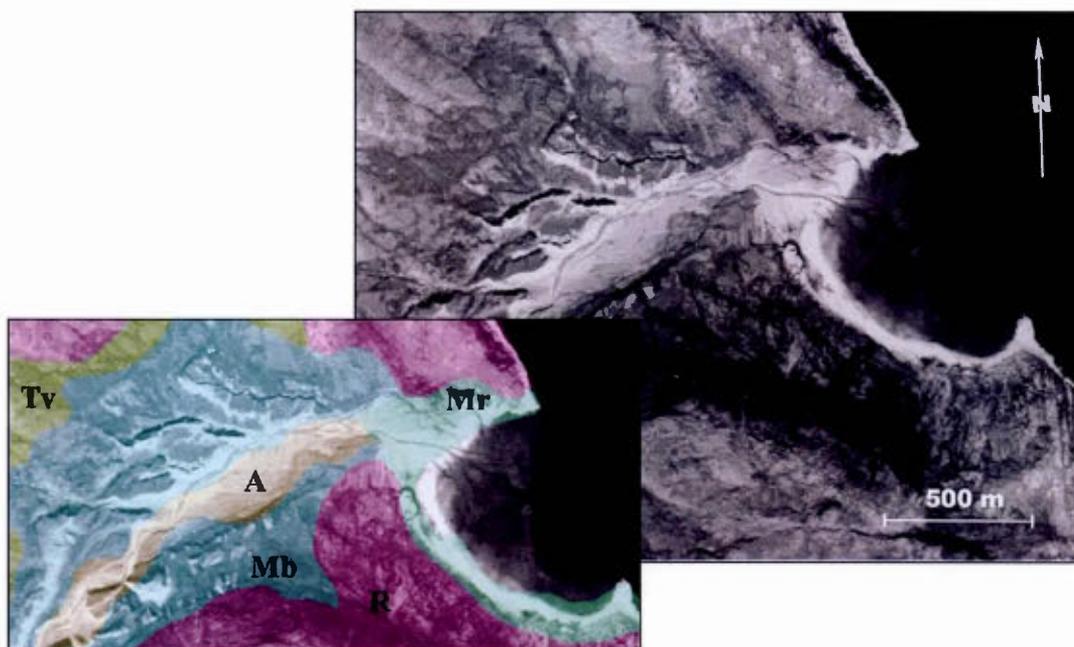


Figure 2.2 : Dépôts marins en imagerie SPOT et interprétation finale, 56H

Dépôts littoraux (Mr) : Sont composés de sable et gravier, entre 2-5m d'épais. Composent les formes associées aux rivages tels que les plages et les terrasses marines, tel que présenté dans les figures 2.2 et 2.3. Dans ces dépôts sont inclus quelques deltas, entre 90-130 m d'élévation. Ces deltas marquent l'élévation dans la Mer de Tyrrell, où se jetaient les eaux de fontes. Les deltas sont principalement aperçus à des élévations autour de 90-130 m, bien que certains d'entre eux se déversent au niveau actuel de l'eau. Ces dépôts sont les plus communs des unités marines.



Figure 2.3 : Photographie aérienne oblique (gauche) et vue correspondante en imagerie SPOT. Crédit photo : I. McMartin, juillet 2016, SNRC 56H.

Dépôts marins discontinus (Mv) : Sont composés de sable fin, silt et argile, d'une épaisseur inférieure à 2m. Épouse la forme sous-jacente du till lessivé. Les sols polygonaux sont souvent visibles, et un mince couvert végétal peut être observé, tel que sur la figure 2.4.



Figure 2.4 : Photographie aérienne oblique montrant des sédiments marins discontinus accumulés entre des crêtes rocheuses. Crédit photo : I. McMartin, juillet 2016, feuillet SNRC 56H-Sud.

Dépôts marins en couverture continue (Mb) : Est un mélange de sable et silt, entre 2-10m d'épaisseur. Ces dépôts sont retrouvés en terrasses plates ou légèrement ondulées, en placage contre les parois abruptes rocheuses. Forment une couverture continue, cachant les sédiments sous-jacents. Ces dépôts sont principalement visibles dans l'extrême nord-ouest de la carte.

2.2.1.2.2 Dépôts glaciolacustres (Glv).

Ces dépôts sont constitués de silt, sable et gravier déposés dans des lacs éphémères, confinés par des buttes de sédiments ou par la marge glaciaire en retrait. Les dépôts glaciolacustres couvrent 1,6% du territoire.

Dépôts glaciolacustres en couverture discontinue (Glv) : Silt, sable et gravier, moyennement à fortement triés, d'épaisseur variant entre 1-5m, déposés dans des bassins glaciolacustres à l'intérieur ou adjacents aux corridors d'eaux de fonte. Sont associés à des sédiments glaciaires.

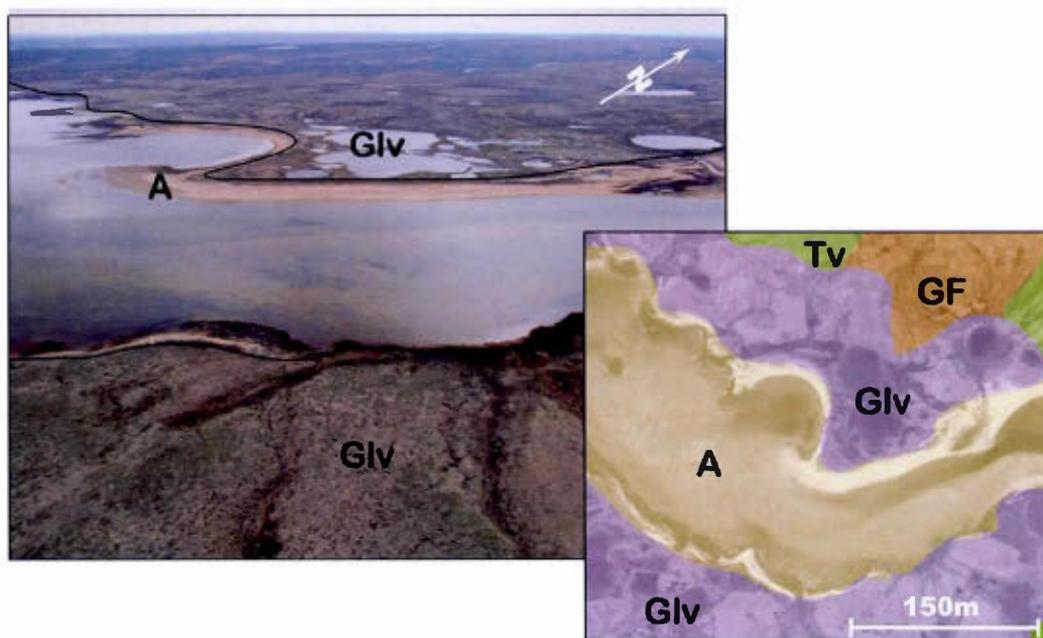


Figure 2.5 : Unités de dépôts glaciolacustres entourant une rivière. Photographie prise de l'hélicoptère. Juillet 2015, feuillet 56H-Sud.

2.2.1.2.3 Dépôts fluvioglaciaires (GFc, GFh, GFp, GFf, GF).

Contiennent un peu de silt, sable et gravier, de moyennement à bien triés, de massifs à stratifiés. Les dépôts fluvioglaciaires sont des sédiments déposés par des cours d'eau de fonte, de position proximale ou distale par rapport à la marge glaciaire, dans un environnement sous-glaciaire, proglaciaire ou subaérien. Sont majoritairement associés à des sédiments glaciaires lessivés. Les dépôts fluvioglaciaires représentent 5,5 % du territoire. Les figures 2.6 à 2.9 illustrent ces types de dépôts en imagerie SPOT et sur le terrain.

Dépôts juxtaglaciaires (GFc) : Est un mélange entre sable, gravier et cailloux, de 2 à 20m d'épais, modérément triés, massif à stratifiés, déposés au contact de la glace, et comprend des environnements sous-glaciaire. Constituent les eskers et les kames; leur surface peut être parsemée de kettles. Sédiments trouvés majoritairement dans des corridors d'eau de fonte sous glaciaire. Les segments d'eskers sont continus, d'une longueur moyenne de 485m et leur crête peut être escarpée ou aplatie. Leur trajectoire est majoritairement orientée SE-SSE. 1,2% du territoire est couvert de dépôts juxtaglaciaires.

Dépôts bosselés/hummocky (GFh) : Sont décrit comme étant un mélange d'un diamicton sableux, de sable et de gravier, entre 2 et 10m d'épais, pauvrement à modérément triés, de massifs à stratifiés. Forment des monticules irréguliers et des petites crêtes, des crêtes en écailles de poisson et des terrains bosselés élongés. Sont trouvés à l'intérieur des corridors d'eau de fonte sous-glaciaire. Les dépôts bosselés représentent 2,9 % du territoire.

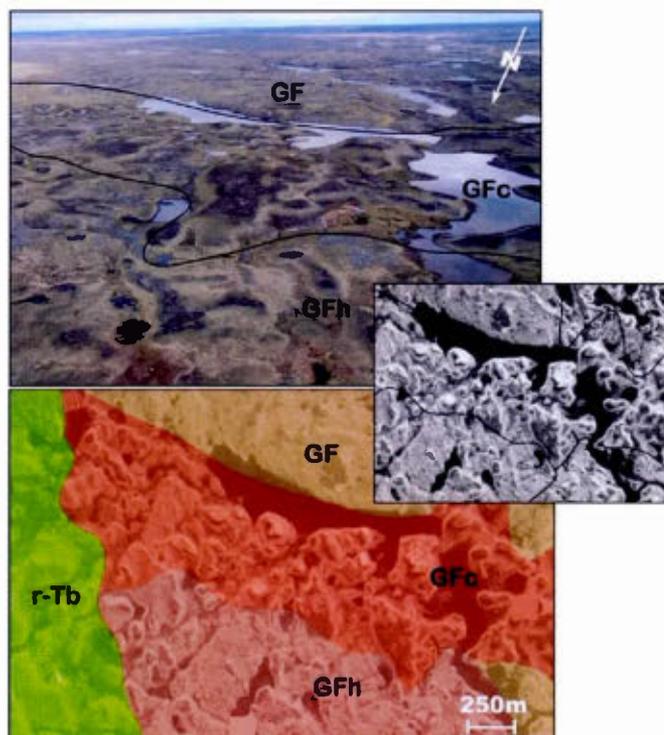


Figure 2.6: Dépôts fluvioglaciaires bosselés (GFh), de contact glaciaire (GFc) et indifférenciés (GF).



Figure 2.7: Photographie d'un champ de dépôts fluvioglaciaire bosselé. Crédit photo : I. McMartin, juillet 2016, feuillet 56H-Sud.

Dépôts de plaine d'épandage (GFp) : Sont composés de sable et gravier, de 1-10m d'épais, de modérément à bien trié, forment des larges surfaces plates, dont la surface est souvent disséquée par d'anciens chenaux. Représentent le faciès distal de la déposition au front glaciaire. Ces dépôts sont formés dans des environnements subaériens. Des sols polygonaux et un couvert végétal peuvent être observés.

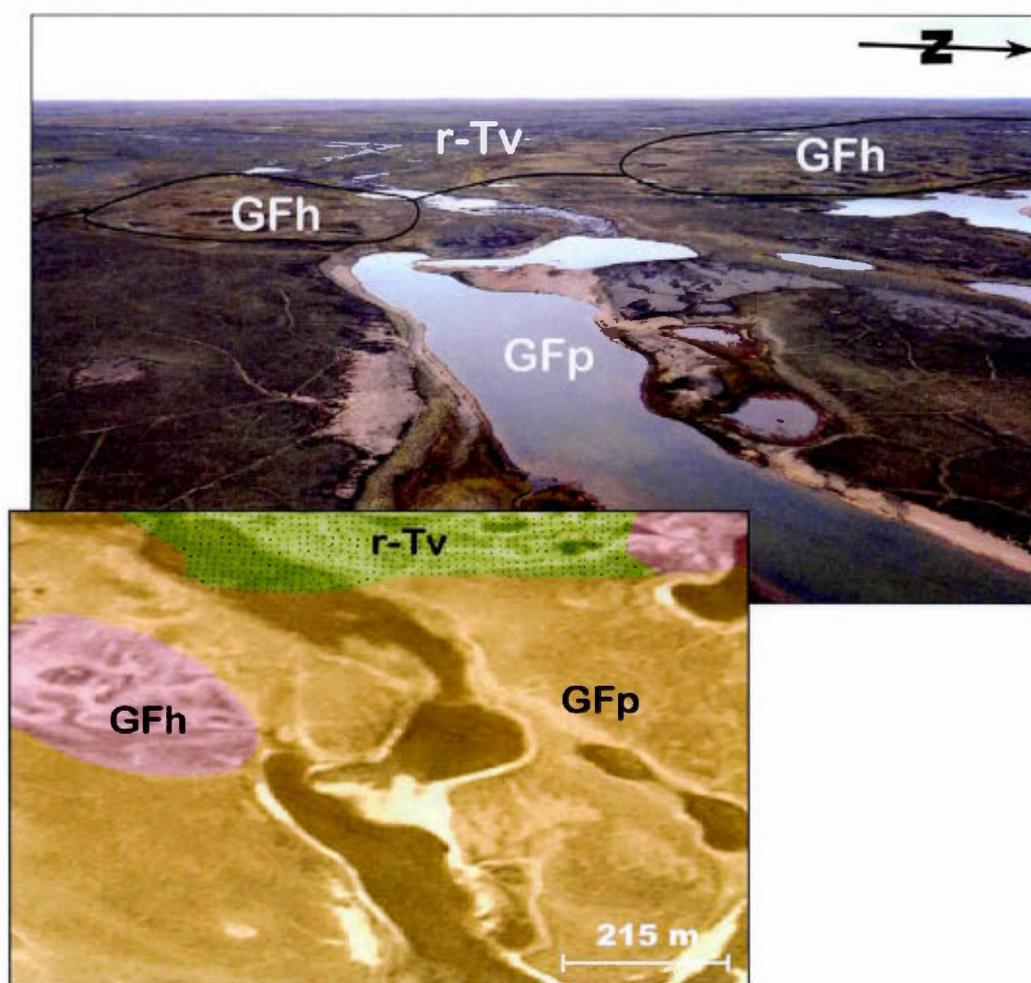


Figure 2.8: Photographie de dépôts fluvioglaciaires. Les sols polygonaux sont indiqués par le symbole de dièse. Juillet 2016, feuillet SNRC 56H-Sud.

Sédiments de cône alluvial (GFf) : Sont composés de sable, gravier et blocs, d'une épaisseur variant entre 2-10m, généralement faiblement triés. Le GFf représente soit des sédiments déposés en aval des cours d'eau de fonte dans un environnement subaérien, en forme de cône ou des sédiments de proximité glaciaire, déposés comme des delta-kames, ultérieurement disséqués par les eaux de fontes.

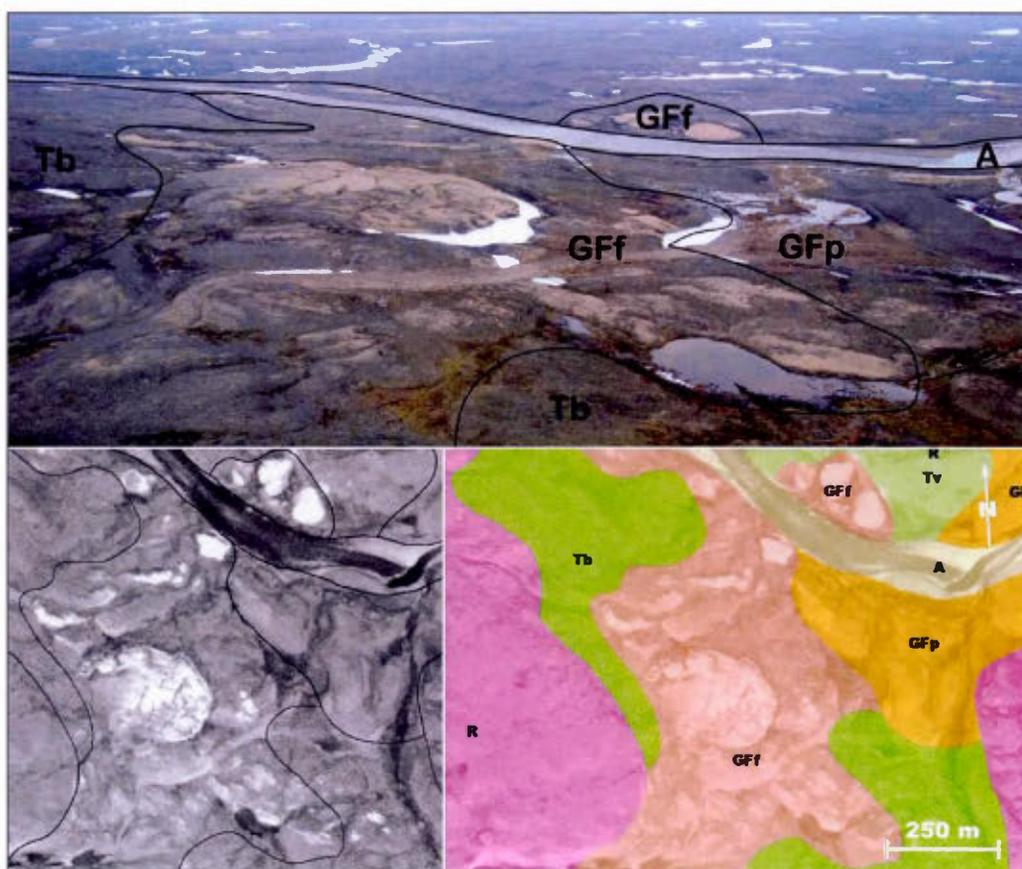


Figure 2. 9: Photographie depuis l'hélicoptère dans le nord de 56H-Sud. Le cône d'épandage se prolonge de chaque côté de la rive. (Crédit photo : I.McMartin, juillet 2015).

Sédiments fluvioglaciaire indifférenciés (GF) : Contient un mélange de dépôts fluvioglaciaires ne pouvant être différenciés selon leur type de déposition ou trop variables à l'échelle de la cartographie. Apparaissent dans les corridors d'eau de fonte.

2.2.1.2.4 Sédiments glaciaires (Tv, Tb, Th, T).

Sont composés d'un sable silteux à diamicton sableux (till), d'une épaisseur pouvant dépasser 20m dans les dépressions enfouies et les formes profilées, mais ne dépassant généralement pas les 5m. Sédiments non-triés à pauvrement triés, majoritairement massifs, déposés sous la glace active. La couleur de la matrice varie entre gris (*light yellowish/brownish grey, greenish grey and grey*) et brun (*light olive/yellowish brown*). Les clastes sont de formes sub-anguleuses à sub-arrondies et sont majoritairement dérivées du gneiss granitique local. Ces dépôts occupent 73,2 % du territoire.

Till mince (Tv) : Est riche en clastes, et composé d'un diamicton de sable silteux, d'une épaisseur inférieure à 2m. Le Tv forme un couvert discontinu épousant la structure du roc sous-jacent, laissant percer de nombreux affleurements. Ces dépôts peuvent être fuselés, leur surface peut-être recouverte de blocs. Des ostioles s'y développent souvent. Près de 25 % du territoire est recouvert de till mince.

Till en couvert continu (Tb) : Affiche un contenu riche en clastes, et est décrit comme étant un diamicton de sable silteux, d'une épaisseur supérieure à 2m (de 2 à 20m). Le Tb forme un couvert continu, masquant les irrégularités du socle rocheux et ses dépôts peuvent être fuselés. Des ostioles, des bandes de solifluxion et des sols polygonaux peuvent se développer. Un peu plus de 43 % du terrain est recouvert par du till épais.

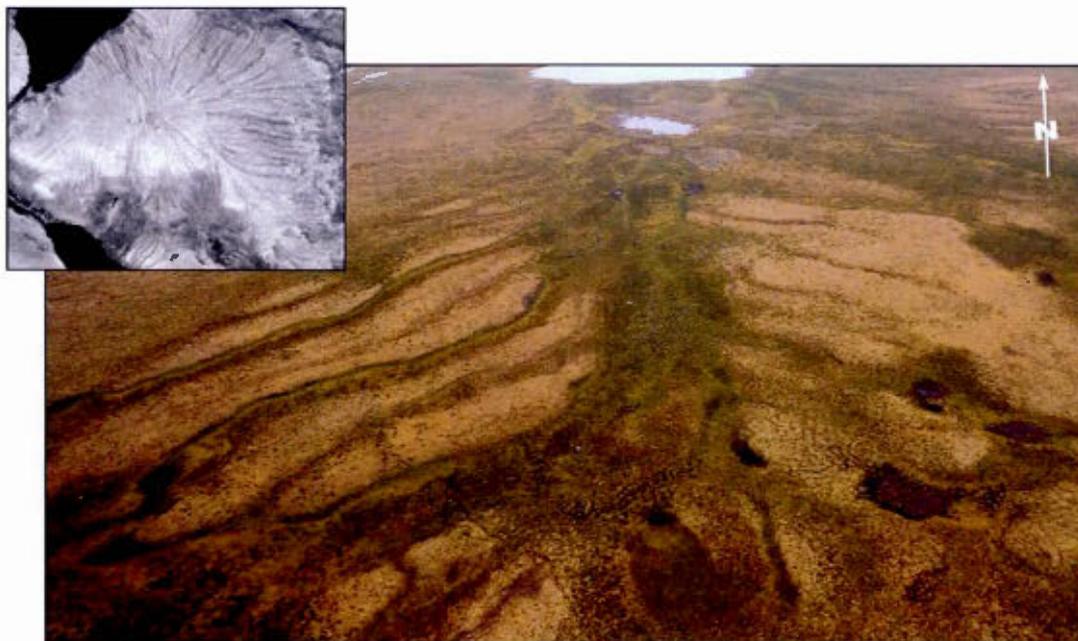


Figure 2.10: Bandes de solifluxion sur du till épais. Les bandes plus foncées sont associées au ruissellement et sont composées d'un diamicton plus sableux. Le couvert végétal y est mieux exprimé. Les bandes plus claires sont très riches en ostioles et sont composées d'un sédiment plus intact (sablo-silteux).

Till bosselé (Th) : Est décrit comme étant un diamicton sableux, majoritairement entre 10-20m d'épais. Ces dépôts se présentent comme des plaines ondulantes et des bandes de solifluxion sont souvent visibles depuis leur sommet. Peu également se présenter sous la forme de monticules avec des sommets aplatis, lessivés et/ou disséqués par les eaux de fontes, créant alors des formes transverses. Des lacs de thermokarst irréguliers y sont souvent présents.

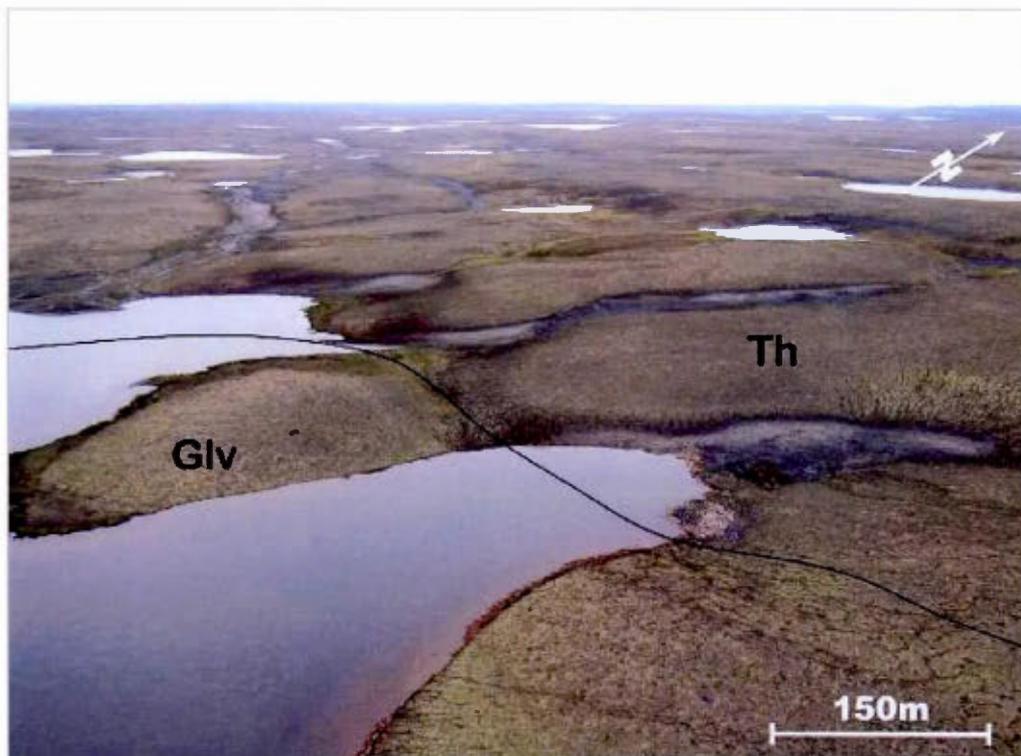


Figure 2.11: Till bosselé vu depuis l'hélicoptère. Crédit photo : I. McMartin, juillet 2016.

Till non-différencié (T) : Est un diamicton sableux, de 1 à 10m d'épais, formant des surfaces bosselées avec des petites dépressions de thermokarst et des polygones de coins de glace géants. Cette unité est présente à un seul endroit dans la carte, au sud de la zone de cisaillement de Wager Bay, dans l'extrême est de la carte.



Figure 2.12: Photographie depuis l'hélicoptère des sols polygonaux géants contenus dans le till. Des lacs de thermokarst se développent dans les coins de glace de chaque polygone de toundra.

2.2.1.3 Unités pré-quaternaires

Roc non-différencié (R) : Roches supracrustales et intrusives métamorphisées datant de l'Archéen jusqu'au paléoprotérozoïque. Affleurements intacts ou gélifractés de lithologies diverses, variant entre des tonalites et des orthogneiss à granodiorite, des roches plutoniques de faciès granulitiques des roches supracrustales. Des filons-couches bien développés du monzogranite de la suite d'Hudson affleurent souvent autour de la baie de Wager. La faille de Chesterfield et la zone de cisaillement de Wager Bay traversent la région dans une trajectoire est-ouest. Le roc est visible sur près de 14 % du terrain.

2.2.1.4 Variations de faciès, unités complexes et relation stratigraphique.

Une trame modifiant la nature du sédiment recoupe par endroits les unités de la carte. Autour de la baie, les unités sont fréquemment couplées avec une trame de blocs –b. Dans les corridors fluvioglaciaires, le till est souvent marqué d'un –r, dénotant le caractère lessivé (*reworked*). Un lichen noir se développe sur ces unités à granulométrie plus grossière, ce qui permet de les cartographier facilement avec les photographies aériennes. Le patron –s (*scoured*) signifie quant à lui que les sédiments sont incisés par des chenaux d'eau de fonte. Des cicatrices de ces chenaux peuvent être visibles ou complètement effacées selon le débit d'eau. Des blocs sont communément retrouvés dans ces environnements. Les relations stratigraphiques sont indiquées par le symbole de barre oblique (“/”) À titre d'exemple GLv/Tb désigne une unité de dépôts glaciolacustres par-dessus une unité de till en couverture continue. Enfin, les unités complexes sont indiquées par un point séparant l'unité principale de l'unité secondaire. Cette relation est utilisée lorsque les unités s'entremêlent à trop petite échelle et ne peuvent être différenciées. Dans le nord-ouest de la carte, l'unité R.Tv est fréquente; elle indique que le roc est prédominant avec quelques lentilles de till mince par endroit.

2.2.2 Éléments géomorphologiques.

Les unités géomorphologiques rencontrées dans la région de Douglas Harbour sud sont très nombreuses. Parmi les formes glaciaires, certaines composantes visibles en photographies aériennes marquent l'avancée glaciaire telle que les drumlinoïdes, surfaces de roc fuselé et les *crag-and-tail* (voir figure 2.13). Sur le terrain, des stries, marques en croissant et cannelures renseignent sur la direction et le sens d'écoulement de la glace.



Figure 2.13: *Crag-and-tail*, NTS 56G. La flèche indique la direction d'écoulement du glacier.

Certains éléments indiquent environnement glaciaire tel que les kames, kettles et les terrasses ou un écoulement, tels que les chenaux pro- et sous-glaciaire (figure 2.14) tandis que d'autres symbolisent le retrait glaciaire, tels que les eskers (figure 2.15), les chenaux latéraux et les moraines de De Geer.



Figure 2.14: Paléo-chenaux proglaciaires disséquant du till en couverture continue. Le fond des chenaux est composé de blocs, arrondis par leur transport sous l'eau. (NTS 56H).

Les formes de glace active les plus répertoriés sont les drumlinoïdes ($n = 701$). Ils sont de taille modeste, atteignant en moyenne 290 m. Viennent ensuite les surfaces de roc fuselé ($n = 44$) avec une longueur moyenne de 715 m. Finalement quelques *crag-and-tail* ($n = 28$) enregistrent l'avancée glaciaire, avec une longueur moyenne de 475 m. Plusieurs moraines sont présentes sur le territoire ($n = 57$) et leur taille oscille généralement autour des 370 m.



Figure 2.15: Esker à crête plate à proximité du camp Nanuq. (NTS 56G).

Parmi les éléments géomorphologiques associée au retrait glaciaire, les plus importants sont les chenaux –pro- et sous-glaciaires ($n = 1064$) et les eskers ($n = 245$). Leurs longueurs sont plus importantes que celles des formes d’avancée. Les chenaux ont une longueur moyenne de 1390 m, tandis que les crêtes d’eskers mesurent 485 m. Celles-ci sont généralement étroites et sinueuses. Certains éléments enregistrent plutôt l’invasion marine, notamment l’épisode de submersion marine, tels que les plages et les deltas. Ceux-ci seront détaillés dans le chapitre 3. Finalement, bon nombre de formes périglaciaires sont répertoriées, comme les sols polygonaux et les lacs de thermokarst (figure 2.16).



Figure 2.16: Lacs de thermokarst, NTS 56G.

2.3 Synthèse des éléments cartographiés et comparaison avec études antérieures

La carte de Douglas Harbour peut être séparée en trois grands ensembles, tous caractérisés par des assemblages d'unités et de formes géologiques particulières. Le plus grand de ces ensembles, situé au sud de la ligne de partage des glaces du Keewatin, est recouvert par des dépôts de tills mince et continu coupés par des longs corridors d'eau de fonte sous-glaciaire. Ceux-ci sont orientés vers le sud-est, sud-sud-est et sont remplis de dépôts fluvioglaciaires tels que des eskers, des dépôts bosselés et du till, remanié par les eaux de fonte. Du till fuselé et des stries indiquent une direction d'écoulement vers l'est-sud-est et le sud-est. La déglaciation de ce secteur se fait vers le nord-ouest et est indiquée par des moraines terminales, des eskers et des chenaux d'eau de fonte. Au nord du centre de partage des glaces, le matériel le plus important en proportion est un till blocailleux, incisé par des chenaux d'eau de fonte. Ceux-ci sont soit proglaciaires ou latéraux et se jettent dans la baie de Wager. Autour de la côte de Wager Bay, ce sont les surfaces de roc lessivés par la Mer de Tyrrell et les dépôts marins dominant.

La carte des dépôts de surface 56H-Sud est composée à 59,5 % de dépôts glaciaires. Le till en couverture continue est l'unité la plus cartographiée (35%). Viennent ensuite le till en couverture mince, qui qualifie 20 % du territoire et les dépôts marins littoraux qui couvrent 19% du terrain. Le roc occupe près de 14 % de la carte. Les douze autres types de dépôts se partagent les 22% du terrain restants.

2.3.1 Séquences d'écoulement glaciaire.

Plusieurs écoulements glaciaires ont été documentés de chaque côté de la ligne de partage des glaces.

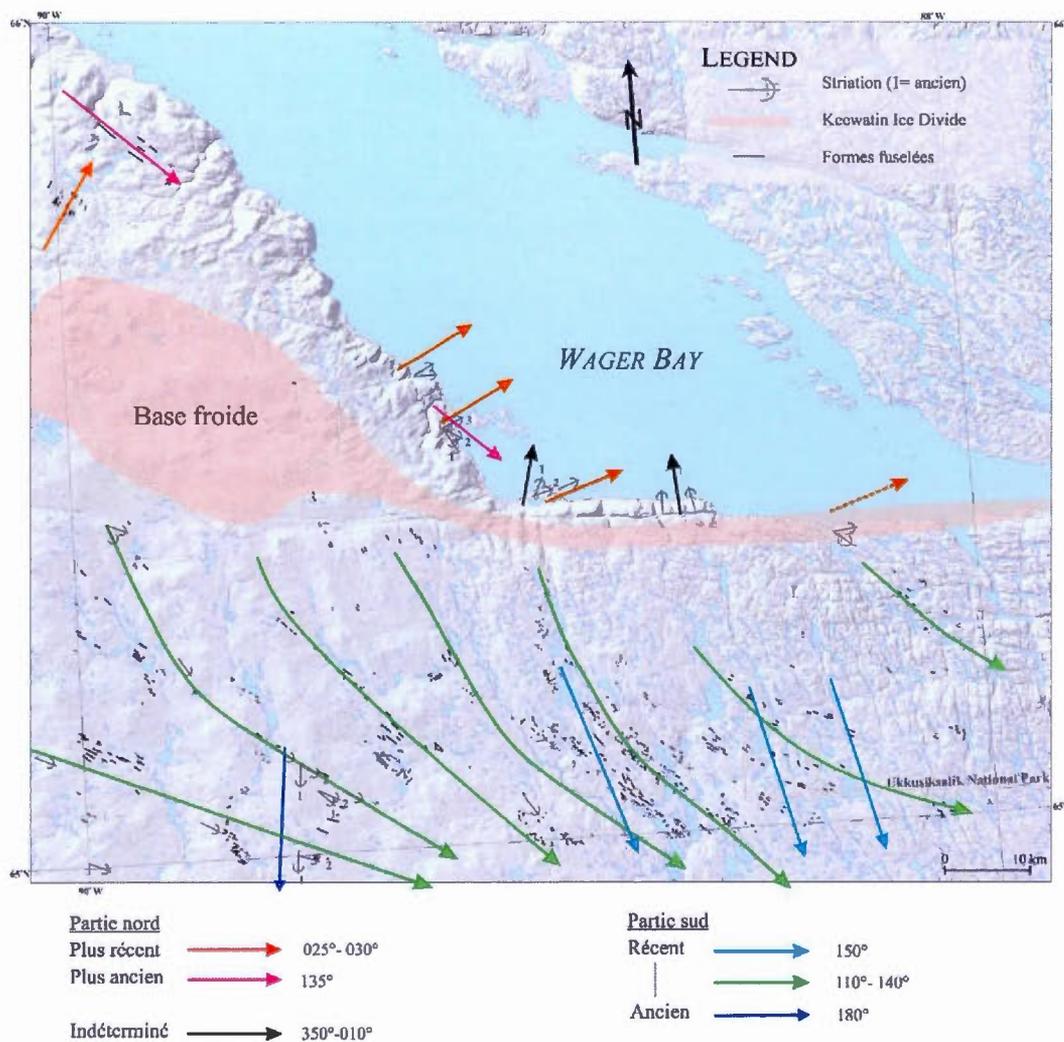


Figure 2.17: Formes et marques d'érosion reliées à l'écoulement glaciaire.

Selon McMartin *et al.* (2006), trois grands ensembles de mouvements sont visibles, deux de chaque côté de la ligne de partage des glaces du secteur du Keewatin et un dirigé vers la baie de Wager. Ces mouvements sont visibles à plusieurs échelles, autant sur le terrain (stries) que par photographie aérienne (drumliñoïdes, *crag-and-tail*). L'analyse de leurs recoupements permet de dresser l'ordre chronologique des écoulements.

Du côté nord, le plus vieux mouvement pointe vers le SE (135°) et est assuré par des formes fuselées en extrême nord de la carte et des stries le long de la baie. Ce mouvement est recoupé par un mouvement vers le nord-est (025° - 030°), qui résulte de l'appel de la glace dans la baie suite à la déglaciation de l'isthme de Rae. Ce sont des stries et de nombreux *crag and tail* qui ont surtout enregistré ce mouvement. Finalement, un mouvement dirigé vers le nord (350° - 010°) a été observé sur des affleurements dans la baie. L'âge relatif de ce mouvement n'a pas pu être déterminé sur le terrain, mais comme les écoulements au nord de Wager Bay sont largement dominés par ce mouvement, nous suggérons qu'il s'agit d'un mouvement associé à la glaciation, effectué par une d'une glace active.

Du côté sud de la zone à base froide, les mouvements glaciaires les plus anciens sont dirigés vers le sud (180°), puis vers l'ESE (110° - 140°), et dernièrement vers le SE (150°). Le mouvement 110° - 140° est représenté par la vaste majorité d'éléments morphologiques et s'exprime également dans les terrains avoisinants (SNRC 56A). Ces mouvements semblent avoir profités des grandes vallées du territoire, orientées vers le sud-est.

2.3.2 Patron de retrait glaciaire.

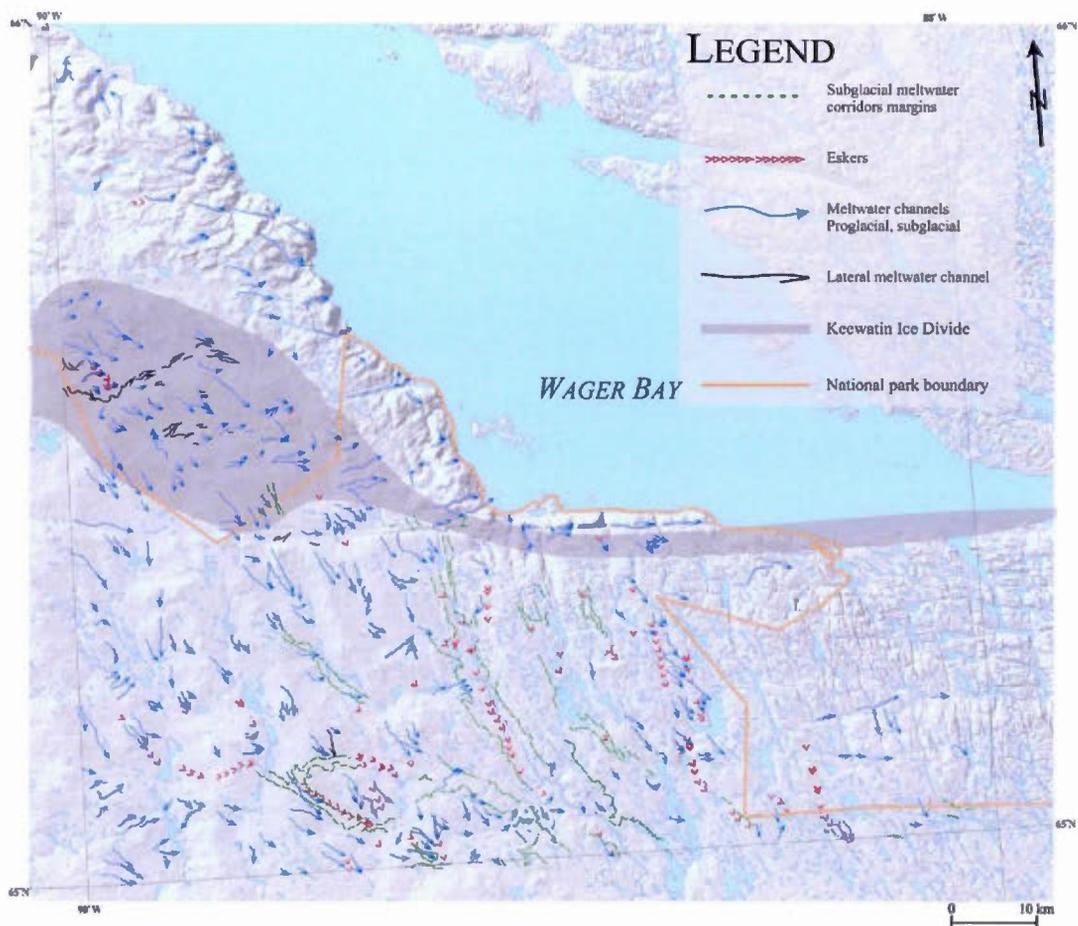


Figure 2.18: Formes reliées au retrait glaciaire

La déglaciation est largement marquée par la distribution et le nombre de chenaux pro-et sous-glaciaires, ce qui indique d'autant plus la présence d'une grande quantité d'eaux de fonte sur le territoire. Ceci est également corroboré par l'importance de remaniement des sédiments en surface. Ici encore, plusieurs familles de mouvements glaciaires décrivent les patrons de déglaciation. La partie sud-ouest du territoire décrit un écoulement dominant vers l'est-sud-est, parallèle aux formes fuselées, et recoupés

par des corridors, chenaux et segments d'esker sub-parallèles formés lors du retrait de la glace. Dans la partie centrale de la carte, le retrait glaciaire se serait plutôt fait parallèlement aux grandes vallées, incisées selon un axe sud-sud-est/nord-nord-ouest. Les systèmes d'eskers et de chenaux s'écouleraient vers le SSE, confirmant un retrait de la glace vers le NNO. Une superposition entre ces deux mouvements est visible vers 89°W-65°N. Ces différentes directions d'écoulement peuvent s'expliquer par la forme de la marge glaciaire lors du retrait, pouvant former des lobes au contact de l'eau accumulée dans les vallées.

La figure 2.18 est importante puisqu'elle permet de retracer la position approximative de la ligne de partage des glaces, dont le régime thermique aurait été à base froide, du moins pendant la déglaciation, et probablement pendant une bonne partie du LGM sur les terrains altérés. En effet, les écoulements glaciaires semblent irradier de cette zone, avec une partie au nord s'écoulant vers la baie de Wager et une partie au sud s'écoulant vers Roes Welcome Sound (voir figure 2.17). Cette zone centrale présente également plusieurs caractéristiques retrouvées sous les zones à base froide, soit des terrains très altérés, de nombreux felsenmeer, une forte présence de chenaux latéraux et l'absence de traces d'érosion glaciaire et de lacs. Cette zone à base froide est également retrouvée dans les feuillets voisins, autour des mêmes latitudes dans le feuillet 56G (voir figure 1.12). La zone bleue (voir figure 1.12d) de McMartin *et al.*, (2015a) pourrait donc englober ces nouvelles données.

2.3.3 Comparaison avec les schémas d'Aylsworth et Shilts (1989a, 1989b)

Suite à l'analyse du territoire, certaines modifications de la carte publiée par Aylsworth et Shilts (1989a) et des grandes zones de formes glaciaires (Aylsworth et Shilts, 1989b) peuvent être apportées. Pour ce qui est de l'étendue de leurs grandes zones proposées (voir figure 1.10), le secteur du KID devrait être aminci dans le nord

du territoire et être remplacé par la zone 3. La zone 4 de roc affleurant est également trop étendue, surtout dans le sud-ouest du secteur de Douglas Harbour. Celle-ci pourrait être remplacée par la zone 3, car l'analyse des photos aériennes a en effet dénoté la présence de till épais et fuselé dans cette partie du territoire. Sur leur seconde carte (1989b, voir figure 1.11), le roc devrait également être plus concentré autour de Handkerchief Point et laisser place à des dépôts de till. Les zones de till fuselé, drumlin et crag and tail (en jaune sur leur carte) devrait également être présentes sur le territoire. L'emplacement de leurs moraines côtelés/de Rogens s'apparente à celui des corridors d'eau fonte. Des polygones devraient être présents dans le sud-ouest de la carte. La description de leur unité avoisine celle des dépôts fluvioglaciaires puisqu'ils la décrivent comme étant des hummocks de till et de sable et gravier. Cette description pourrait donc être élargie et englober le till remanié par les eaux de fontes et le reste des unités fluvioglaciaires présentes dans les corridors d'eau de fonte (GFp, GFh, GFf, GF). Suite à ces modifications, la zone beige décrite comme étant composée de sédiments indifférenciés pourrait alors devenir une zone composée majoritairement de till, variant entre blocailleux ou intact, d'une épaisseur variant entre mince (<2m) et épaisse (2-20m).

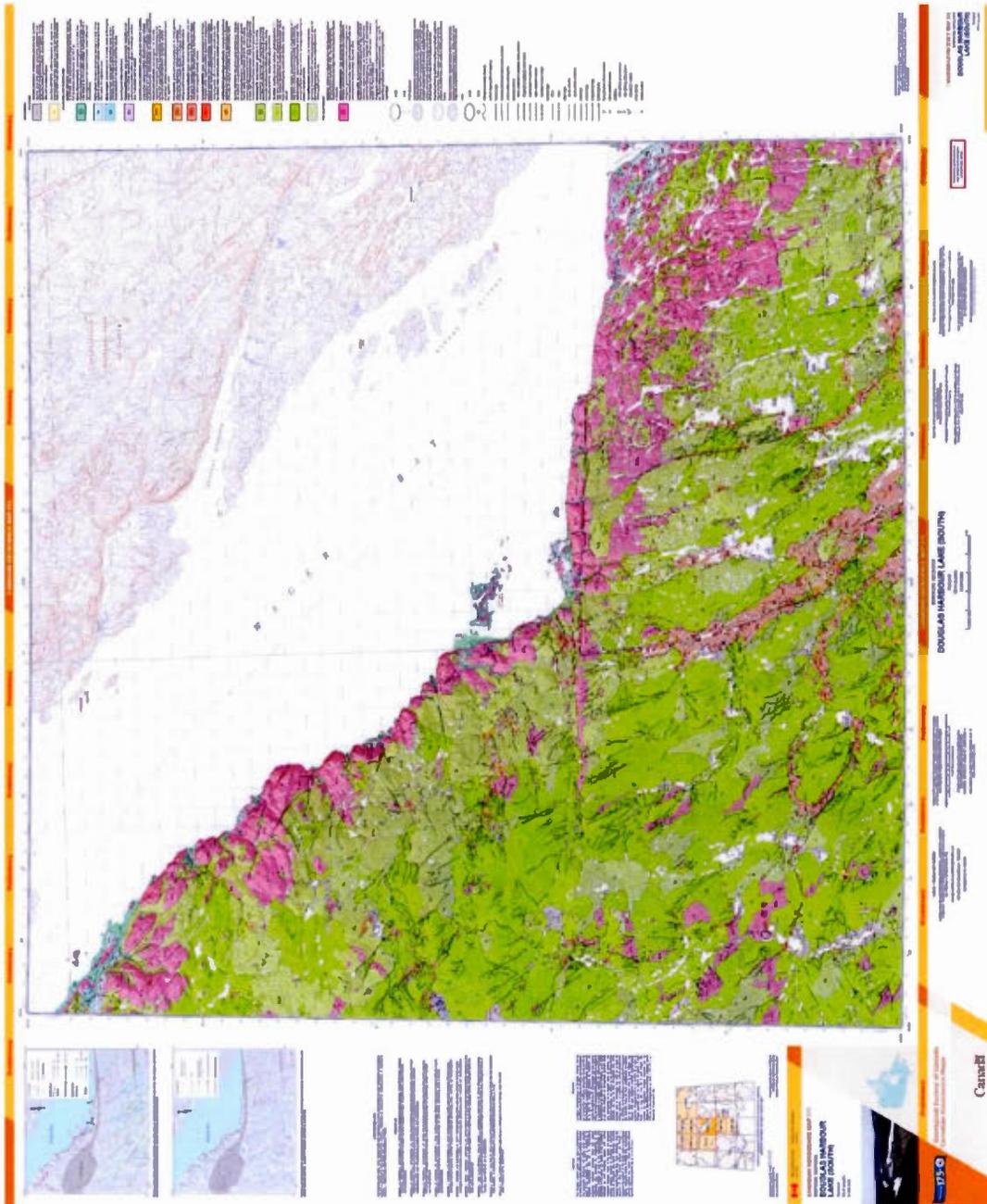


Figure 2.19 : Aperçu de la carte des dépôts meubles de Douglas Harbour-Sud (carte disponible en fin de document).

CHAPITRE III

EXTENT AND CHRONOLOGY OF THE TYRRELL SEA INCURSION IN NORTHWESTERN HUDSON BAY (CANADA) BASED ON THE MAPPING AND COSMOGENIC ^{10}Be DATING OF RAISED MARINE LANDFORMS

Ce chapitre est présenté sous forme d'article scientifique rédigé en anglais qui sera soumis à la revue *Boreas*. Il documente l'étendue et la chronologie de l'invasion marine du territoire par la Mer post-glaciaire de Tyrrell.

Extent and chronology of the Tyrrell Sea incursion in northwestern Hudson Bay (Canada) based on the mapping and cosmogenic ^{10}Be dating of raised marine landforms

Randour, I.¹, Roy, M.¹, McMartin, I.², Schaefer, J.M.³

¹ Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère et GEOTOP, Université du Québec à Montréal.

² Commission Géologique du Canada, Ottawa, Ontario, Canada.

³ Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, USA.

Abstract.

The retreat of the Keewatin ice dome margin to the northwest of Hudson Bay (Nunavut) during the last deglaciation caused the isostatically-depressed coast to be submerged by the Tyrrell Sea. Although multiple evidence of this postglacial inundation are well-preserved in the geomorphological and depositional records, the maximum extent, elevation and timing of this marine incursion remain poorly defined in this region, thereby limiting paleogeographic reconstructions and the establishment of accurate postglacial sea-level curves. Here we address these issues by 1) mapping the extent of the Tyrrell Sea along the shores of Hudson Bay coast comprised between Wager Bay and Chesterfield Inlet, and; 2) constraining the chronology of the marine incursion through cosmogenic ^{10}Be dating of erosional shorelines belonging to the maximum elevation of the marine limit. Mapping and elevation measurements of the marine limit featured in this region show significant spatial variations, ranging between 110 m and 140 m along Wager Bay, while remaining relatively constant in the continental interior, with elevation ranging between 130-140 m. This evolution indicates a glacial retreat towards the northwest. The ^{10}Be ages obtained on raised shorelines at or near the MML indicate that the marine incursion occurred $\sim 8600 \pm 400$ years BP. Given the geological context, those ages also constrain the onset of the deglaciation. Radiocarbon dating of marine shells from locations below the MML indicates that Tyrrell Sea was still present in the continental interior of the study area around 6960 and 7791 cal a BP. These results improve direct constraints on the maximum marine limit (MML), in addition to improve the pattern and chronology of the regional ice retreat. The chronological data will also contribute to refine glacial isostatic adjustment model for this region.

3.1 Introduction

Marked changes in mass balance of the Laurentide Ice Sheet (LIS) during the last deglaciation caused large modifications in its volume and areal extent, ultimately culminating in the retreat of the ice front from the marginal areas towards the continental interior (e.g. Dyke, 2004). The attendant changes in ice sheet configuration were accompanied by the massive production of meltwater that led to a rapid rise in sea level and a concomitant submergence of coastal areas by marine water. This episode of marine submergence is due to the slight delayed response of the glacio-isostatic adjustment (GIA) of the newly deglaciated terrain with respect to the rise in sea level. Although the progression of the ice retreat and marine incursion are fairly well expressed in the geomorphological and sedimentary records, only a discontinuous map coverage is available within the area. As a result, the pattern of ice retreat in these remote area is often broadly defined, while the maximum extent (and elevation) of the marine submergence is inadequately known in many places. Furthermore, the chronology of the postglacial marine incursion is poorly constrained, notably in the former interior of the ice sheet. This situation reflects logistical challenges related to fieldwork in northern Canada (i.e. difficult access), as well as the overall lack of organic material that is required for radiocarbon ^{14}C dating. Refining the temporal evolution of ice sheet extent and the timing of the marine submergence are important for paleogeographic reconstructions and continental-scale ice-margin histories and the production of accurate relative sea level curves. These elements are central to GIA modeling efforts that aim at characterizing changes in ice sheet thickness and volume, as well as global sea-level budget throughout the deglacial interval (de Boer *et al.*, 2017; Simon *et al.*, 2014; Simon *et al.*, 2016).

Changes in ice sheet configuration are well expressed in the geomorphological and sediment records of the Kivalliq Region, northwest of Hudson Bay, which was under the influence of one of the three main ice-dispersal centers of the LIS – the Keewatin Dome (Dyke and Dredge, 1989; Dyke *et al.*, 2002). Regional mapping of ice-flow indicators indicates that the configuration of the Keewatin Dome changed significantly during the last glacial cycle, with major migrations of its ice divide system (McMartin *et al.*, 2006; McMartin and Henderson, 2004). Paleogeographic reconstructions indicate that the onset of ice retreat in Keewatin took place after ~12.5 cal ka BP (10.5 ^{14}C ka BP) (Dyke, 2004). Noticeable changes occurred around ~10.2 cal ka BP (9.0 ^{14}C ka BP) when marine-based ice retreated from Hudson Strait, allowing the incursion of marine water in Hudson Bay, which supposedly caused an acceleration in ice retreat across the region. The full disappearance of ice in Hudson Bay occurred by 8.0 cal ka BP (7.2 ^{14}C ka BP), at a time when the ice margin had retreated on the present-day continental margins, to completely vanish sometime after 7.5 cal BP (6.5 ^{14}C ka BP).

However, the above pattern of ice retreat is based on few ^{14}C ages obtained in regional surveys that report recessional moraines and ice-contact deposits, as well as from marine and continental sediment sequences (Dyke, 2004). The inland extension of the Tyrrell Sea is for the most part broadly documented from depositional or erosional features such as raised beaches, deltas and terraces, as well as wave-cut notches in glacial deposits and wave-washed rock surfaces (Prest *et al.*, 1968; Aylsworth and Shilts, 1989a). These marine features show a wide range in elevation that reflects relative fall in sea level caused by GIA processes. These studies indicates that several of those geomorphic features were formed or deposited in an environment proximal to the ice front, suggesting that the marine incursion occurred in contact with, or relatively close to, the retreating ice margin. This high-energy

environment, in addition to the low nutrient content of the cold meltwater, did not favour the development and preservation of marine organisms, thereby limiting the availability of organic material required for ^{14}C dating. This represents an important limitation for constraining the timing of (and position) of the ice margin at the onset of the deglaciation, while precluding an important source of data for the establishment of relative sea level curves. Furthermore, the extent and elevation of the maximum marine limit (MML), which marks the greatest extent of the marine transgression in the continental interior, is not well defined for large areas inundated by the Tyrrell Sea. Although previous work established the MML around 115 m-122 m (400') with respect to the present-day sea level (Prest, 1968, 1970), subsequent studies have showed significant variations in the region (Dredge et al., 2005a; Dredge *et al.*, 2013a; Dredge *et al.*, 2013b, 2013c; McMartin *et al.*, 2015a).

Here we constrain the maximum extent the post-glacial Tyrrell Sea in the southeastern part of the Keewatin Sector that borders the coast of Hudson Bay based on a combination of surficial geology mapping and field-based measurements. We also present a new approach to constrain the timing of the MML through the application of ^{10}Be cosmogenic dating to bedrock surfaces associated with marine erosional shorelines. This approach is promising for solving some of the prevailing issues related to the lack of chronology on ice-margin positions in glacio-lacustrine or marine environments. In addition, a well-defined MML represents an important source of information in drift-prospecting surveys for mineral exploration, since it separates first-order sediment (unmodified till) from second-order (reworked) sediment (McMartin and Campbell, 2009).

3.2 Regional setting, deglaciation and marine invasion in NW Hudson Bay

The study area is located between Chesterfield Inlet and Wager Bay west of Roes Welcome Sound, which is part of the Kivalliq Region of the Nunavut territory in Canada (Fig. 3.1). Elevation in the area varies from sea level up to 610 m and the physiography consists of a mixture of coastal lowlands and dissected plateaus (Fig. 3. 2). The southern shore of Wager Bay is characterized by steep rocky hills in the west that grade into flat- and wavy-relief lowlands near Paliak Islands and all along the western shore of Roes Welcome Sound. The area comprises two main hydrographic basins draining into Hudson Bay: the Wager Bay basin in the north and the Lorillard basin that covers most of the remaining territory.

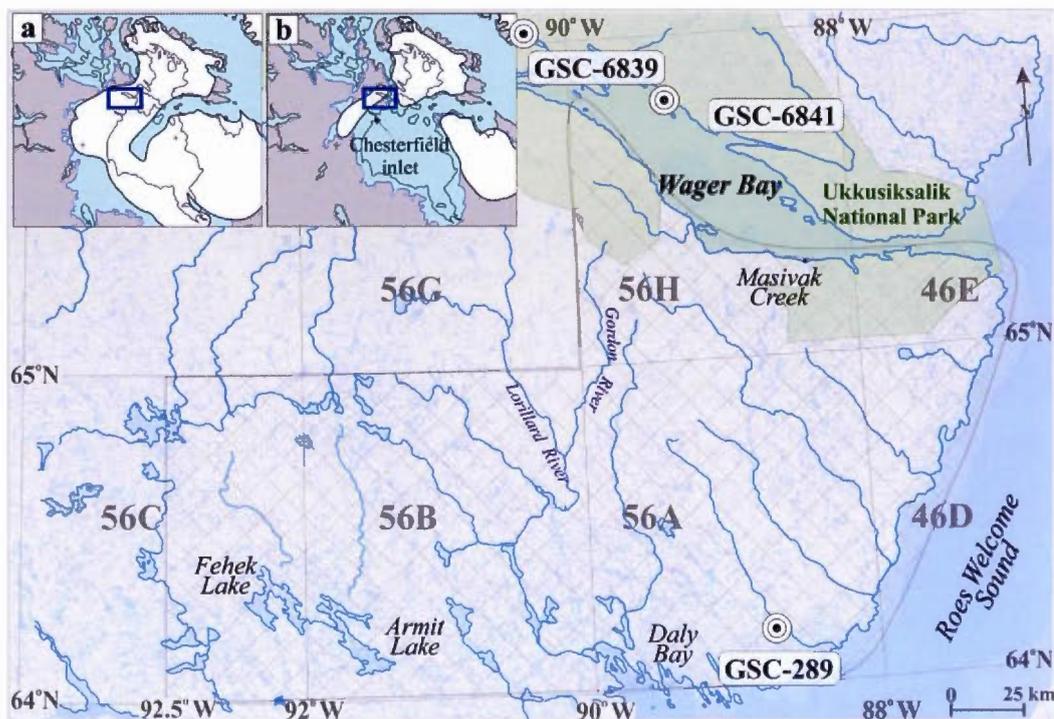


Figure 3.1: Study area and principal reference points. Insert figures show the pattern of deglaciation and concomitant post-glacial marine incursion: a) around 8640 cal a BP (7.8 ka ^{14}C); b) around 7830 cal a BP (7 ka ^{14}C), modified from Dyke (2004).

The study area was located entirely under the Keewatin Sector of the LIS during the last glaciation (Prest, 1970). The uplands west of Hudson Bay have presumably formed a major ice nucleation center, ultimately leading to the formation of an important ice dome from which ice flowed radially (Dyke et Prest, 1987; Lee, 1959; McMartin et Henderson, 2004; Shilts, 1980). Mapping of streamlined landforms and glacial striations indicate that this major ice dispersal, the Keewatin Ice Divide (KID), underwent significant displacements throughout of the last glacial cycle (Boulton et Clark, 1990; McMartin et Henderson, 2004). The dynamic nature of the KID appears to have prevailed until the end of the deglaciation, with the development of local ice divides (McMartin et Henderson, 2004). The importance (thickness) of ice cover in this part of Nunavut is expressed by the fact that the region still experiences large rates of postglacial rebound (Sella *et al.*, 2007).

Paleogeographic reconstructions depicting continental-scale ice-margin histories based on a ^{14}C chronology (Dyke et al., 2002; Dyke, 2004) indicate that unlike the southern, western and northern flanks of the Keewatin Sector that were affected by significant shrinking, the area west of Hudson Bay remained largely unchanged in term of ice cover throughout much of the deglaciation, at least until the deglaciation of Hudson Strait and the concomitant arrival of marine waters in Hudson Bay at ~ 8.8 cal ka BP (8.0 ka ^{14}C BP). At that point, ice cover changed drastically in the area, with the ice margin reaching the present-day mainland sometimes between 8.0 and 7.7 cal ka BP (7.2-7.0 ka ^{14}C BP), with the final disappearance of relict ice after 7.5 cal ka BP (6.5 ka ^{14}C BP) (Fig 3. 1a,b). The reconstruction outlined here is, however, constrained by a limited number of radiocarbon ages (i.e., $n=1$; Craig, 1965; Dyke *et al.*, 2003; Dyke, 2004; Dyke *et al.*, 2005).

Ice sheet in the area is recorded by various landforms such as moraine, ice-contact outwash, meltwater channels (proglacial and subglacial), subglacial meltwater

corridors as well as, indirectly, by raised marine shorelines and associated deposits and features, associated to the incursion of the postglacial Tyrrell Sea. The inundation of marine water reached far inland due to the mostly flat-lying physiography of the region, which raises gently westward up to a few tens of meters above the present sea level. The areal extent of this marine incursion to the northwest of Hudson Bay is outlined on the Glacial Map of Canada (1:5 000 000; Prest, 1968), although the exact elevation is only reported sporadically (Fig. 3.2). At present, the maximum extent of the marine incursion is largely based on reconnaissance-scale mapping with limited ground observations in the study area (Aylsworth, 1990a, 1990b; Dredge *et al.*, 2013b, 2013c). In the southern part of the study area (NTS 56B), raised marine depositional and erosional features documented from air-photo interpretation occur between 130-140 m (Aylsworth, 1990a), while further inland to the southwest, these features range in elevation between 130-150 m (NTS 56C; Aylsworth, 1990b). To the east (NTS 56A and 46D), erosional shorelines were found between 90-170 m (Dredge *et al.*, 2013b, c). Outside the study area, surficial geology mapping that include field measurements provide insights on the extent and elevation of the marine limit (Dredge and McMartin, 2005a, 2007; McMartin *et al.*, 2015a). Along the inner shores of Wager Bay and its vicinity to the west, the maximum marine limit ranges from around 95 m near Brown Lake to 110-115 m in the middle reach of the bay (Dredge and McMartin, 2005a). To the northwest and north of Wager Bay, the MML elevation varies between 90-110 m (Dredge and McMartin, 2005a) and 125-135 m (McMartin *et al.*, 2015a). Previous work also underlined the fact that some raised shorelines and associated features standing above 160 m may be related to glacial lakes, thus calling for caution when studying the marine submergence in the area (Dredge and McMartin, 2005b).

The chronology of the final deglaciation and the concomitant marine inundation is poorly constrained in the area, largely due to the rare presence of marine fossils and other organic material suitable for ^{14}C dating. Nonetheless, insight on the timing of the marine transgression is provided by three ^{14}C ages in the immediate region of Wager Bay. However, none of these sites relate to the maximum marine limit, having been sampled at lower elevations. Between Daly Bay and Roes Welcome Sound, mollusks collected at an elevation of 126 m were dated at 7108-7791 cal a BP (Craig, 1965) (see Table 3.1 for details). Marine shells were also found at two sites north of Wager Bay in small deltas standing at an elevation of 56 and 60 m, yielding ages of 6166-6459 cal a BP and 6276-6652 cal a BP (Dredge and McMartin, 2005a).

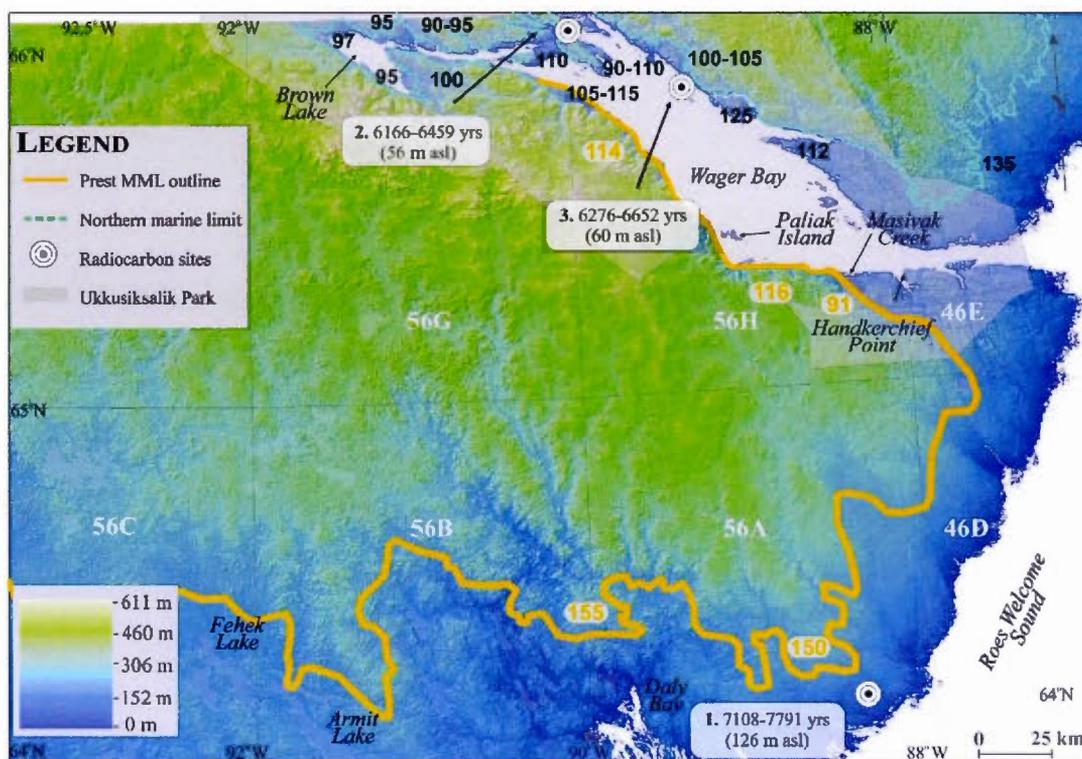


Figure 3.2: Digital elevation model of the study area and reported marine limit elevations and radiocarbon dates. Numbers refers to sample detail (reference, uncorrected ages) in Table 3.1.

Table 3.1 : Radiocarbon ages from marine shells

	Sample no.	Altitude (m)	Lat.	Long.	NTS	Context	Radiocarbon ages (^{14}C yr BP)	Calendar age (2σ) (cal yr BP) ^a
1.	GSC-289	126	64.3167	-88.4833	56A	N.A	6830 ±170	7108-7791
2.	GSC-6839	56	65.9879	-90.2031	56G	Hiatella arctica in the foreset of a delta	5570 ±60	6166-6459
3.	GSC-6841	60	65.8781	-89.4945	56H	Hiatella arctica and Mya truncata in delta	5870 ±80	6276-6652
¹ Craig, 1965.								
^{2,3} Dredge et McMartin, 2005.								
^a Calculated with a delta reservoir correction of 285±37 yrs Calib 7.10 and the Marine 13 calibration curve.								

3.3 Methods

3.3.1 Mapping of the MML

The area investigated in our study covers two complete 1:250,000 scale NTS map sheets (56A, 56B), as well as parts of four additional map sheets (46E, 46D, 56C, 56H) (Fig. 3.1). Reconstruction of the MML in this area is based on the mapping of raised shorelines and associated geomorphic features and deposits, such as deltas, terraces, boulder beaches, and wave-cut notches (Figs. 3.3 and 3.4).

Mapping was carried out through systematic interpretation of black and white aerial photographs (1:60,000 scale), SPOT 4-5 (10 m resolution), Landsat 742 satellite imageries (30 m resolution), and using topographic maps (1:50,000 scale) for the extrapolation of the features and/or their elevation. Information on the MML was also compiled from existing surficial geology maps (NTS 56A, 56B, 56C, 46D) (Aylsworth, 1990a-b; Dredge et al, 2013a-c), as well as unpublished data (NTS 46E-South; Dredge et al., in prep.). For 56H-south, the MML was also mapped using a

digital elevation model (derived from CDED 1:50,000 scale) (Randour and McMartin (2017)). In areas where the marine limit was not well developed due to the poor preservation/occurrence of nearshore features, the extent of the MML was extrapolated using the elevation of nearby sites with reliable geomorphic features and taking into account the intervening topography between the bounding reference sites. Accordingly, our reconstruction presents two type lineaments: those reporting the documented MML, which refers to the visible/reliable geomorphic features (n=230), and those related to the extrapolated MML, which connect the discontinuous elements mapped (Fig. 3.5).

Interpretations obtained from the preliminary mapping were subsequently verified at several sites in the field using helicopter support. The elevation of the mapped MML features was for the most part derived from 1:50,000 topographic contour maps (± 10 m) and/or directly measured in the field (NTS 56B, 56C and 56H-South) using a combination of stationary and mobile devices. A barometric data logger (Track-it™ Data Logger) was placed on a geodesic survey marker (benchmark) with a known elevation for the day near the coast. This stationary unit data was used to measure variations in atmospheric pressure, which can be large enough to cause important drift in the elevation measurements due to changes in weather. Data were collected in terms of pressure and temperature and recorded at fixed intervals of 30 seconds during the entire day. The elevation of MML features were measured with two GPS (Garmin, models GPS-12 and Oregon 650t) and one altimeter barometer (model Suunto E203). These mobile devices were calibrated at least two times per day at the stationary benchmark point. Measurements were carried out within approximately 20 km from the benchmark, preferably during days with stable weather. Elevation data at the selected MML sites were recorded at intervals of 1 minute during 5 minutes. An average of the readings from the 3 devices was first calculated for each minute. The

averages for each of the five minutes were then corrected, if necessary, by adding or subtracting the elevations changes recorded by the stationary unit for a specific time interval. The corrected data were then averaged to obtain the final elevation at each site (see Roy *et al.*, (2015) for details). Elevations reported have a precision of ± 1 m. Due to logistical constraints (remote access, availability of helicopter) as well as restricted access to Ukkusiksalik National Park, a total of 18 detailed elevations measurements were obtained. These field-based MML elevations measurement are used to calibrate the MML elevations obtained from the 1:50K topographic maps.

3.3.2 Geochronology

Single shells of *Hiatella arctica* collected at two sites west of Daly Bay were submitted to the *André E. Lalonde AMS Laboratory* at Ottawa University for ^{14}C dating (see McMartin *et al.*, 2015b). Shells were sampled from the surface of frost boils developed in glacio-marine sediments lying at elevations of 120 m and 80 m. The sites are separated by about 12 km (Fig. 3.5). In addition to the marine shells, wave-washed bedrock surfaces associated with the MML were collected at 5 sites for cosmogenic ^{10}Be dating (Fig. 3.5). These well-defined marine limits were formed by the removal of the glacial deposits by marine shoreline erosion processes. The washing limits consist of a sub-horizontal band of 2 to 5 m in width of bare bedrock lying at or immediately below (< 5 m) the maximum extent of the marine incursion. The rims of bare bedrock are commonly flanked by small and discontinuous boulder/cobble beaches that generally lie at slightly lower elevations. These coarse beaches were formed by the reworking of the till cover during the marine invasion. The boulders, however, are sub-rounded and often small and unstable, thus precluding their use for ^{10}Be dating.

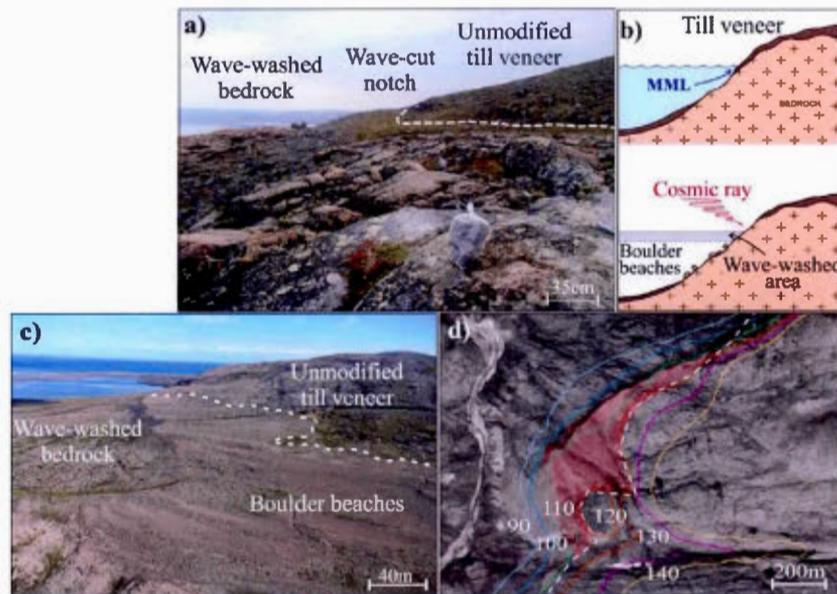


Figure 3.3: Main features that mark the marine limit (shown with dashed white line) along Wager Bay (NTS 56H-South). a) Wave-cut notch in till veneer and wave-washed bedrock surface. Bedrock sample collected for surface exposition dating is shown at the front of the photograph. b) Principle of cosmogenic nuclide dating where postglacial waters remove the sediment prior to its exoneration, leaving a freshly-exposed surface for nuclide accumulation (modified from Godbout *et al.*, 2017). c) Perched boulder beaches and wave-washed bedrock surfaces. d) SPOT-4-5 satellite imagery of area shown in c). The pink overlay covers the boulder beaches area.

Our premise here is that glacial erosion of the bedrock surface during the last ice advance removed all cosmogenic isotopes that may have been inherited from a previous exposure to cosmic rays. Shoreline erosion – mainly in the form of reworking of the surficial sediment cover by the near-shore processes – resulted in the removal of the sediment cover and the attendant exposition of the bare-bedrock surface that form the washing limit. Rapid and on-going post-glacial isostatic rebound subsequently caused the Tyrrell Sea to retreat to lower elevations, thus allowing the bedrock-cored washing limits to be exposed to cosmic rays, thereby starting the accumulation of cosmogenic nuclides. This approach was recently applied with

success to erosional shorelines belonging to a glacial lake of the southern LIS (Godbout *et al.*, 2017).

Specifically, we sampled bedrock from wave-washed surfaces defining trimlines (with unmodified till above the marine limit) at two sites near the southern shores of Wager Bay (NTS 56H) and three inland sites facing the proto-Hudson Bay (NTS 56B) (Fig. 3.5). These erosional shorelines were sampled at elevation ranging from 119 to 149 m. In addition, one sample was collected from a perched sub-angular boulder lying on a glacially-polished outcrop located ~10 m above the MML in order to contextualize our MML ages within the regional deglaciation. The sampling sites chosen were nearly flat (1°-3°) and well exposed to wind in order to avoid shielding from slopes and snow, and minimize corrections (Dunai et Lifton, 2014; Gosse et Phillips, 2001; Ivy-Ochs et Briner, 2014). The rock material was collected using a rock-saw and a chisel, making a grid of ~25 cm x 25 cm that allowed the removal of the first 2 cm of the rock surface, resulting in samples weighing 1 to 2 kg. Bedrock lithologies consisted in granite and pegmatite intrusions to ensure the adequate amount of quartz minerals required for ^{10}Be exposure dating.

Preparation of samples and separation of quartz were carried out at *Lamont-Doherty Earth Observatory Cosmogenic Dating Laboratory* according to standard procedures (c.f., Schaefer *et al.*, 2009). Measurements of $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios were performed at *Lawrence Livermore National Laboratory* (California, USA). Calculations of the ages were done using the Cronus Earth online calculator (version 2.2) based on the production rate defined for Baffin Bay/Arctic ^{10}Be (Young *et al.*, 2013), which is similar to the one defined for North America (Balco et al., 2009). Altitude/latitude scaling is centered on conventional models (Lal, 1991; Stone, 2000), referred to as ‘Lm’ scaling (Balco et al., 2008). The ^{10}Be ages of each washing limit and boulder samples are given within 1-sigma analytical errors and are plotted within in

probability density functions (PDF) graphics that take into account the associated uncertainties. The ^{10}Be age for the maximum marine limit was calculated using the arithmetic mean of the individual samples (erosional shorelines and boulder). The error of this ^{10}Be age includes the standard deviation of this arithmetic mean and the error associated with the production rate we used.

3.4 Results

3.4.1 Geomorphological characteristics of the MML

Most of the marine limit features visited were raised and ice-contact deltas, terraces, boulder beaches, wave-cut notches, bedrock washing limits and marine trimlines. Our work indicates that wave-washed bedrock surfaces commonly lies 2-5 m above the maximum elevation of raised boulder beaches. Although parts of these erosional features could be attributed to specific events, such as high tides and/or storms, the fact that washing limits often form the most extensive and well-developed features associated with the marine incursion tend to suggest that they form a reliable geomorphic marker that record a former long-lasting water plane. Geomorphic features such as trimlines and washing limits are commonly used to define former lake levels in glacial lake environments (Veillette, 1994; Roy *et al.*, 2015).

A transition between strictly erosive features (wave-cut notches, washing limits) and depositional landforms (marine delta, raised beaches, and marine terraces) characterize the spatial extent of the MML. Erosive facies are mostly developed where topography was abrupt, mainly along the southern hills of Wager Bay (Fig. 3.3), while marine deltas, raised beaches and marine terraces formed mainly in the lowlands where accommodation space and/or materials were available (Figure 3.4). This latter facies is frequent in the continental interior. Ice-contact deltas were formed

at the retreating ice margin, indicating the near synchronous relationship between ice retreat and the marine incursion.

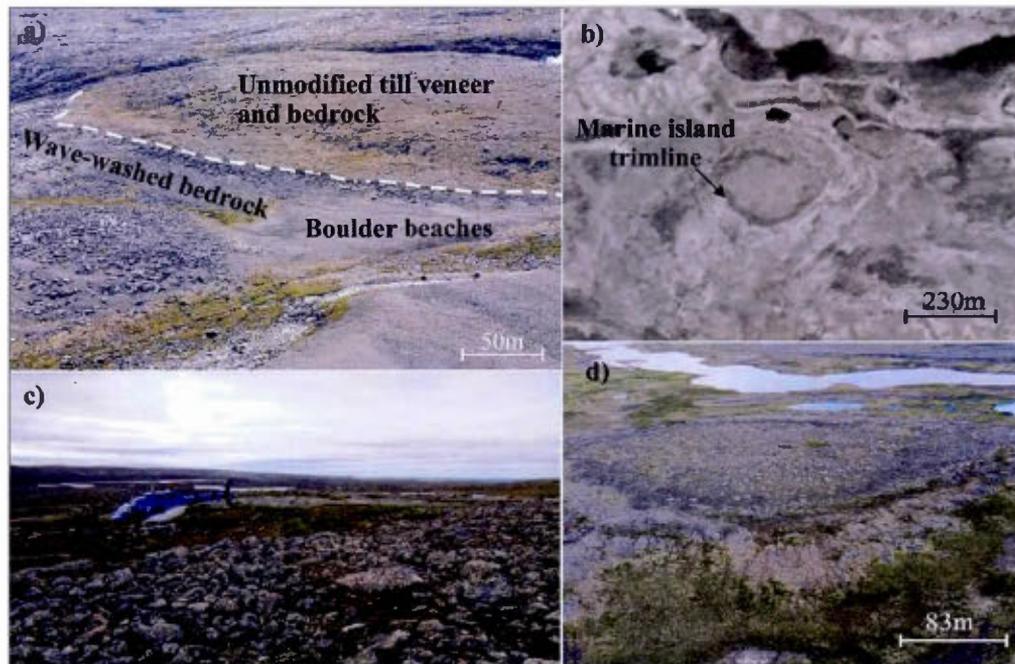


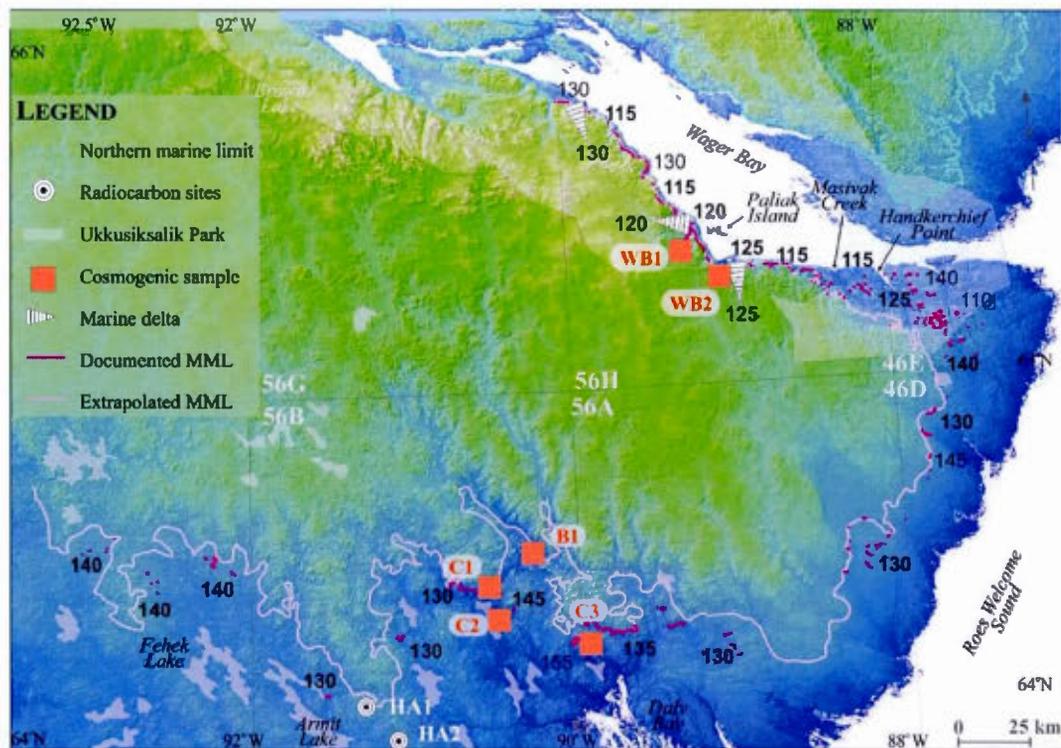
Figure 3.4: Main MML features documented inland within the study area. a) Boulder beaches and wave-washed bedrock surfaces (NTS 56B). Marine limit is shown with a dashed white line. b) SPOT satellite image of a “till island” (NTS 56C) shown in d). c) Ground view of the boulder beach shown in a). d) Till island (NTS 56C) showing a thick till remnant on a topographic high with nearshore sediments and reworked till below the MML trimline.

3.4.2 MML elevation

Results are presented clockwise, starting from the north (56H-South), then moving east (46E), south (46D, 56A) and finally southwest (56B, 56C) (Fig. 3.5). At the westernmost part of Wager Bay in 56H-South, a marine delta and various MML features were mapped at an elevation of 130 m. This limit rapidly decreases to an elevation of about 115 m further east along the coast within the National Park. Along

the shores of Wager Bay near the Paliak Islands, altimeter measurements (n= 5) on the highest cobble beaches and wave-cut notches show a MML elevation between 118 and 123 m, while air photo interpretation of the highest beaches and marine deltas indicates an elevation between 110-130 m. Accordingly, we averaged the MML elevation at 120 m for this area. Further east near 89°W, field measurements (n= 3) of a large marine delta show an elevation around 125 m. A dozen of kilometers to the east, measurements (n= 5) of the highest beaches place the MML at around 115 m. Air photo interpretation of similar geomorphic elements lie for the most part between 100 m to 130 m. The extrapolated MML elevation for this area is averaged at 115 m. East of Handkerchief Point, MML geomorphic features lie at elevations ranging from 120 to 130 m, with an exception near Wager Bay at 140 m. The MML is thus extrapolated at 125 m for this area.

In the easternmost sector of Wager Bay (southern half of 46E-south), at its confluence with the open waters of Hudson Bay, the MML raises up to 140 m. Below parallel 65°N, along Roes Welcome Sound, the elevation of the MML is mapped at 130 m and appears to remain at this elevation further inland, as far as the 90°W meridian, north of Daly Bay. In this area, the raised marine features lie at an elevation of around 140 m. Mapping and field measurements in small former off-coast islands shows some exceptions lying at a much higher elevation, reaching 155 m in places. Further west, both documented and measured features were found around 140 m elevation.



120 Field measurement (delta, MML features, dating samples) 120 Extrapolated measurement

Figure 3.5: Elevation and dating results

3.4.3 Geochronology

The marine shells collected at two different sites in NTS 56B yielded corrected-calibrated ages of 6960-7250 years BP and 7141-7384 cal years BP for elevations at 120 m and 80 m, respectively (Table 3.2). The calibrated ages were calculated using Calib 7.1 with the Marine 13 calibration curve. The delta reservoir associated with this location is 285 ± 37 years, a value between two determined delta R, no. 794 at 220 ± 50 years and no. 832: 295 ± 20 years (Coulthard *et al.*, 2010).

Table 3.2: Radiocarbon and cosmogenic results.

Site no.	Sample no.	GPS altitude (m)	Lat (DD)	Long (DD)	NTS	Sample context	Age (cal a BP)	Methods
HA1	15MOB108	120	64.2054°	-91.1436°	56B	<i>Hiatella arctica</i> at the surface of frostboil in till-marine sediment	7162 ± 78	Radiocarbon ^a
HA2	15MOB111	80	64.1166°	-91.0160°	56B		7331 ± 56	
WB1	15MOB074	119	65.3669°	-89.1099°	56H	Wager Bay area. Washing Limit at MML, below wave-cut notch.	19568 ± 667	Cosmogenic dating ^b
WB2	15MOB078	125	65.3162°	-88.8114°	56H	Wager Bay area. Washing Limit below MML (127m).	8792 ± 253	
C1	15MOB068	136	64.4957°	-90.4505°	56B	HB coast. Washing Limit below MML (139 m)	8156 ± 188	
C2	15MOB69	142	64.4499°	-90.4176°	56B	HB coast. Washing Limit, at MML	8709 ± 278	
C3	15MOB070	149	64.3614°	-90.0172°	56B	HB coast. Washing Limit, below MML (152 m).	8964 ± 246	
B1	15MOB110	164	64.6055°	-90.0998°	56B	HB coast. Top of a perched boulder above MML (154m).	8193 ± 241	

^a Calibrated using Calib 7.1 and Marine 13 calibration curve. Age ± 2σ

^b Age ± 1σ

Cosmogenic (¹⁰Be) dating of five marine erosional shorelines and one glacial erratic closely related to the MML yielded ages ranging between ~8200 ± 200 and ~9000 ± 200 years (n= 6), with one washing limit site showing an age of ~20,000 ± 700 years (Table 3.2). The camel plot graph showing the age distribution of the dated samples clearly indicates that this later sample (WB1) represents an outlier (Fig. 3.6a; Table 3.2). This is consistent with geological context of the study area, which indicates that at this time near the LGM interval (26.5 cal ka; Clarke *et al.*, 2009), the area was entirely covered by ice (Dyke, 2004). The old age likely reflects a problem of inheritance due to insufficient glacial erosion prior to marine reworking of the sediments. In addition, the till cover at this site was thin, therefore potentially exposed to cosmic rays preceding marine inundation. Without this outlier, the

remaining five samples show a remarkable narrow distribution, with ages falling nearly entirely within the first confident interval (arithmetic mean ± 1 sigma), and yielding an arithmetic average of 8600 ± 400 years and a weighted mean of 8500 ± 100 years (Fig. 3.6b).

Our results do not show evidence of regional variations in term of the age of MML, as the ages of the samples from the coast facing the “open waters” of the proto-Hudson Bay in the general area of Daly Bay are nearly similar with the one from the “closed area” formed by Wager Bay (excluding the outlier) (Fig. 3.6b, c). Taken together, samples from the Daly Bay area ($n=4$, Fig. 3.6c) also show a tight distribution indicating an age of 8500 ± 400 years for the marine invasion. The samples associated with the washing limits in the Daly Bay area ($n=3$, Fig 3.6d.) show a mean exposure age of 8600 ± 400 years that is statistically undistinguishable from the age of $\sim 8200 \pm 200$ years obtained for the boulder that was deposited near the MML in the same area during the ice retreat (B1).

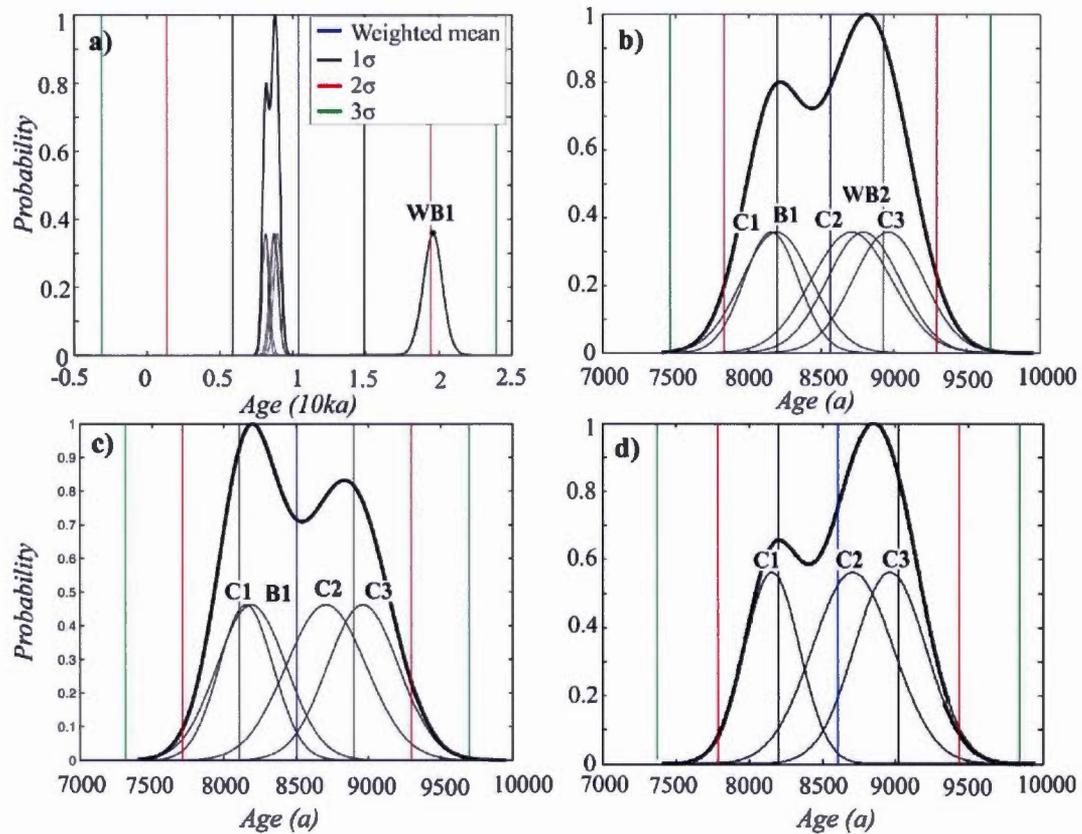


Figure 3. 6: Probability density function (PDF) graphs. a) Exposure ages for all samples (n= 6). b) PDF plot of samples without the outlier WB1 (n= 5). c) PDF plot of samples around Daly Bay (n= 4). d) PDF plot of MML samples around Daly Bay (n=3).

3.5 Discussion

Our elevation measurements of raised geomorphic features related to the maximum postglacial marine incursion in NW Hudson Bay show significant variations in the study area. The MML was the lowest in the vicinity of Wager Bay, where it shows a slight but variable increase from about 115 m in the west to 125-130 m further east,

and reaching an elevation up to 140 m in the outer part of Wager Bay. Along the coast bordering Roes Welcome Sound (i.e., facing Hudson Bay) and in the inner (inland) areas to the south of the study area, the elevation of the MML is more constant, varying between 130 and 140 m (Fig. 3.5), with a few sites former "islands" showing elevations reaching 155 m. Our geochronological results on erosive shorelines (trimlines) associated with the MML indicate that the marine incursion in these different areas took place nearly simultaneously.

Taken together, these results provide insight on the deglaciation of the study area. The variations in the elevations of the MML are consistent with values reported from previous studies in the adjacent regions (Dredge and McMartin, 2005a; McMartin *et al.*, 2015a) and likely reflect the patterns of deglaciation towards the continental interior, near the core-sector of the Keewatin Ice Divide. Dredge and McMartin (2005) and McMartin *et al.* (2015a) suggested that the lower elevations in MML west of Wager Bay up to Brown Lake reflect the presence of remnant ice masses in this region, an interpretation supported by the occurrence of geomorphic features, which reflects a relatively intense and long cold-based ice condition, such as preservation of a relict and weathered bedrock, vast areas of felsenmeer and weathered blocky till, coupled with an absence of glacial erosion. Those inland terrains may have been deglaciated later than their southern counterparts without being detectable in the ^{10}Be ages if the deglaciation occurred rapidly (outside the resolution limit of the method). However, additional samples for surface exposure dating further west, in the inner portion of Wager Bay, are needed to determine if the postglacial marine water was blocked by remnant ice, with a delayed incursion following a period during which isostatic uplift had already taken place. Alternatively, these lower elevation west of Wager Bay could be related to a thinner ice cover above the high terrains located south of Wager Bay during the last glaciation. This setting, combine to earlier

(higher?) melting rates in this part of the ice sheet during the deglaciation, could have allowed some amount of isostatic uplift to take prior to marine incursion, hence yielding MML features with elevations different than those documented further inland to the south. As for the areas with elevations showing some departure from the average MML, i.e. above 140 m in 56B and 56H, they could be related to local physiographic settings, such as the confinements of some slopes that may have slightly amplified the wind-driven shoreline erosion and favoured reworking of the surficial deposits at higher elevations. Indeed, some of these sites correspond to trimlines present on small and isolated topographic highs.

The application of cosmogenic isotope dating to raised marine erosional shorelines appears to have a strong potential to date the incursion of postglacial marine water in recently deglaciated areas, notably in environments where the development or preservation of organic material suitable for ^{14}C dating is not possible. Of the 6 samples dated, only one outlier was obtained ($\sim 20,000 \pm 700$ a) and this older age is likely related to an inheritance problem due to a lack of glacial erosion. Indeed, this sample (15MOB074; site WB1) is located in the northern part of the area where several geomorphic features indicate the presence of less erosive (cold-based) ice related to under the Keewatin Ice Divide (McMartin and Dredge, 2005; Dredge and McMartin, 2007; McMartin *et al.*, 2015b, 2016; Randour and McMartin, 2017). The other site sampled for cosmogenic ^{10}Be dating in this area (WB-2) was collected closer to Wager Bay making it more prone to erosion by warmer ice, thus avoiding potential inheritance problem. Taken together, the ^{10}Be ages of raised erosional shorelines without the outlier indicate that the MML formed at 8600 ± 400 years in northwestern Hudson Bay.

The average age for the MML is also consistent with the exposure age obtained for the perched boulder that was sampled about 10 m above the MML. Mapping of ice-

contact deltas and associated deposits the study area indicates that in places the retreating ice front was in contact with the postglacial marine waters. The age obtained from this glacial erratic places the attendant ice retreat north of Daly Bay at around 8200 ± 200 years, thus statistically equivalent to the age obtained for the MML. The ^{14}C ages obtained from lower elevation sites are also in agreement with the ^{10}Be ages presented, whereby they show younger ages.

All of those ages indicate that the timing of maximum marine inundation and regional deglaciation in the study area took place sometime during the 9000-8200 years BP interval, which is 700 to 1000 years earlier than previously established by ^{14}C -based reconstructions that set the deglaciation of the region after 8000 years BP (7.2 ka ^{14}C BP) and ending by 7500 years BP (6.5 ka ^{14}C BP). These ice-margin reconstructions are, however, based on a single date in the study area (n=1, from Craig, 1965), as well as few other sites to the north in the Repulse Bay area, south of Chesterfield Inlet and across Roes Welcome Sound over Southampton Island. These sites in the Hudson Bay region are often located well below the MML. Consequently, these ^{14}C ages cannot provide direct constraints on the position of the ice margin at the onset of the marine incursion on the recently deglaciated and isostatically depressed terrains.

This difference in deglacial chronology could be related to an offset between the ^{14}C ages and the ^{10}Be ages, which may in turn reflect an inadequate correction for the marine reservoir effect applied to the ^{14}C ages. This correction is articulated around ^{14}C ages obtained on pre-bomb marine shells from the Repulse Bay area located several hundreds of km away from the study area. In addition, uncertainties on the differences between the habitats of the deglacial and modern environments may also have played a role in this offset (Ascough *et al.*, 2009). Comparisons between ^{14}C based ice margin histories and ^{10}Be deglacial chronologies for several sectors of the Labrador Sector of the LIS have shown some offsets, where ^{14}C ages were younger

by a few decades to several centuries (Ullman *et al.*, 2016). Nonetheless, marine shells found in the area (this study and Craig, 1965) indicate that the Tyrrell Sea was still present in the present-day continental interior around 7084 and 7387 years, at an elevation ranging from 120 to 80 m (respectively 7162 ± 78 and 7331 ± 56 cal BP yrs), although the associated sea level elevation cannot be determined with these data. Within this context, we believe that the ^{10}Be ages reported for the MML form a robust constraint on the timing and position of the ice margin at the onset of the deglaciation.

The ^{10}Be ages on the MML will contribute to refine GIA studies by providing valuable chronological data on the upper part of RSL curves, which is a segment that is rarely constrained by the ^{14}C ages due to the lack of datable material in the nearshore environments that represent the upper (or maximum) marine limit (c.f., Simon *et al.*, 2014).

3.6 Conclusions

The maximum extent and elevation of the post-glacial limit of marine inundation was mapped and measured between Chesterfield Inlet and Wager Bay along the northwest shores of Hudson Bay. Various geomorphic features were documented, such as raised boulder beaches, marine terraces, wave-cut notches and marine trimlines formed by washing limits. Erosive features such as wave-cut notches and bedrock wave-washed surfaces were mostly found in the abrupt terrain south of Wager Bay while depositional features were mostly found in flat-lying terrains, such as those along Roes Welcome Sound and Daly Bay. The marine invasion was mostly synchronous with the onset of ice retreat, as indicated by the occurrence of numerous ice-contact deltas within Wager Bay.

Along Wager Bay, the marine limit elevation rises from 95 m in Brown Lake, up to the 140 m near Roes Welcome Sound. This increase was also observed north of Wager Bay (McMartin et al., 2015a). Along Roes Welcome Sound, the elevation of the MML lies between 130-140 m. The MML remains around 140 m further inland within 56B and 56C.

Cosmogenic ^{10}Be dating indicates that the deglaciation began around 8200 ± 200 years BP (boulder sample; site B1) and was ongoing around 8500 ± 400 years for the entire area ($n=4$, sites WB2, C1, C2, C3). All ages obtained are statistically undistinguishable and point to a rapid marine invasion. Higher elevations of the MML features documented in the south (NTS 56A-B, 46D; ~ 130 -155 m), with respect to those mapped in the north (NTS 46E-56H; ~ 115 -130 m), tend to suggest a difference in the deglaciation pattern between these two regions, where the presence of ice remnants on the topographic highs under the KID were preventing an uniform GIA throughout the whole area. Alternatively, a thinner ice and a higher melting rate in the north may have allowed some postglacial rebound to take place prior to the disappearance of ice and the concomitant marine submergence of the land. As the geomorphology of this area essentially reflect a cold-based regime (large felsenmeer, few ice flow indicator, weak occurrence of esker but large presence of lateral meltwater channel), the first hypothesis seems to reflect more the reality.

The ^{10}Be chronology points to an onset of deglaciation occurred earlier than pictured in ^{14}C -based reconstructions (Dyke, 2004), previously assigned to an interval between 8000 and 7500 cal a BP. Radiocarbon ages from single *Hiatella arctica* shells collected south of the area at lower elevations sites not related to the MML suggest that marine waters were still present in the area between 7100 and 7800 cal years BP. Cosmogenic dating of marine shorelines show strong potential to both constrain the timing and the position of the ice margin during the deglaciation.

The maximum marine limit ages determined in this study may help to refine regional postglacial uplift rates, improve numerical glacial isostatic adjustment models (Simon *et al.*, 2014), provide insight on the response of Earth's crust to glacial unloading (B.de Boer *et al.*, 2017), while the new constraints on the MML may contribute to orient drift-prospecting surveys (McMartin & Randour, in prep.), that often relied on sampling a first-order (i.e. unmodified) glacial deposits.

3.7 Acknowledgments

This study was funded by a National Sciences and Engineering Research Council (NSERC) and the Fond de recherche du Québec -Nature et technologies (FQRNT) TO I.R., as well by Natural Resources of Canada through the Research Affiliate Program. Field support and logistics were provided by the Tehery-Wager geoscience mapping activity of the GEM-2 Rae Project of the Geological Survey of Canada (GSC) and the Canada-Nunavut Geoscience Office (CNGO). Special thanks to Natasha Wodicka and Holly Steenkamp for the continuous support and for project management. M.R. was supported by NSERC Discovery grant. We would like to Pierre-Marc Godbout for drawing the PDF graphs.

CHAPITRE IV

EFFECTS OF MARINE PROCESSES ON TILL COMPOSITION NEAR THE MARINE LIMIT SOUTH OF WAGER BAY, CENTRAL MAINLAND NUNAVUT.

Ce chapitre, rédigé en anglais, porte sur l'étude des propriétés physiques et géochimiques des dépôts glaciaires localisés de part et d'autre de la limite marine maximale. Ce texte sera soumis sous forme de publication interne à la Commission géologique du Canada sous peu.

Effects of marine processes on till composition near the marine limit south of Wager Bay, central Mainland Nunavut.

Randour, I.¹, McMartin, I.², Roy, M.¹

¹ Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère et GEOTOP, Université du Québec à Montréal.

² Commission Géologique du Canada, Ottawa, Ontario, Canada.

Abstract

Following deglaciation, the post-glacial Tyrrell Sea inundated the isostatically depressed coastal lowlands along the northwestern part of Hudson Bay, an event that considerably modified the landscape and the surrounding sediments. In Northern Canada underlain by permafrost, drift prospecting is one of the most important surface exploration methods used to evaluate the presence of mineralization. Documenting and understanding the influence of marine processes on glacial sediment composition in areas once covered by the post-glacial sea is thus of primary importance. This study examines the effects of marine reworking and winnowing on the geochemical composition of till in a periglacial environment. Geochemical and textural analyses were completed on till samples collected in frostboils immediately above and below the maximum limit of marine inundation. The distribution of 21 selected trace and major elements was examined at two sites in vertical profiles and interpreted using a multivariate statistical approach. Principal component analysis (PCA) on both raw and centred log-ratio geochemical datasets separate the samples by provenance (PC1) and by relative position to the marine limit (PC2). Results of vertical profiles, confidence interval and PCA on raw-data indicate that till in frostboils below the marine limit has a higher content in sand and lower contents in both silt and clay that likely result from winnowing by waves; a process that is not apparent with field observations. Organic matter contents are higher and more variable along the profiles below the marine limit; matrix colors also vary more along these profiles. In general, till below the marine limit is depleted in Ca, CaO, SiO₂ and Na, and enriched in Zn, Ni, Co, Fe, Al and Li, analysed by near-total and total digestions in the <0.063 mm (silt + clay) fraction. This geochemical depletion in the finest fractions of till may reflect the loss of Ca and Na-bearing feldspar minerals while the enrichment in some trace elements might be due to higher organic matter contents that characterize till at the sub-sites below the marine limit. However, the geochemical variations observed down-profile above and below the marine limit may be frostboil specific and may reflect incomplete mixing by cryoturbation processes.

4.1 Introduction

The last deglaciation led to large changes in the configuration of the Laurentide Ice Sheet, particularly in the Keewatin Sector, where negative change in mass balance caused ice sheet to melt and to retreat towards the continental interior (Dyke, 2004). The massive production of meltwater led to a rapid rise in sea level and a concomitant invasion of marine waters over the coastal areas, where glacio-isostatic adjustment (GIA) of the recently deglaciated land was slightly delayed with respect to the marine submersion. This setting is noticeable in the study area where marine deposits vary from erosive facies (wave-washed bedrock surfaces and wave-cut notches) along the high hills of Wager Bay to reworked/depositional facies (boulder beaches, marine terraces, reworked till) in lower terrain. Reworked and mixed till with marine sediments are present in areas where the topography is smoother and of lower relief, and where there is greater thickness of glacial/glaciofluvial sediment cover. The maximum marine limit (MML) shows some variability in elevation within the area, mostly due to different thinning rates of the ice and the pattern of ice retreat (see Randour *et al.*, in prep).

Till composition in formerly glaciated terrains has been the subject of many studies in recent decades through drift prospecting campaigns for mineral exploration, specifically diamonds (McClenaghan et Kjarsgaard, 2007; McClenaghan *et al.*, 2001). Till is commonly collected in mineral exploration since it's a first-order sediment; that is it results from the glacially erosion of bedrock, physically modified and transported by the ice, and subsequently deposited in glacial landforms (DiLabio, 1989). Furthermore, in permafrost regions of northern Canada, soil development and chemical weathering of the sediment is restricted by the low soil temperatures (Klassen, 2001). Thus, the relatively unweathered till composition mainly reflects

clastic dispersal by ice, from the underlying and up-ice bedrock sources. Nevertheless, post-depositional processes can occur notably through marine/lacustrine inundation or glaciofluvial meltwaters often follow the deglaciation and can alter the composition of the unweathered till. Dreimanis et Vagners (1972) include post-depositional reworking in a list of the most influential factors on till texture. As indicated by Shilts (1995), till compositional changes may be a result of textural variation, due to post-depositional reworking and/or varying processes of deposition, which complicates the interpretation of provenance. Within this context, recent GSC till sampling protocols recommend to select sites above the marine limit in order to avoid the incorporation of marine sediments and/or reworking and winnowing by waves; therefore preventing a dilution of the primary glacial sediment and/or the loss of the fine fraction and/or light particles (McClenaghan *et al.*, 2013). GSC sampling protocols also recommend to sample below 30 cm depth within the permafrost active layer (McClenaghan *et al.*, 2013). However, this approach is not always practicable in certain areas. Furthermore, few studies have been conducted on till compositional changes as a result of post-depositional (i.e. Shilts (1973)) or periglacial processes (McMartin et Campbell, 2009; McMartin *et al.*, 2001). McMartin *et al.* (2001) showed that the distribution of major and trace elements was fairly homogeneous in frostboils near Kaminak Lake but that the presence of organic lenses significantly modified element concentrations along the profiles, especially for Cu and Zn. To our knowledge, the effects of marine processes on glacial sediment composition have never been tested yet in permafrost terrains.

In the present study, till samples were collected in frostboils at two sites selected above and below the marine limit to establish whether marine reworking and winnowing processes have an influence on till composition, specifically on the geochemical and physical properties, including trace and major element

concentrations, texture, color and organic matter content. The effects of mixing with finer-grained marine sediments resulting in dilution or changes in till composition were not examined as the tested sites were located in shallow marine settings near the marine limit. Since marine processes at a marine highstand are expected to mainly erode, rework and redistribute sediments, we will examine if samples below the marine limit will be coarser-grained and depleted in clay-sized particles, in proportions sufficient to introduce variations in geochemical composition.

4.2 Geological background

The study area is located in the Kivalliq Region, central mainland Nunavut, between latitudes 64° and 65° N and longitudes 90° and 92.5°W (Figure 4.1). The region lies within the 2.7-2.6 Ga Rae Craton of the western Churchill Geological Province of the Precambrian Canadian Shield. The two sites are underlain by undifferentiated Archean tonalitic to monzogranitic gneiss and plutonic rocks (Wodicka *et al.*, 2017) which contain two isotopically distinct domains, the Lunan domain to the west (Site 2) and the Gordon domain to the east (Site 1). The Archean felsic gneiss and plutonic rocks also contain isolated ultramafic (peridotite and pyroxenite), mafic (gabbro and amphibolite) and intermediate (diorite) rocks. The transition between those two domains coincide with the Lorillard supracrustal belt, located up-ice (NW) of Site 1. A potential for base- and precious-metal mineralization is recognized in the Lorillard supracrustal belt.

Existing surficial geology maps (Aylsworth, 1990a, 1990b) coupled with field observations (McMartin *et al.*, 2015b; McMartin *et al.*, 2016a) point to a dominant south-southeast to southeast ice flow direction, as indicated by striae and streamlined

landforms, thus placing the study area south of the Keewatin Ice Divide (KID). The glacial landscape is mainly composed of bouldery till blankets and veneers, streamlined in places, overlain by a complex deglacial system of sub-glacial meltwater corridors and proglacial meltwater channels and associated glaciofluvial sediments. Below the MML, marine deposits may form beaches between bedrock outcrops and glacial landforms and/or along esker ridges. The area is underlain by continuous permafrost; sorted nets and frostboils developed in the active layer of turbid cryosols are common in till. A discontinuous tundra vegetation, consisting of lichens, mosses and dwarf shrubs, covers the area. The previous chapter describes the bedrock and surficial geology with more details.

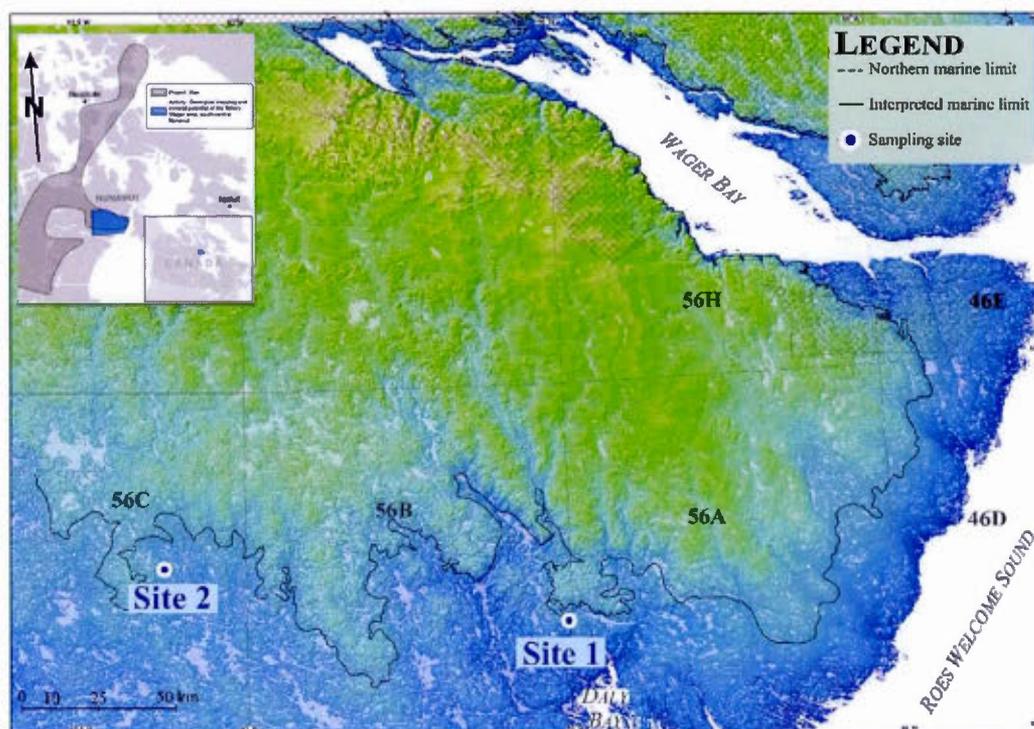


Figure 4. 1 : Digital elevation model of the study area with location of sampling sites. Derived from Canada digital elevation data (GeoBase 2016), based on 1:50 000 National Topographic Data Base digital files. Insert figure shows the Tehery-Wager geoscience mapping activity (blue polygon).

4.3 Methodology

4.3.1 Field sampling procedures

Two sites were selected along the marine limit in 2016, one in NTS 56B (Site 1) and one in NTS 56C (Site 2) (Figure 4.1). The sampling sites were carefully selected for their well-defined marine limit and the presence of thick till above and below the marine trimline. The marine limit at Site 1 is characterized by a mix of bouldery beaches and wave-washed bedrock surfaces below the slope of a wave-cut notch (Figure 4.2).

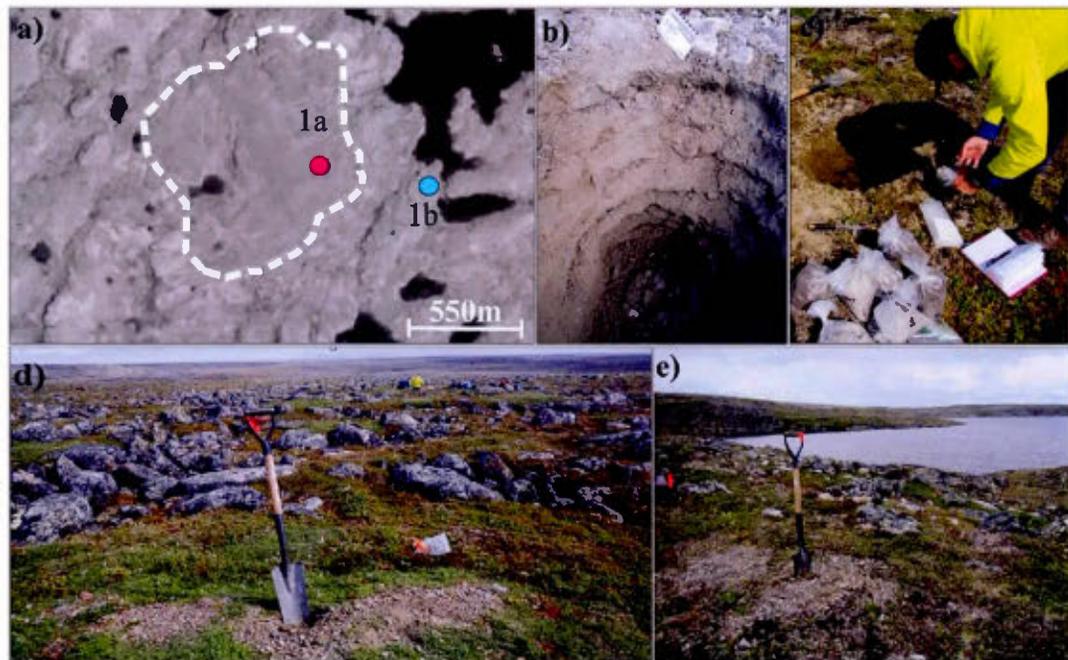


Figure 4. 2: Site 1 framework. a) SPOT satellite image of the MML shown with dashed white line. Dots are sample above (pink; sub-site 1a) and below (blue; sub-site 1b) the MML. b) View inside the main frostboil 1a after sampling. The samples were collected from a vertical profile at 10-15 cm intervals creating a stratified appearance in the hole wall. c) Sampling intervals from main frostboil 1a. d) View from a duplicate of sub-site 1a. Main frostboil is being sampled in the background. e) View of a duplicate of sub-site 1b.

Above this marine trimline lies an unmodified till blanket while a reworked till is exposed below this limit (see Figure 4.2d and e). Site 2 forms a distinct post-glacial marine "island", where a wave-cut notch surrounds small topographic highs formed or capped by thick till (Figure 4.3). At each site, two frostboils were sampled in vertical profiles; one located above the limit of marine submergence (sub-sites 1a and 2a) and one located directly below the limit (sub-sites 1b and 2b).

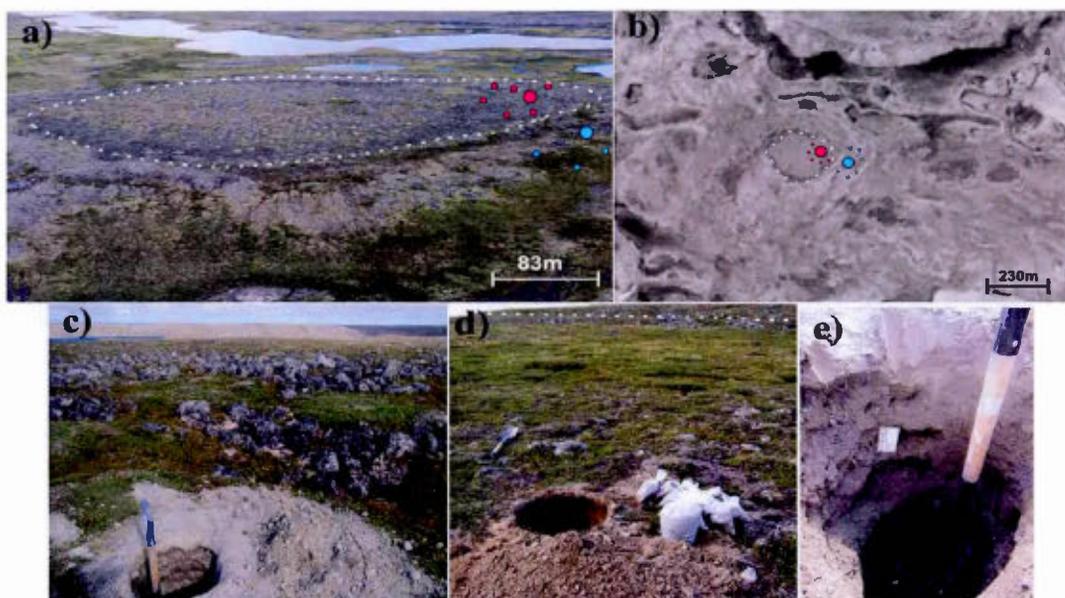


Figure 4. 3: Site 2 framework. a) MML shown with dashed white line, with large dots representing main frostboil (2a in pink, 2b in blue) and small dots as duplicates, following same color chart. b) SPOT image of the same "till island". Width of island is about 230 metres c) Main frostboil of sub-site 2a after the sampling. d) Main frostboil of sub-site 2b with interval samples besides the hole. e) View inside main frostboil of sub-site 2b.

Glacial sediments were found directly at the surface in frostboils, and no occurrence of marine sediments, either mixed in, beneath or above the till, was documented during the sampling. Samples were collected in the C-horizon of frostboils at 10-15 cm intervals down to 60-95 cm depth, depending on the active layer thickness. In

addition to the samples collected in vertical profiles, five small field duplicate samples (B to F) were collected in frostboils near each profile (<10 m) to evaluate the local field variability. These frostboils were sampled to a depth varying between 30 and 60 cm.

A total of 54 3-kg samples were collected for this study. Till geochemical analytical and sampling procedures follow the protocols used at the Geological Survey of Canada for GEM projects (McClenaghan *et al.*, 2013; Spirito *et al.*, 2011).

4.3.2 Laboratory procedures

4.3.2.1 *Physical properties*

Texture, organic matter content and color of each till sample were determined at the Geological Survey of Canada (GSC) Sedimentology Laboratory to help understand geochemical trends. Textural analysis can indicate degree of winnowing which can influence moisture and redox potential, i.e. weathering of primary minerals, and/or affect geochemical composition. Texture was evaluated with the silt/clay ratio and the <2 mm size distributions using a combination of dry-sieving, wet-sieving and particle size analysers (see McMartin *et al.*, in prep. for detailed methods). The organic matter content was used to help interpret degree of mixing in the frostboil and geochemical irregularities. Chemical affinities between organic matter and cation may explain element accumulation in a sample, where cations are adsorbed at the surface of the colloidal complex. Organic matter (OM) content was determined by loss-on-ignition (LOI) of the <0.063 mm fraction after heating a small portion at 500°C for one hour in an ashing furnace (Girard *et al.*, 2004). Matrix color was established by the Munsell colour code determined on dry samples (<0.063 mm) using a SP64 Series X-Rite® spectrophotometer. Color can illustrate provenance and/or the oxidation degree of a sample (McClenaghan *et al.*, 2000), therefore serving as a quality

indicator. In the study area, a grayish till color designates an unweathered sample, while a brown-reddish color reveals post-depositional alteration e.g. weathering, specifically secondary amorphous oxide/hydroxide accumulation. A dark brown color indicates OM incorporation.

4.3.2.2 Matrix geochemistry

Geochemical analysis were completed at BVCC, in Vancouver, on the <0.063 mm size fraction. Two different methods were used: 1) inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) following a multi-acid digestion (HNO₃, HClO₄, HF, and HCl) for ultra-low determination (MA250); 2) elements in refractory and resistant minerals (Rare Earth elements, Ba, Be, Ce, Co, etc.) were better determined with lithium borate fusion by ICP-ES/MS (LF200). The results from the multi-acid method were mostly used in this study since this analysis detected the highest quantity of the vast majority of elements, in contrast to the partial digestion method (modified aqua regia). Detailed analytical methods are described in McMartin et al., (in prep).

The elements examined were chosen according to 1) their quantity, greater than the lower limit of detection in all 54 samples, and 2) their different proportion within the soil. The last condition was selected in order to verify if marine processes affect both minor and major constituents. Therefore, fifteen elements determined using the multi-acid digestion (6 majors: Ca, Mg, Al, Na, K, Fe; 9 minors: Pb, Cu, Zn, Ni, Co, Li, Th, U, Mn) and six major oxides with the lithium borate fusion (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O) were selected for this study (Table 4.1).

Table 4.1: Selected elements, methods of analysis, units and lower detection limits (MDL). LF200 = Lithium borate fusion; MA250= Multi-acid digestion.

Oxide						
Analyte	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O
Method	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200
Unit	%	%	%	%	%	%
MDL	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01

Major						
Analyte	Ca	Mg	Al	Na	K	Fe
Method	MA250	MA250	MA250	MA250	MA250	MA250
Unit	%	%	%	%	%	%
MDL	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01

Minor									
Analyte	Metals					Non metals			
	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Mn	Li	U	Th
Method	MA250	MA250	MA250	MA250	MA250	MA250	MA250	MA250	MA250
Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
MDL	0.1	0.02	0.2	0.1	0.2	1	0.1	0.1	0.1

4.3.3 Data analysis

We used vertical profiles, dispersion analysis and principal component analysis to detect the influence of geological processes within the datasets.

Vertical profiles were prepared using Microsoft Excel software and Corel Draw (version X5) by plotting each variable according to its sampling depth. Dispersion analysis was used to study the distribution of an element at a site (Site 1 or Site 2) relative to its location above and below the marine limit (sub-sites 1a - above vs 1b - below; 2a - above vs 2b - below). We used the $\mu \pm 2\sigma$ interval to represent the distribution, which is based on the 95% confident interval of a normal distribution (Geomathematics course, H2015). We consider a sub-site as different from its pair (i.e depleted or enriched) in a given element when both of its confident limits ($\mu - 2\sigma$ and $\mu + 2\sigma$) are distinct (lower or higher) than its pair. Finally, if this phenomenon is seen for the same element at both sites 1 and 2, we conclude that this element is affected by marine processes. Microsoft Excel conditional formulas were used to

compare the distributions. We used the standard deviation STDEV.S (Microsoft Excel) which assumes that its data are a sample of the population (n-1 method).

Equation 4.1 : Standard deviation

$$\sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{(n-1)}}$$

Where x is the data to evaluate, \bar{x} is the average value and n is the sample size.

The importance of the dataset (54 x 21 element matrix) allows us to use multivariate data analysis, mainly principal component analysis (PCA), a powerful tool used to reduce the number of variables necessary to describe a dataset. As stipulated by Reimann *et al.* (2008) in “Statistical Data Analysis explained: Applied Environmental Statistics with R”:

Principal component analysis searches for the direction in the multivariate space that contains the maximum variability. This is the direction of the first principal component (PC1). The second principal component (PC2) (...) will contain the maximum amount of the remaining data variability. (p.216)

Each PCA dimension is independent (un-correlated) and its importance is reflected by its eigenvalue. According to Grunsky (2007) in “The interpretation of Regional Geochemical Survey Data”:

...this is achieved by forming linear combination of the variable (component) that describes the distribution of the data. These linear combinations are derived from some measure of association (i.e. correlation or covariance matrix). (p.163)

Garrett *et al.* (2017) explained that geochemical datasets have to be adjusted with a centred-logarithmic transformation prior to the analysis. Furthermore, measurement units have to be uniformed. We therefore transformed the dataset following the procedure recommended by Garrett *et al.* (2017) using the version 3.4.2 of the software R and the package 'rgr' (version 1.1.14). Corel Draw (version X5) and Microsoft Excel were used to customize the PCA biplot graphs.

4.4 Results

4.4.1 Physical properties

Textural distribution in till profiles indicates that whenever silt contents are changing, sand contents are changing in the opposite direction, while clay contents remain relatively constant (Figure 4.4). Till in profiles below the marine limit (1b, 2b) have slightly lower clay contents, lower silt and higher sand contents than their pairs above the MML (1a, 2a). Results also show that the silt/clay ratio is higher below the marine limit (~12 to 14%) than above (~5 to 10%) at Site 1 indicating a relative depletion in clay contents below marine limit at that site. At Site 2 however, the ratios are similar above and below the marine limit. Even if the variability shown by the field duplicates exceeds the intra-profile variability (i.e. variability along depth at each main frostboil), the textures follow the same trend, namely the depletion of finer particles (silt and clay) in profiles below the marine limit. On the other hand, results show that the silt/clay ratio is relatively constant (sub-site 1b) or gently decreasing with depth (2a and 2b) indicating a slight relative increase in clay content relative to the silt content at depth. The silt/clay ratio decreases more significantly at depth in profile 1a.

Organic matter content

Results show that till in frostboils below the marine limit (1b, 2b) have higher LOI contents and significant LOI variability down-profile [from 1 to 4.7%] while LOI contents in frostboils above the marine limit (1a, 2a) are lower and stay relatively constant down-profile [varying between 0.2-0.9%]. The C duplicate of sub-site 2b below the marine limit shows a particularly high value at 5.3%, and this is reflected by its brown color.

Matrix color

Till in both frostboils above the marine limit (1a, 2a) have well-homogenized colors in contrast to till in frostboils below the marine limit (1b, 2b). The C duplicate of site 2b below the marine limit shows a darker coloration than its neighbors.

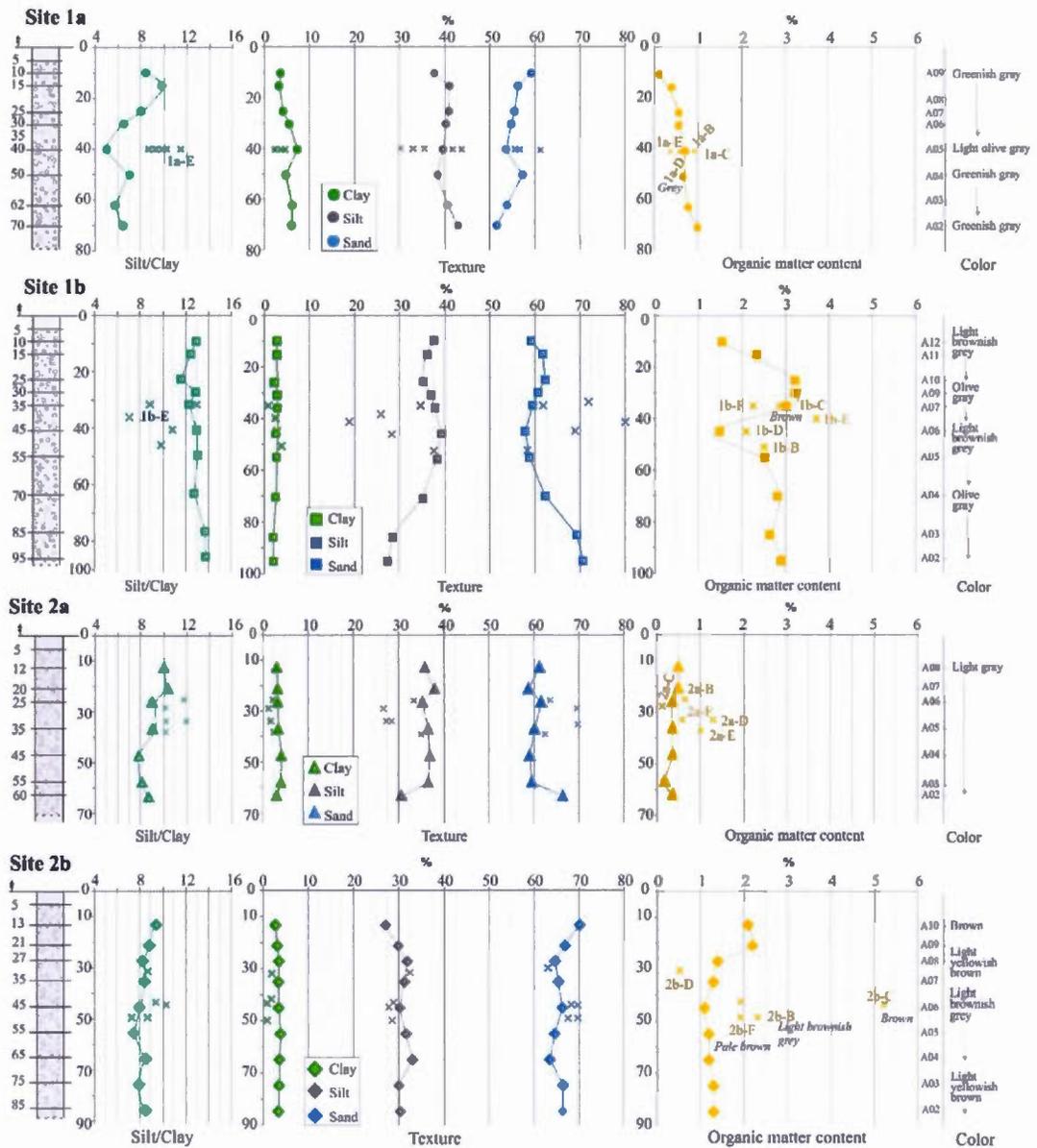


Figure 4. 4: Physical properties in till profiles at Sites 1 and 2 (a= above marine limit; b= below marine limit). Results of the field duplicates are indicated by a cross. The first graph shows the silt/clay ratio; the second graph represents textural results; the third graph shows the organic matter content (LOI %) and the sample number for each duplicate. The last column gives the color of till in the main frostboil samples.

4.4.2 Matrix geochemistry

Confident intervals and vertical profiles

The interpretation of element abundances in profiles is meaningful when: 1) the intra-variability at a sub-site doesn't exceed the variability between two sub-sites (1a vs 1b; 2a vs 2b); and 2) profiles are distinctive (i.e., concentration between samples is substantially different). If these conditions are not respected, misinterpretations may be introduced, especially in this study where the geochemical variability at Site 1 is greater than the variability at Site 2. Therefore, geochemical profiles are mostly considered as visual support in the following observations.

Three major trends in geochemical composition of the <0.063 mm fraction are observed following the examination of the 21 element abundance depth-profiles (Figures 4.5, 4.6 and Figures A-i, A-ii in Appendices) and the confident intervals (Tables A-v to A-viii in Appendices & McMartin *et al.*, in prep.).

Observation 1. Till at Site 1 is generally enriched relative to Site 2 in all elements, except for Na₂O and SiO₂.

Observation 2. At Site 2, the majority of the elements are constant down-profile, or increase/decrease only slightly with depth. At Site 1, the distribution is more complex, with element abundances more variable down profile. A distinct geochemical enrichment is observed at sub-site 1a at 40 cm depth (sample 1a-05), especially ($>2\sigma$) in Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, Cu, Ni, Co, U and Li, with a corresponding depletion ($<1\sigma$) in SiO₂. Below this particular depth, element abundances are generally greater than above (opposite for SiO₂).

Observation 3. Both sub-sites above the marine limit (1a, 2a) show a higher abundance in SiO_2 , CaO , Ca and Na than their pair below the marine limit (sub-sites 1b and site 2b). This is especially remarkable for CaO .

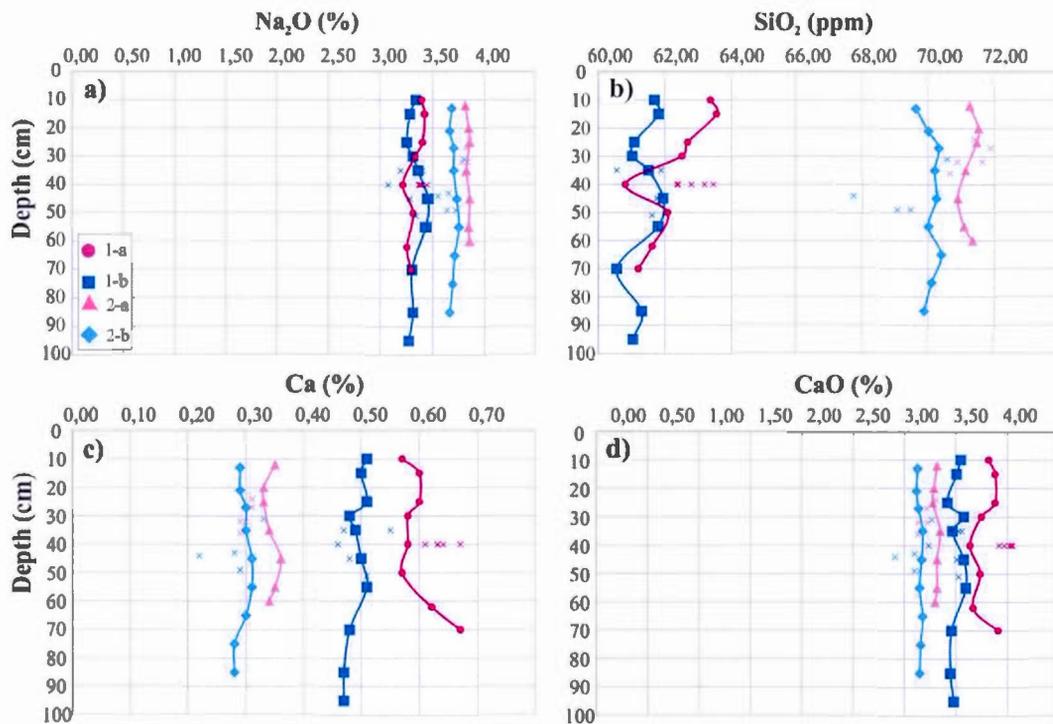


Figure 4. 5: Distribution of selected major elements along the profiles at Sites 1 and 2 (a= above marine limit; b= below marine limit). Results of the field duplicates are indicated by a cross.

Observation 4. If we omit the outlier 1a-5, and also examine the results of the field duplicates, the sites below the marine inundation commonly display a higher abundance in several elements including Cu , Zn , Ni , Co , Fe , Al and Li .

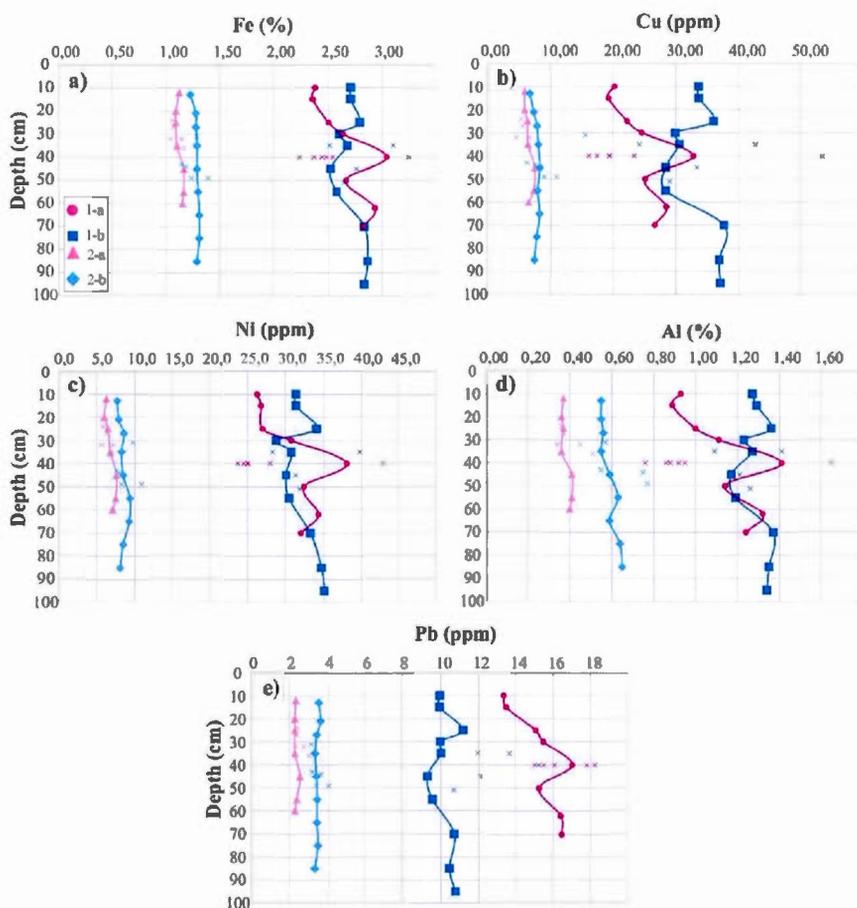


Figure 4.6: Distribution of selected elements along the profiles at Sites 1 and 2 (a= above marine limit; b= below marine limit). Results of the field duplicates are indicated by a cross.

Principal component analysis on raw data

In all the datasets combined, the first two components (PC1 and PC2) describe 97.3 % of the data variability. The following results and analyses will therefore be restricted to these first two components. The eigenvalue of the first component (PC1) is extremely high and represents 91.4% of the variance (Figure 4.7). Nearly all the elements can be explained by this axis; Mn, MgO, Fe₂O₃, Mg, Fe, Co, Zn, Ni, Li, K, SiO₂, Th, U, Al₂O₃ and Na₂O display a score contribution varying between 92-100% (see inset graph in Fig. 4.7). The second component (PC2) explains 5.9% of the

dataset and influences the position of CaO (37%), Ca and Na (17%), Cu (13.3%) and Al (11.6%).

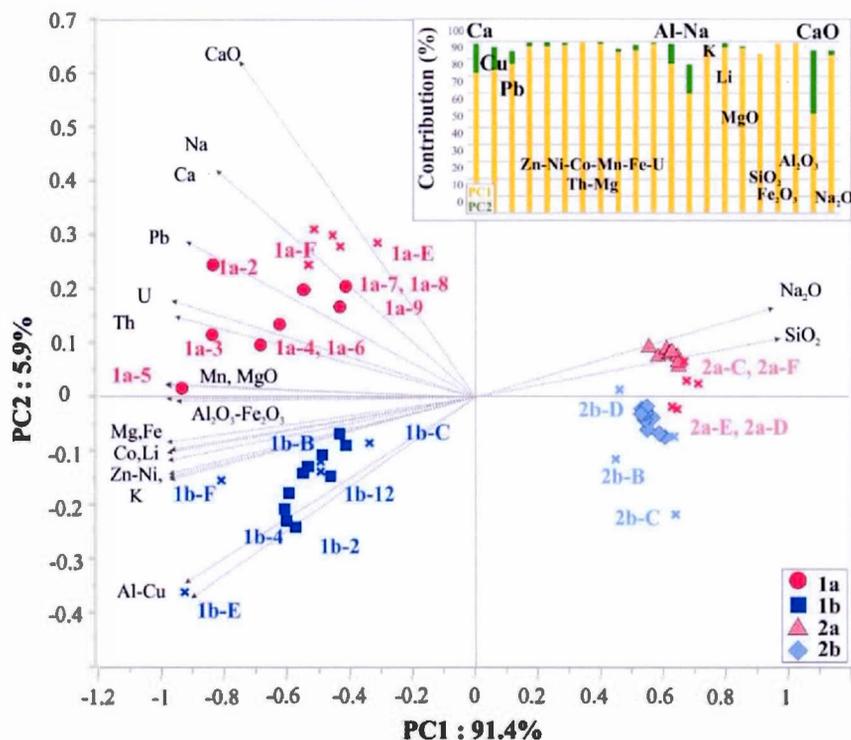


Figure 4.7: Principal component analysis biplot graph (raw data). Inset graph shows the score contribution for PC1 and PC2.

Results show that Site 1 and Site 2 are completely separated along the first component axis, with Site 1 to the left of PC1 axis and Site 2 to the right. A detailed analysis of the PC1 loading variable abundance shows that all the elements except SiO₂ and Na₂O are higher in till at Site 1 than at Site 2.

The second axis (PC2) discriminates each sub-site, with both sub-sites below the marine limit (1b and 2b) displayed on the negative side of PC2. The positive side of PC2 is explained by higher contents of CaO, Ca and Na for sub-sites 1a and 2a above

the marine limit. Examination of the other elements (Cu and Al) reveals a higher quantity in till below the marine limit. Therefore, it appears that PC1 and PC2 eigenvectors are driven by associated element concentrations. For example, the Ca eigenvector reaches its greater extent at the site where Ca concentrations are highest (Fig. 4.5c; in sub-site 1a).

Centered log-ratio PCA

For the log-centered ratio PCA, the first two components (PC1 and PC2) describe 92% of the data variability (Figure 4.8). The eigenvalue of the first component (PC1) represents 79.9% of the variance. The second component (PC2) explains 12% of the variability. PC1 axis is built by a combination of SiO₂, Na₂O, Al₂O₃, CaO, Mg and Ni which are represented by a proportion of 99.6- 95.4% (see inset graph on Fig. 4.8). The most important elements in PC2 are Al (87.9%), Th (32.6%), Ca (25%), Fe (21.8%), U (7.7%), U (19.5%) and Cu (17.7%). Similar to the PCA using the raw data, the log-transformed PCA also discriminates Site 1 versus Site 2 along PC1 and the sub-sites relative to their position along the marine limit along PC2. Samples from Site 1 are associated with a positive score along PC1 for many base metals (i.e. Cu, Co, Zn, Ni) and U-Th-Pb alkaline intrusion related elements. Samples from Site 2 are associated with the negative trend along PC1, specifically the oxides (except MgO), Ca and Na. No direct link between element concentrations and loading scores was found, however, using the centered log-ratios. For example, the concentration of Al appears to be influenced by the position relative to the marine limit in the crl-PCA, but this is not visible with the dispersion analysis (see Table A-v to A-vix in Appendix or Table 4.2) and examination of the vertical profiles (see Fig 4.6d), where we only observe a discrimination between Site 1 and Site 2.

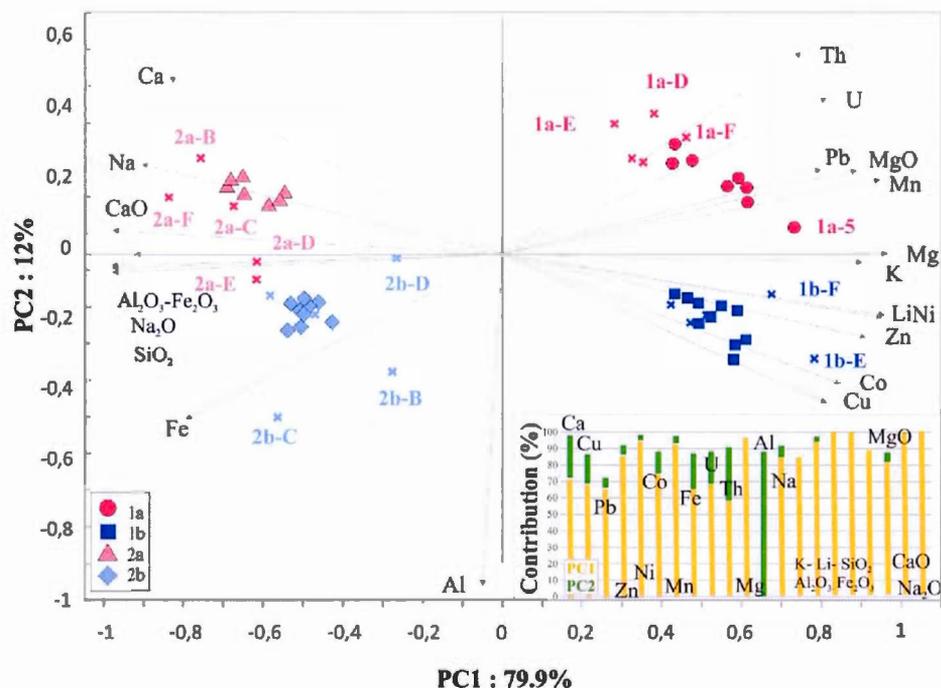


Figure 4.8: Principal component analysis biplot graph (centred-log data). Inset graph shows the score contribution for PC1 and PC2.

Samples 1a-05, 1b-E, 2b-C and 2b-D are considered as outlier data, since their element distributions are distant from the normal distributions (the $\mu \pm 2\sigma$ interval) and from their respective group within the raw-dataset PCA biplot. These samples are also outliers with respect to their physical properties as discussed below.

4.5 Interpretation and discussion

Variability along depth. Three frostboils (1b, 2a and 2b) indicate fairly constant clay contents and silt/clay ratios down-profile, a pattern that might be linked to efficient mixing through cryoturbation.

In permafrost terrain, hydrostatic pressure creates convection cells in the Cy-horizon above the permafrost table, which rise and mix the material up to the surface and creates frostboils (French, 2007). In contrast, frostboil 1a above the marine limit shows a more significant depletion in the clay content above 30 cm and a corresponding higher silt/clay ratio and higher sand content, suggesting incomplete mixing through cryoturbation, and/or the loss of fines as a result of surface runoff (i.e., “carapace” Shilts (1977)). Although depletion of finer particles (silt and clay) is observed in till samples below the marine limit (see below), no clear winnowing (loss of fine particles) is observed *in the top parts* of the profiles below marine limit (1b and 2b).

Profiles below marine limit show a more heterogeneous distribution of organic matter and resulting differential colors than the profiles above marine limit; they also have many samples considered as outliers in geochemical composition. The outliers discussed below are mainly found in till below marine limit. The dispersion of the mentioned-elements were all tested (see Table A-v and A-vi in the Appendix). No relationship was found between outlier data and a non-Gaussian distribution.

Sample 1a-05 indicates an element enrichment ($+2\sigma$) in Cu, Zn, Ni, Co and Al_2O_3 and a depletion (-2σ) in Na_2O . The silt/clay ratio shows a significant drop (clay increase), not recorded in the field duplicates. Colloidal particles such as clay minerals may have absorbed and/or incorporated cations in this sample.

Sample 1b-E is characterized by a high organic matter content, an olive-gray color, an enrichment ($+2\sigma$) in Fe_2O_3 , MgO, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mn, Fe, Al, Th, Li and a depletion (-2σ) in SiO_2 , CaO and Na_2O . This enrichment may be due to the adsorption by colloidal particles, such as organic matter.

Duplicate C from sub-site 2b has an unusual high content in organic matter (more than 5%), a darker color and is considerably distant from the other 2b samples in the PCAs. A considerable depletion (-2σ) in several elements (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , Co , Mn , Fe , Mg , Na , K , Al , Li and Ca) is present. High Hg concentrations (12 ppb by aqua regia – not presented here) suggest selected scavenging by organic matter in this relatively mineral-poor sample.

Finally, sample 2b-D indicates a low LOI content and a grayish color. A high abundance ($>+2\sigma$) in MgO , CaO , Na_2O , Zn , Mn , Th , K and Cu is observed, and is accompanied by a peak ($+1\sigma$) in SiO_2 , Al_2O_3 , Ni , Co , Fe , U , Ca , Mg , Na and Li . Incomplete mixing of a till layer with a distinct provenance is suggested here.

Variability between sites. Texture, geochemical profiles, basic statistics and principal component analysis (raw data) indicate that till at Site 2 is sandier and generally depleted in trace and major elements relative to Site 1, except for SiO_2 and Na_2O . Till at Site 1 is enriched in MgO , Fe_2O_3 , Fe , Mg , Zn , Co , Ni , and Mn , reflecting its location down-ice of supracrustal rocks of the Lorillard belt (Wodicka *et al.*, 2017). Till at Site 2 lies in the middle of the Lunan domain, composed of Archean tonalite to granodiorite orthogneiss, and its composition determined by near-total and total digestions likely reflects higher contents in resistant quartz and Na-feldspars derived from felsic intrusive rocks.

Till at sites located below the limit of marine inundation (1b and 2b) have higher contents in sand, corresponding reduced contents in silt and slightly reduced contents in clay compared with nearby till above marine limit. Winnowing by waves in the Tyrrell Sea may explain the loss in fine particles. Boulder lag horizons may result in a high-energy regime (Eyles et Eyles, 1992) and these were observed along the marine limit near the sampling sites. Although incomplete, homogenization and mixing by

periglacial processes in frostboils developed in till must be significant enough that no indication of winnowing or reworking by waves was observed when sampling till below the marine limit.

Table 4.2: Analysis summary; "o" means that the dataset is too variable to conclude.

Elements	Analysis		Conclusion
	Interval distribution	PCA	
Ca	a>b	a>b	a>b
CaO	a>b	a>b	a>b
SiO ₂	a>b	a>b	a>b
Na	a>b	a>b	a>b
Li	b>a	b>a	b>a
Fe	b>a	b>a	b>a
Zn	b>a	b>a	b>a
Ni	b>a	b>a	b>a
Co	b>a	b>a	b>a
Al	b>a except for 1a-5 peak	b>a except for 1a-5 peak	b>a
Cu	1b>1a Site 2: o	b>a except for 1a-5 peak	o
Pb	1a>1b 2b>2a	1a>1b	o
U	1a>1b 2: o	a>b	o
Th	1a>1b 2: o	a>b	o
Mn	Site 1: o 2b>2a	a= b	o
Mg	Site 1: o 2b>2a	b>a	o
K	Site 1: o 2b>2a	b>a	o
Fe ₂ O ₃	Site 1: o 2b>2a	a= b	o
MgO	Site 1: o 2b>2a	a= b	o
Na ₂ O	o	a>b	o
Al ₂ O ₃	a=b	a= b	a=b

Examination of geochemical profiles, element dispersion and principal component analysis on raw data indicates higher contents in Ca, CaO, SiO₂ and Na in till above the marine limit (1a and 2a) compared with till below. A lower abundance in those elements in the <0.063 mm fraction of till at sites below the marine limit may reflect a loss of Ca- and Na-feldspar in the silt-sized fraction, but also in the clay-sized fraction in which these minerals form the dominant species (XRD results; McMartin *et al.*, in prep). In contrast, both sub-sites below the marine limit have higher contents in Zn, Ni, Co, Fe, Al and Li, suggesting the minerals hosting these elements are relatively enriched as a result of marine inundation, perhaps due to slightly higher organic matter contents and/or secondary weathering caused by a coarser texture. One element, Al₂O₃ is unmodified by marine inundation in till samples. Other elements show different relative enrichments above and below marine limit between Site 1 and Site 2, including Cu, Pb, Mn, U, Th, Mg, K, Fe₂O₃, MgO and Na₂O.

4.6 Conclusion

Till samples were collected at two sites in detailed vertical profiles from frostboils above and below the post-glacial marine limit to establish whether marine reworking and winnowing processes influence till geochemical and physical properties. Trace and major element concentrations, texture, color and organic matter contents were studied. Depth-profiles of element concentrations, dispersion analysis and principal component analysis were used to characterize till composition. Results indicate that provenance is reflected in the compositional variability at sites are underlain by Archean tonalite to granodiorite orthogneiss Site 1 lies down-ice of a supracrustal belt, and till composition reflects higher contents in MgO, Fe₂O₃, Fe, Mg, Mn, Zn, Co and Ni derived from volcanic and sedimentary rocks, while till at Site 2 is sandier and enriched in Na₂O and SiO₂, reflecting a higher proportion of felsic intrusive rocks.

Till at sub-sites below the marine limit is slightly coarser grained than till above the marine limit due to the winnowing by the waves which has removed some of the silt and clay fractions. A depletion in Ca, CaO, Na and SiO₂ and an enhancement in Al, Zn, Ni, Co, Fe and Li is observed in till below the marine limit through principal component analysis and dispersion analysis. According to the contribution of each variable along the PC2-axis, Na, Ca and CaO are the most affected elements by marine processes, followed by SiO₂, Ni, Co, Fe, Al and Li. Till at sub-sites below the marine limit has higher and more variable organic matter contents, and higher variability in color, when compared with till above the marine limit. This variability may indicate less efficient vertical mixing by periglacial processes, unrelated to marine processes. Therefore, it appears that marine reworking has impact till composition near the marine limit in permafrost terrain but mostly in terms of textural changes. Higher organic contents may explain some of the elemental enrichments in till below the marine limit, while the loss of fine particles may also influence elements held in silt- and clay-sized minerals, depending on the site. This study was carried out on a restricted number of sites (4 main frostboils and 20 associate field duplicates), and additional sites would be required to shed light on the processes at work. A large distance was chosen between Site 1 and Site 2 (100 km) in order to obtain independent results from distinct geological and local settings. Future studies should have a larger number of sites, located at different elevations with respect to the marine limit, in order to fully evaluate the effects of marine processes on till composition.

4.7 Acknowledgments

Funding is provided by a National Sciences and Engineering Research Council grant and a Fond de recherche du Québec -Nature et technologies grant to Iyse Randour as well by Natural Resources of Canada through the Research Affiliate Program. All the field support and logistics were provided by the Tehery-Wager geoscience mapping activity of the GEM-2 Rae Project conducted by the Geological Survey of Canada (GSC) and the Canada-Nunavut Geoscience Office (CNGO). Special thanks to Natasha Wodicka and Holly Steenkamp for the continuous support and for project management. We would like to thank Jill Vandermeerschen and Francois Hardy and for their special help and advices learning multivariate analysis.

CONCLUSION

Les différents sujets abordés dans ce mémoire portent principalement sur l'histoire glaciaire de la région de Wager Bay, au Nunavut, en particulier sur un épisode important qui correspond à son envahissement par la Mer post-glaciaire de Tyrrell au cours de la déglaciation.

La région d'étude était centrée sur le feuillet cartographique de Douglas Harbour (NTS 56H-Sud) lequel avait été cartographié à l'échelle 1 :1M (Aylsworth et Shilts, 1989b). Les travaux cartographiques de ce mémoire ont produit une carte à l'échelle 1 :100k suite à l'interprétation de photo aériennes et satellitaire, et à des campagnes de terrain. La carte de Douglas Harbour peut être séparée en trois grands ensembles, tous caractérisés par des assemblages d'unités et de formes spécifiques. Le plus grand secteur, situé au sud de la ligne de partage des glaces du Keewatin, est recouvert par des dépôts de till continu, disséqués par des longs corridors d'eau de fonte sous-glaciaire. Ceux-ci sont orientés vers le sud-est, sud-sud-est et sont remplis de dépôts fluvioglaciaires tels que des systèmes d'eskers et de chenaux, des dépôts bosselés et du till remanié. Du till fuselé et des stries donnent une direction d'écoulement glaciaire vers l'est-sud-est et le sud-est. La déglaciation de ce secteur s'est faite vers le nord-ouest et est enregistrée par des moraines terminales, des eskers et des chenaux d'eau de fonte. Au nord du centre de partage des glaces, le matériel le plus important en proportion est un till blocailleux, incisé par des chenaux d'eau de fonte. Ceux-ci sont soit proglaciaires ou latéraux et se jettent dans la baie de Wager. Le long de la

côte de Wager Bay, ce sont les surfaces de roc lessivés par la Mer de Tyrrell et les dépôts marins associés à sa présence qui dominent. La limite maximale d'étendue de la mer post-glaciaire varie entre 113-123 m asl.

Un apport important de cette cartographie est de préciser de la position de la ligne de partage des glaces du Keewatin (KID) et la caractérisation de son régime thermique. Sur la partie ouest de la rive sud de Wager Bay, dans les hauts plateaux, son régime thermique de glace à base froide est confirmé par la forte présence de chenaux d'eau de fonte latéraux et l'absence de d'autres formes d'écoulement glaciaire et de lacs. Le long de la côte de Wager Bay, depuis Paliak Island jusque Masivak Creek, le régime thermique est plutôt à base chaude, tels que le dévoilent les nombreuses formes d'écoulement glaciaire. À cette endroit, le KID serait donc orienté est-ouest. Ces éléments pourront notamment être ajoutés au schéma d'écoulements présentés dans *McMartin et al.*, (2015a).

Un des apports scientifiques de ce travail concernent les âges minimum de la déglaciation et de l'invasion marine obtenus par datation directe avec l'isotope cosmogénique du ^{10}Be ainsi que la validation de la dite méthode sur des rivages marins. Les âges ^{10}Be obtenus indique que la déglaciation aurait débutée entre 8900-8200 cal a BP (n=5), ce qui est plus âgé que le modèle proposé par Dyke (2004) qui suggérait une déglaciation autour des 7800-7500 cal ka BP. Cependant, les âges radiocarbone indiquent seulement la présence d'une masse d'eau à un temps donné et n'apportent donc pas de renseignement sur la chronologie du retrait glaciaire. Des coquilles retrouvées sur le territoire (présente étude et Craig (1965) indique une occupation marine qui a perduré au moins entre 7108 et 7791 cal a BP. Ces âges radiocarbone plus jeunes concordent avec l'élévation à laquelle les coquilles ont été trouvées, qui est inférieure à la limite maximale occupée par la Mer de Tyrrell.

L'élévation de celle-ci varie par ailleurs selon le territoire, affichant des valeurs plus élevées au nord de Daly Bay (130-140m) et plus basse le long de Wager Bay, vers Brown Lake (95m-120m). Comme les âges ^{10}Be ne sont pas dissociables statistiquement, on en conclut que le retrait glaciaire et l'invasion marine se sont produits simultanément sur l'ensemble du territoire. La différence entre les élévations est probablement due à la présence de glace résiduelle sur les hauts plateaux du secteur nord-ouest (Brown-Lake/Wager Bay), région alors couverte par le dôme à base froide.

Les analyses des propriétés physiques et de la géochimie du till de part et d'autre de la limite maximale d'inondation indiquent que les phénomènes d'érosion littorale associés à l'invasion marine affectent principalement la texture des dépôts glaciaires. Le remaniement par les vagues aurait emporté les particules fines (silt et argile) et concentré les particules plus grossières (sable). Les analyses de la géochimie de la matrice pointent vers une perte en Ca, CaO, SiO₂, Na sous la limite marine (Ca/Na feldspaths) et un enrichissement en Zn, Ni, Co, Fe, Al, Li. Cet enrichissement serait toutefois lié à une plus forte teneur en matière organique, relevant plutôt de processus pédogénétique.

Pour conclure, les nouvelles données de cartographie ont permis de mieux comprendre l'histoire glaciaire du territoire tandis que celles de chronologie permettront entre autre de préciser les modèles de relèvement isostatique (Simon *et al.*, 2014; 2016) et d'estimer la réponse de la croûte terrestre lors du retrait glaciaire (DeBoer *et al.*, 2017). L'étude des tills à la limite marine confirme qu'il existe certaines différences entre les propriétés physiques et la géochimie de la matrice de part et d'autre de la limite. Il apparaît toutefois que la provenance domine largement la composition du till, autant la géochimie de la matrice que les propriétés physiques. Nous concluons donc qu'il est préférable d'échantillonner des sédiments situés au-

dessus de la limite marine en raison des modifications que le remaniement marin peut causer sur les dépôts glaciaires, mais que les échantillons récoltés sous la limite marine reflètent très bien la provenance du sédiment et peuvent donc être utilisés pour des campagnes de prospection glacio-sédimentaire.

ANNEXE A

DONNÉES GÉOCHIMIQUES DE LA MATRICE DES ÉCHANTILLONS DU SITE 1 ET 2

Table A i: Site 1 geochemistry table, oxides

Sample no	Sample name	Depth (cm)	LF200					
			SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MgO %	CaO %	Na2O %
16MOB117A02	1b-2	95	61,05	15,07	5,98	2,83	3,48	3,28
16MOB117A03	1b-3	85	61,31	15,02	5,94	2,81	3,45	3,32
16MOB117A04	1b-4	70	60,56	15,18	5,91	2,83	3,46	3,31
16MOB117A05	1b-5	55	61,80	15,06	5,61	2,69	3,60	3,44
16MOB117A06	1b-6	45	61,95	15,03	5,52	2,67	3,58	3,46
16MOB117A07	1b-7	35	61,51	14,87	5,61	2,70	3,47	3,37
16MOB117A09	1b-9	30	61,03	15,24	5,63	2,73	3,58	3,32
16MOB117A10	1b-10	25	61,09	14,96	5,76	2,79	3,42	3,26
16MOB117A11	1b-11	15	61,82	15,00	5,74	2,77	3,51	3,29
16MOB117A12	1b-12	10	61,69	15,10	5,71	2,75	3,55	3,35
16MOB117B01	1b-B	51	61,62	14,99	5,56	2,66	3,53	3,35
16MOB117C01	1b-C	35	61,89	14,84	5,44	2,47	3,56	3,41
16MOB117D01	1b-D	45	61,77	14,89	5,95	2,69	3,51	3,29
16MOB117E01	1b-E	40	59,19	15,08	6,43	3,05	3,24	3,08
16MOB117F01	1b-F	35	60,56	15,10	6,10	3,01	3,53	3,20
16MOB118A02	1a-2	70	61,21	15,14	6,18	3,07	3,91	3,30
16MOB118A03	1a-3	62	61,62	15,08	6,15	3,06	3,67	3,26
16MOB118A04	1a-4	50	62,08	15,03	5,90	2,95	3,74	3,32
16MOB118A05	1a-5	40	60,82	15,24	6,27	3,19	3,64	3,22
16MOB118A06	1a-6	30	62,52	14,92	5,85	2,86	3,75	3,34
16MOB118A07	1a-7	25	62,69	14,96	5,64	2,75	3,88	3,41
16MOB118A08	1a-8	15	63,56	14,94	5,32	2,59	3,88	3,43
16MOB118A09	1a-9	10	63,38	14,98	5,34	2,61	3,82	3,40
16MOB118B01	1a-B	40	62,38	15,00	5,71	2,67	4,04	3,39
16MOB118C01	1a-C	40	62,41	14,81	5,66	2,60	4,05	3,38
16MOB118D01	1a-D	40	63,20	14,80	5,44	2,61	3,97	3,38
16MOB118E01	1a-E	40	63,46	14,79	5,37	2,49	4,02	3,45
16MOB118F01	1a-F	40	62,80	14,88	5,65	2,68	3,92	3,40

Table A ii : Site 1 geochemistry table, metals and non-metals

Sample no	Sample name	Depth (cm)	Ce %	Cu PPM	Pb PPM	Zn PPM	Ni PPM	Co PPM	Mn PPM	Fe %	U PPM	Th PPM	Mg %	Al %	Na %	K %	Li PPM
16MOB117A02	1b-2	95	0.47	37.07	10.76	59.1	35.1	12.0	419	2.83	2.5	21.7	0.96	1.34	0.024	0.53	26.2
16MOB117A03	1b-3	85	0.47	36.90	10.45	57.1	34.7	12.0	413	2.86	2.3	20.6	0.97	1.35	0.024	0.52	27.4
16MOB117A04	1b-4	70	0.48	37.63	10.70	58.7	33.3	12.0	421	2.83	2.5	21.2	0.97	1.37	0.026	0.49	26.2
16MOB117A05	1b-5	55	0.51	28.41	9.57	48.3	30.5	9.8	374	2.58	2.3	19.4	0.86	1.19	0.026	0.43	21.0
16MOB117A06	1b-6	45	0.50	28.43	9.31	51.2	30.1	10.0	383	2.52	2.2	19.6	0.85	1.17	0.025	0.43	22.2
16MOB117A07	1b-7	35	0.49	30.58	10.02	54.4	30.8	10.6	386	2.68	2.3	20.7	0.90	1.27	0.026	0.44	23.6
16MOB117A09	1b-9	30	0.48	29.93	9.97	52.0	28.8	10.1	381	2.60	2.4	20.6	0.88	1.23	0.026	0.43	23.3
16MOB117A10	1b-10	25	0.51	36.02	11.16	57.8	34.1	11.4	405	2.79	2.9	23.1	0.99	1.36	0.027	0.48	23.8
16MOB117A11	1b-11	15	0.50	33.65	9.94	56.5	31.4	11.0	404	2.71	2.7	22.1	0.93	1.29	0.027	0.47	23.8
16MOB117A12	1b-12	10	0.51	33.62	9.95	55.0	31.4	11.3	407	2.71	2.5	21.3	0.92	1.27	0.026	0.47	23.1
16MOB117B01	1b-B	51	0.51	29.04	10.69	54.2	31.9	10.7	394	2.65	2.1	21.0	0.89	1.26	0.026	0.48	25.1
16MOB117C01	1b-C	35	0.47	24.24	13.67	45.5	28.3	10.0	358	2.51	1.9	18.5	0.75	1.09	0.021	0.37	23.3
16MOB117D01	1b-D	45	0.48	33.37	12.10	53.0	31.4	10.4	395	2.76	2.2	19.9	0.88	1.21	0.026	0.42	24.9
16MOB117E01	1b-E	40	0.46	53.40	15.23	66.5	43.0	14.9	504	3.25	3.1	28.8	1.14	1.65	0.030	0.58	32.7
16MOB117F01	1b-F	35	0.55	42.77	11.95	62.4	39.8	12.6	481	3.10	3.5	27.5	1.06	1.41	0.030	0.57	26.4
16MOB118A02	1b-2	70	0.67	26.66	16.45	57.5	32.1	11.7	494	2.82	3.5	31.6	1.03	1.24	0.041	0.53	25.2
16MOB118A03	1b-3	62	0.62	28.50	16.40	58.4	34.3	11.4	497	2.93	3.5	30.9	1.10	1.32	0.040	0.60	25.5
16MOB118A04	1b-4	50	0.57	25.13	15.25	55.3	32.5	11.1	455	2.67	3.4	28.8	0.98	1.14	0.033	0.53	23.5
16MOB118A05	1b-5	40	0.58	32.81	17.02	65.8	36.2	13.0	528	3.04	3.7	33.0	1.16	1.41	0.037	0.65	28.6
16MOB118A06	1b-6	30	0.58	24.59	15.48	51.8	30.8	10.8	446	2.64	3.2	28.8	0.94	1.11	0.033	0.51	24.2
16MOB118A07	1b-7	25	0.60	23.28	15.07	47.6	27.0	9.8	414	2.50	3.0	26.6	0.85	1.00	0.032	0.44	22.7
16MOB118A08	1b-8	15	0.60	19.30	13.50	44.5	26.8	9.4	390	2.36	2.7	24.6	0.76	0.89	0.025	0.38	19.7
16MOB118A09	1b-9	10	0.57	20.24	13.38	44.6	26.3	9.2	378	2.38	2.7	24.6	0.78	0.93	0.030	0.40	20.0
16MOB118B01	1b-B	40	0.67	17.52	17.79	45.6	25.1	10.6	407	2.54	2.3	24.2	0.78	0.92	0.033	0.37	19.4
16MOB118C01	1b-C	40	0.63	19.42	18.23	40.8	24.5	9.9	377	2.44	2.2	23.5	0.70	0.86	0.025	0.33	18.8
16MOB118D01	1b-D	40	0.64	19.45	15.02	42.3	25.0	9.1	374	2.37	3.2	26.3	0.75	0.88	0.033	0.37	17.4
16MOB118E01	1b-E	40	0.61	16.17	15.50	37.1	23.7	8.9	354	2.24	2.5	21.8	0.65	0.76	0.027	0.29	15.5
16MOB118F01	1b-F	40	0.63	23.40	16.08	46.7	28.0	9.8	396	2.48	3.4	27.2	0.80	0.95	0.032	0.40	19.8

Table A iii: Site 1 geochemistry table, oxides.

Sample no	Sample name	Depth (cm)	LF200					
			SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O
			%	%	%	%	%	%
16MOB177A02	2a-2	60	71,35	14,35	2,70	0,86	3,30	3,86
16MOB177A03	2a-3	55	71,09	14,40	2,69	0,86	3,32	3,85
16MOB177A04	2a-4	45	70,90	14,41	2,66	0,87	3,32	3,86
16MOB177A05	2a-5	35	71,14	14,34	2,64	0,84	3,35	3,83
16MOB177A06	2a-6	25	71,48	14,18	2,57	0,83	3,28	3,86
16MOB177A07	2a-7	20	71,53	14,25	2,55	0,81	3,29	3,85
16MOB177A08	2a-8	12	71,26	14,21	2,67	0,83	3,32	3,82
16MOB177B01	2a-B	24	71,40	14,25	2,57	0,78	3,31	3,86
16MOB177C01	2a-C	27	71,89	14,13	2,50	0,77	3,22	3,83
16MOB177D01	2a-D	32	70,89	14,20	2,58	0,78	3,14	3,79
16MOB177E01	2a-E	36	70,67	14,27	2,60	0,79	3,13	3,82
16MOB177F01	2a-F	32	71,64	14,17	2,47	0,74	3,23	3,84
16MOB178A02	2b-1	85	69,89	14,41	2,84	0,86	3,15	3,67
16MOB178A03	2b-2	75	70,11	14,35	2,86	0,86	3,16	3,70
16MOB178A04	2b-3	65	70,41	14,26	2,83	0,86	3,18	3,72
16MOB178A05	2b-4	55	70,02	14,25	2,85	0,88	3,15	3,76
16MOB178A06	2b-5	45	70,26	14,29	2,84	0,88	3,17	3,74
16MOB178A07	2b-6	35	70,21	14,25	2,84	0,86	3,18	3,71
16MOB178A08	2b-7	27	70,33	14,15	2,78	0,84	3,14	3,71
16MOB178A09	2b-8	21	70,02	14,08	2,80	0,84	3,12	3,67
16MOB178A10	2b-9	13	69,64	14,16	2,73	0,82	3,13	3,69
16MOB178B01	2b-B	49	69,08	14,51	2,97	0,93	3,10	3,64
16MOB178C01	2b-C	44	67,73	13,89	2,66	0,79	2,91	3,55
16MOB178D01	2b-D	31	70,58	14,44	2,87	0,93	3,27	3,81
16MOB178E01	2b-E	49	69,48	14,41	2,69	0,84	3,15	3,73
16MOB178F01	2b-F	43	70,28	14,08	2,56	0,77	3,10	3,66

Table A iv: Site 2 geochemistry table, metals and non-metals

Sample no	Sample name	Depth (cm)	Ca %	Cu PPM	Pb PPM	Zn PPM	Ni PPM	Co PPM	Mn PPM	Fe %	U PPM	Th PPM	Mg %	Al %	Na %	K %	Li PPM
16MOB177A02	2a-2	60	0.34	6.48	2.29	16.8	7.1	3.2	121	1.15	0.8	7.1	0.24	0.40	0.023	0.14	4.5
16MOB177A03	2a-3	55	0.35	7.32	2.38	16.3	7.5	3.3	129	1.16	0.8	7.5	0.24	0.41	0.024	0.14	4.4
16MOB177A04	2a-4	45	0.36	7.47	2.55	17.1	7.6	3.2	124	1.16	0.8	7.5	0.24	0.41	0.024	0.14	4.4
16MOB177A05	2a-5	35	0.34	6.41	2.29	14.0	6.8	2.9	113	1.10	0.7	7.4	0.22	0.36	0.021	0.12	4.3
16MOB177A06	2a-6	25	0.33	6.34	2.29	13.9	6.5	3.0	110	1.09	0.7	7.0	0.21	0.37	0.020	0.12	3.8
16MOB177A07	2a-7	20	0.33	5.88	2.28	13.7	6.0	2.9	110	1.09	0.7	7.0	0.20	0.36	0.021	0.11	3.9
16MOB177A08	2a-8	12	0.35	5.93	2.34	14.7	6.3	2.9	119	1.12	0.7	7.5	0.21	0.37	0.021	0.12	4.0
16MOB177B01	2a-B	24	0.31	5.34	2.41	11.8	5.9	2.5	98	1.06	0.8	7.8	0.17	0.36	0.019	0.09	3.9
16MOB177C01	2a-C	27	0.31	5.48	2.36	14.0	6.3	3.0	103	1.07	0.7	6.9	0.19	0.37	0.019	0.10	4.2
16MOB177D01	2a-D	32	0.29	6.63	2.75	14.3	7.2	3.4	107	1.14	0.8	6.4	0.20	0.45	0.019	0.10	4.6
16MOB177E01	2a-E	36	0.29	6.42	3.02	14.3	6.9	3.6	113	1.16	0.7	7.0	0.20	0.51	0.020	0.10	4.5
16MOB177F01	2a-F	32	0.30	4.49	2.34	10.9	5.7	2.6	94	1.04	0.6	6.2	0.17	0.34	0.017	0.08	3.2
16MOB178A02	2b-1	85	0.28	7.39	3.28	16.0	8.1	3.9	112	1.28	0.7	8.0	0.23	0.65	0.020	0.12	5.8
16MOB178A03	2b-2	75	0.28	7.76	3.43	16.0	8.5	4.1	119	1.30	0.7	8.2	0.24	0.64	0.021	0.13	5.9
16MOB178A04	2b-3	65	0.30	8.22	3.39	16.5	9.3	4.0	121	1.30	0.7	8.2	0.24	0.59	0.022	0.15	5.4
16MOB178A05	2b-4	55	0.31	7.92	3.40	19.8	9.4	4.3	127	1.29	0.7	7.9	0.25	0.63	0.022	0.16	6.0
16MOB178A06	2b-5	45	0.31	8.26	3.37	15.9	8.5	4.0	121	1.28	0.7	7.9	0.24	0.59	0.021	0.15	5.3
16MOB178A07	2b-6	35	0.30	8.01	3.30	16.6	8.3	4.1	122	1.28	0.7	7.9	0.23	0.55	0.020	0.14	5.4
16MOB178A08	2b-7	27	0.30	7.82	3.39	18.4	8.6	3.8	126	1.27	0.7	7.7	0.24	0.56	0.020	0.14	5.5
16MOB178A09	2b-8	21	0.29	7.29	3.57	17.6	7.9	4.1	121	1.27	0.7	7.3	0.24	0.55	0.018	0.13	5.3
16MOB178A10	2b-9	13	0.29	6.69	3.49	18.1	7.7	3.6	115	1.22	0.7	7.3	0.22	0.55	0.017	0.11	5.4
16MOB178B01	2b-B	49	0.29	10.91	4.00	20.9	10.9	5.2	141	1.38	0.8	8.3	0.29	0.77	0.020	0.16	7.6
16MOB178C01	2b-C	44	0.22	7.47	3.60	15.2	8.0	3.3	98	1.18	0.7	5.3	0.19	0.75	0.014	0.09	5.9
16MOB178D01	2b-D	31	0.33	15.63	3.12	19.7	9.8	4.4	155	1.28	1.1	9.3	0.28	0.57	0.024	0.16	7.1
16MOB178E01	2b-E	49	0.29	8.96	3.37	16.8	8.3	3.9	123	1.23	0.8	7.5	0.23	0.61	0.019	0.11	5.5
16MOB178F01	2b-F	43	0.28	6.25	3.16	14.4	7.6	3.3	105	1.14	0.7	7.0	0.20	0.55	0.017	0.10	5.2

MA250

ANNEXE B

PROFILS VERTICAUX ADDITIONNAUX

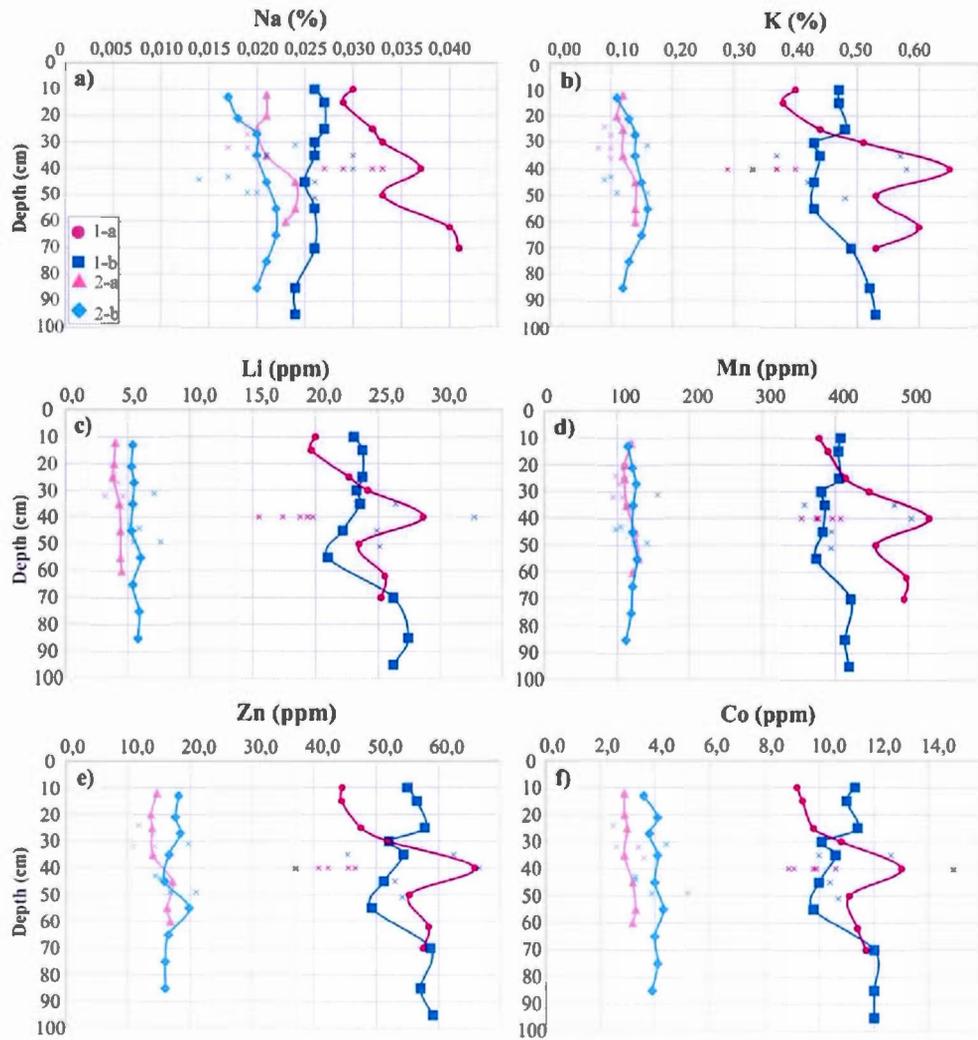


Figure x- i : Additional vertical profiles (1/2)

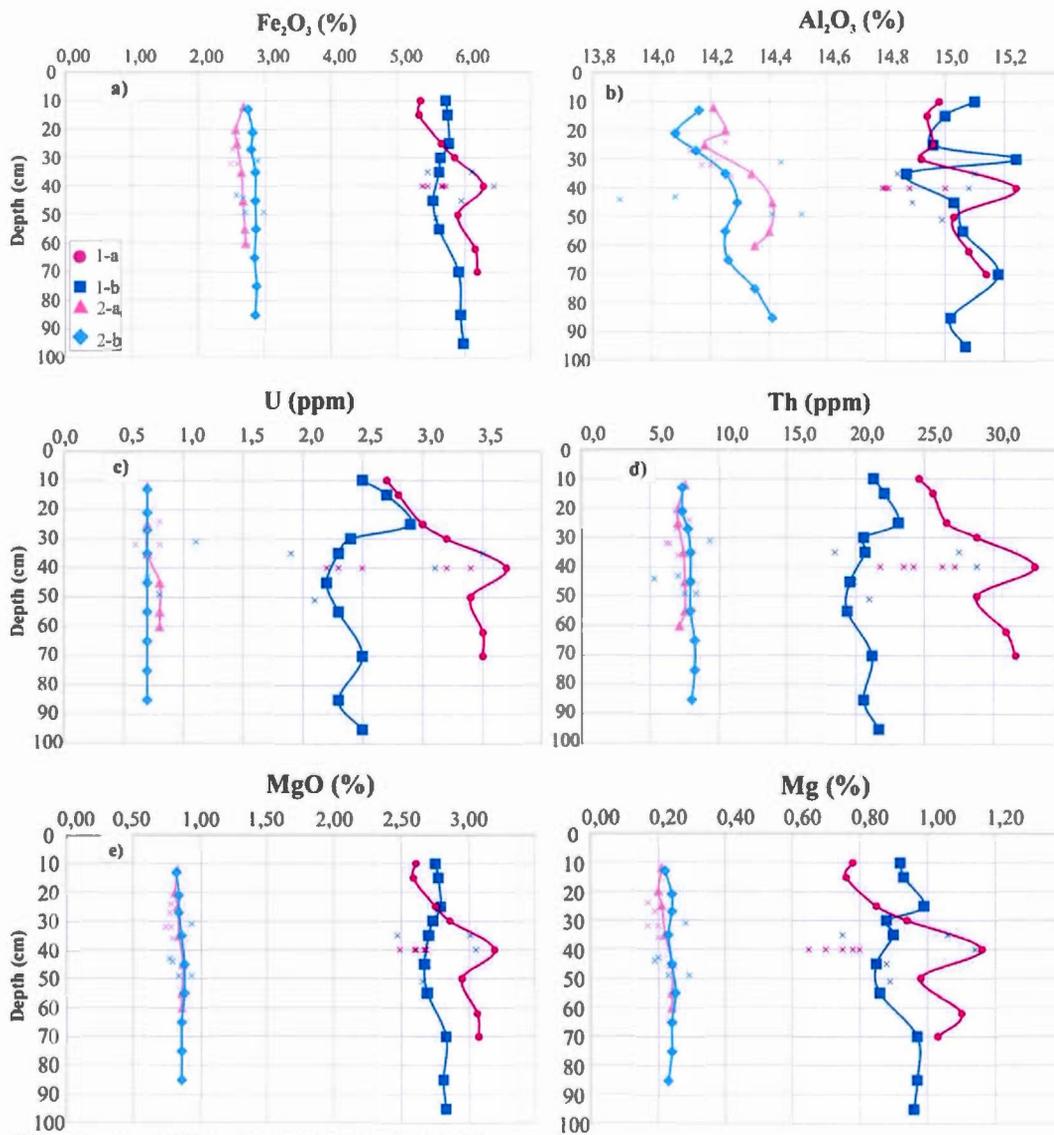


Figure x- ii : Additional vertical profiles (2/2)

Table A vii: Comparative interval analysis [$\mu \pm 2\sigma$] for Site 1, above versus below the MML.

Site 1.	DATA										CONDITIONAL			
	1a					1b					Site 1. a>b		Site 1. a<b	
	μ	2σ	Minimum $\mu-2\sigma$	Maximum $\mu+2\sigma$		μ	2σ	Minimum $\mu-2\sigma$	Maximum $\mu+2\sigma$		Minimum $\mu-2\sigma$	Maximum $\mu+2\sigma$	Minimum $\mu-2\sigma$	Maximum $\mu+2\sigma$
Ca	0,61	0,07	0,54	0,68		0,49	0,05	0,45	0,54		x	x	x	x
Cu	22,73	9,49	13,24	32,22		34,34	14,12	20,22	48,46					
Pb	15,78	2,89	12,90	18,67		11,03	3,24	7,79	14,28		x	x		
Zn	49,08	16,36	32,72	65,43		55,51	10,41	45,10	65,92				x	x
Ni	28,79	8,83	19,96	37,62		32,97	7,98	24,99	40,95				x	x
Co	10,36	2,41	7,95	12,77		11,25	2,67	8,59	13,92				x	x
Mn	423,85	110,37	313,48	534,21		408,33	76,98	331,35	485,32		x	x		
Fe	2,57	0,48	2,09	3,05		2,76	0,41	2,35	3,17				x	x
U	3,03	0,98	2,05	4,01		2,49	0,83	1,67	3,32		x	x		
Th	27,15	6,69	20,46	33,83		21,73	5,70	16,03	27,43		x	x		
Mg	0,87	0,32	0,55	1,19		0,93	0,19	0,74	1,12				x	x
Al	1,03	0,39	0,64	1,42		1,30	0,26	1,04	1,56				x	x
Na	0,033	0,01	0,02	0,04		0,026	0,00	0,02	0,03		x	x		
K	0,45	0,22	0,23	0,66		0,47	0,12	0,36	0,59				x	x
Li	21,56	7,43	14,13	28,99		24,87	5,55	19,32	30,41				x	x
SiO ₂	62,47	1,72	60,75	64,19		61,26	1,46	59,79	62,72		x	x		
Al ₂ O ₃	14,97	0,27	14,70	15,24		15,03	0,22	14,81	15,25				x	x
Fe ₂ O ₃	5,73	0,65	5,08	6,38		5,79	0,52	5,27	6,31				x	x
MgO	2,78	0,45	2,33	3,23		2,76	0,28	2,48	3,04				x	x
CaO	3,87	0,27	3,59	4,14		3,50	0,18	3,32	3,68		x	x		
Na ₂ O	3,36	0,14	3,22	3,50		3,32	0,19	3,13	3,50		x	x		

The intervals to compare are shown in blue. Two cases are presented; a>b and a<b. "x" means that both 1a both intervals either exceed (a>b case) or fall below (for a<b) 1b intervals. Element are highlight when both 1a intervals display the same pattern, i.e exceed (a>b case) /or are inferior (a<b case) the 1b interval.

Table A viii: Comparative interval analysis for Site 2, above versus below.

Site 2.	DATA						CONDITIONNAL			
	2a			2b			Site 2. a>b		Site 2. a<b	
	μ	2σ	Minimum $\mu-2\sigma$	Maximum $\mu+2\sigma$	μ	2σ	Minimum $\mu-2\sigma$	Maximum $\mu+2\sigma$	Minimum $\mu-2\sigma$	Maximum $\mu+2\sigma$
Ca	0,33	0,05	0,28	0,37	0,29	0,05	0,24	0,34	x	
Cu	6,18	1,66	4,52	7,84	8,47	4,66	3,81	13,13	x	
Pb	2,44	0,45	1,99	2,90	3,42	0,43	2,99	3,85		
Zn	14,32	3,66	10,66	17,97	17,28	3,78	13,50	21,06		
Ni	6,65	1,26	5,39	7,91	8,64	1,84	6,80	10,47		
Co	3,04	0,64	2,41	3,68	4,00	0,95	3,05	4,95		
Mn	111,75	20,87	90,88	132,62	121,86	27,83	94,02	149,69		
Fe	1,11	0,09	1,03	1,20	1,26	0,12	1,15	1,38		
U	0,73	0,13	0,60	0,86	0,74	0,22	0,52	0,96	x	
Th	7,11	0,94	6,17	8,05	7,70	1,78	5,92	9,48	x	
Mg	0,21	0,05	0,16	0,26	0,24	0,05	0,18	0,29		
Al	0,39	0,10	0,30	0,49	0,61	0,14	0,47	0,76		
Na	0,021	0,00	0,02	0,02	0,020	0,01	0,01	0,02	x	
K	0,11	0,04	0,07	0,15	0,13	0,05	0,09	0,18		
Li	4,14	0,80	3,34	4,94	5,81	1,42	4,39	7,22		
SiO ₂	71,27	0,70	70,57	71,97	69,86	1,46	68,40	71,32	x	
Al ₂ O ₃	14,26	0,19	14,08	14,45	14,25	0,34	13,91	14,59	x	
Fe ₂ O ₃	2,60	0,15	2,45	2,75	2,79	0,21	2,59	3,00		
MgO	0,81	0,08	0,73	0,90	0,85	0,09	0,76	0,94		
CaO	3,27	0,14	3,12	3,41	3,14	0,16	2,98	3,29	x	
Na ₂ O	3,84	0,04	3,80	3,88	3,70	0,12	3,58	3,82	x	

The intervals to compare are shown in blue. Two cases are presented; a>b and a<b. "x" means that both 1a both intervals either exceed (a>b case) or fall below (for a<b) 1b intervals. Element are highlight when both 1a intervals display the same pattern, i.e exceed (a>b case) /or are inferior (a<b case) the 1b interval.

Table A ix: Interval analysis summary. In the first table, "x" means the Site 1a intervals exceed the intervals of the Site 1b. Rows are highlight when the same pattern is seen in both Site 1 and Site 2. In the second table, "x" mean that Site 1a intervals fall below the intervals of Site 1b.

a>b	Site 1.		Site 2.		a<b	Site 1.		Site 2.	
	Minimum $\mu-2\sigma$	Maximum $\mu+2\sigma$	Minimum $\mu-2\sigma$	Maximum $\mu+2\sigma$		Minimum $\mu-2\sigma$	Maximum $\mu+2\sigma$	Minimum $\mu-2\sigma$	Maximum $\mu+2\sigma$
Ca	x	x	x	x	Ca				
Cu			x		Cu	x			x
Pb	x	x			Pb		x		x
Zn					Zn	x	x	x	x
Ni					Ni	x	x	x	x
Co					Co	x	x	x	x
Mn		x			Mn	x			x
Fe					Fe	x	x	x	x
U	x	x			U				x
Th	x	x	x		Th				x
Mg		x			Mg	x			x
Al					Al	x	x	x	x
Na	x	x		x	Na				
K		x			K	x			x
Li					Li	x	x	x	x
SiO ₂	x	x	x	x	SiO ₂				
Al ₂ O ₃			x		Al ₂ O ₃	x	x		x
Fe ₂ O ₃		x			Fe ₂ O ₃	x			x
MgO		x			MgO	x			x
CaO	x	x	x	x	CaO				
Na ₂ O	x		x	x	Na ₂ O				x

BIBLIOGRAPHIE

- Ascough, P. L., Cook, G. T. et Dugmore, A. J. (2009). North Atlantic marine ^{14}C reservoir effects: Implications for late-Holocene chronological studies. *Quaternary Geochronology*, 4(3), 171-180.
- Aylsworth, J. M. (1990a). *Surficial Geology, Armit Lake, District of Keewatin, Northwest Territories*. Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=131453>
- Aylsworth, J. M. (1990b). *Surficial Geology, Tehery Lake, District of Keewatin, Northwest Territories*. Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=131454>
- Aylsworth, J. M. et Shilts, W. W. (1989a). Glacial features around the Keewatin ice divide: districts of Mackenzie and Keewatin. *Geological Survey of Canada, Paper*, 88-24, 1-21. doi: 10.4095/127320
- Aylsworth, J. M. et Shilts, W. W. (1989b). *Glacial Features Around the Keewatin Ice Divide, Northwest Territories*. : Geological Survey of Canada. Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=126992>
- Balco, G., Briner, J., Finkel, R. C., Rayburn, J. A., Ridge, J. C. et Schaefer, J. M. (2009). Regional beryllium-10 production rate calibration for late-glacial northeastern North America. *Quaternary Geochronology*, 4(2), 93-107.
- Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A. et Dunai, T. J. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary geochronology*, 3(3), 174-195.
- Berman, R., Davis, W. et Pehrsson, S. (2007). Collisional Snowbird tectonic zone resurrected: Growth of Laurentia during the 1.9 Ga accretionary phase of the Hudsonian orogeny. *Geology*, 35(10), 911-914.

- Bostock, H. S. (1970). *Physiographic regions of Canada*. Geological Survey of Canada, Department of Energy, Mines and Resources.
- Boulton, G. S. et Clark, C. D. (1990). A highly mobile Laurentide ice sheet revealed by satellite images of glacial lineations. *Nature*, 346(6287).
- Clark, C. D. (1997). Reconstructing the evolutionary dynamics of former ice sheets using multi-temporal evidence, remote sensing and GIS. *Quaternary Science Reviews*, 16(9), 1067-1092.
- Clark, G. K. C., Bush, A. B. G. et Bush, J. W. M. (2009). Freshwater discharge, sediment transport, and modeled climate impacts of the final drainage of glacial Lake Agassiz. *Journal of Climate*, 22(8), 2161-2180.
- Coulthard, R. D., Furze, M. F.-A., Pieńkowski, A., Nixon, F. M. et England, J. H. (2010). New marine ΔR values for Arctic Canada. *Quaternary Geochronology*, 5(4), 419-434.
- Craig, B. G. (1965). Notes on Moraines and Radiocarbon dates in Northwest Baffin Island, Melville Peninsula, and Northeast District of Keewatin. *Geological Survey of Canada, Paper*, 65-20, 1-7. doi: 10.4095/100991.
- Cunningham, C. et Shilts, W. (1977). Surficial geology of the Baker Lake area, District of Keewatin. *Report of Activities, Part B*, 311-314.
- Day, S. J. A., Wodicka, N. et McMartin, I. (2013). *Preliminary geochemical, mineralogical and indicator mineral data for heavy mineral concentrates and waters, Lorillard River area Nunavut (parts of NTS 56-A, -B, and -G)*. (Geological Survey of Canada, Open File) (Vol. 7428). Natural Resources Canada.
- De Angelis, H. (2007). Glacial geomorphology of the east-central Canadian Arctic. *Journal of Maps*, 3(1), 323-341.
- De Angelis, H. et Kleman, J. (2005). Paleo-ice streams in the northern Keewatin sector of the Laurentide ice sheet. *Annals of Glaciology*, 42, 135-144.
- De Angelis, H. et Kleman, J. (2007). Paleo-ice streams in the Foxe/Baffin sector of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 26(9-10), 1313-1331.
- De Angelis, H. et Kleman, J. (2008). Paleo-ice-stream onsets: examples from the north-eastern Laurentide Ice Sheet. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(4), 560-572.
- De Boer, B., Stocchi, P., Whitehouse, P. L. et Van de Wal, R. S. W. (2017). Current state and future perspectives on coupled ice-sheet–sea-level modelling. *Quaternary Science Reviews*, 169, 13-28.

- DiLabio, R. (1989). Terrain geochemistry in Canada. *Quaternary Geology of Canada and Greenland*, 645-663.
- Dredge, L. A. et McMartin, I. (2005a). Postglacial marine deposits and marine limit determinations, inner Wager Bay area, Kivalliq region, Nunavut. *Geological Survey of Canada, Current Research (Online)*, 2005-B3, 1-5. doi: 10.4095/220634.
- Dredge, L. A. et McMartin, I. (2007). *Surficial geology, Wager Bay, Nunavut.* : Natural Resources Canada. Récupéré de <http://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=223218>
- Dredge, L. A., McMartin, I. et Campbell, J. (2013a). *Reconnaissance surficial geology, Daly Bay north, Nunavut, NTS 56-A North.* : Natural Resources Canada. Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=293046>
- Dredge, L. A., McMartin, I. et Campbell, J. E. (2013b). *Reconnaissance surficial geology, Daly Bay (south) and Cape Fullerton (north), Nunavut, NTS 56-A south and 55-P north.* : Natural Resources Canada. Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=293045>
- Dredge, L. A., McMartin, I. et Campbell, J. E. (2013c). *Reconnaissance surficial geology, Yellow Bluff (west), Nunavut, NTS 46-D west.* : Natural Resources Canada. Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=293047>
- Dreimanis, A. et Vagners, U. J. (1972). The effect of lithology upon texture of till. *Research methods in Pleistocene geology: 2nd Guelph symposium geomorphology* (p. 66-82).
- Dunai, T. J. et Lifton, N. A. (2014). The nuts and bolts of cosmogenic nuclide production. *Elements*, 10(5), 347-350.
- Dyke, A. S. (1999). Last glacial maximum and deglaciation of Devon Island, Arctic Canada: support for an Inuitian ice sheet. *Quaternary Science Reviews*, 18, 393-420. doi: 10.1016/s0277-3791(98)00005-5.
- 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., Andrews, J. T., Clark, P. U., England, J. H., Miller, G. H., Shaw, J. et Veillette, J. J. (2002). The Laurentide and Inuitian ice sheets during the Last Glacial

- Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 9-31. doi: 10.1016/s0277-3791(01)00095-6.
- Dyke, A. S. et Dredge, L. A. (1989). Quaternary Geology of the northwestern Canadian Shield [Chapter 3: Quaternary Geology of the Canadian Shield]. *Geological Survey of Canada, Geology of Canada Series, 1*, 189-214. doi: 10.4095/127963.
- Dyke, A. S., Dredge, L. A. et Hodgson, D. A. (2005). North American deglacial marine- and lake-limit surfaces. *Géographie physique et Quaternaire*, 59(2-3), 139-169. doi: 10.7202/014753.
- Dyke, A. S., Moore, A. et Robertson, L. (2003). *Deglaciation of North America*. (Geological Survey of Canada, Open File) (Vol. 1574). Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=214399>
- Dyke A. S. et Prest, V. K. (1987). Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2), 237-263.
- Eyles, N. et Eyles, C. H. (1992). Glacial depositional systems. Dans *Facies Models: Response to Sea Level Changes* (p. 73-100). Geological Association of Canada.
- Garrett, R. G., Reimann, C., Hron, K., Kynclova, P. et Filzmoser, P. (2017). Finally, a correlation coefficient that tells the geochemical truth. *Explore*, (176), 1-12.
- Girard, I., Klassen, R. A. et Laframboise, R. R. (2004). *Sedimentology Laboratory manual, Terrain Sciences Division*. (Geological Survey of Canada, Open File) (Vol. 4823). Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=216141>
- Godbout, P.-M., Roy, M., Veillette, J. J. et Schaefer, J. M. (2017). Cosmogenic ¹⁰Be dating of raised shorelines constrains the timing of lake levels in the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Research*, 88(2), 265-276.
- Gosse, J. C. et Phillips, F. M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20(14), 1475-1560.
- Grunsky, E. C. (2007). The interpretation of regional geochemical survey data. *Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration* (vol. 7, p. 384-404).
- Henderson, J. et Roddick, J. (1990). U-Pb age constraint on the Wager shear zone, District of Keewatin, NWT Radiogenic age and isotopic studies: report 3. *Geological Survey of Canada, Paper*, 89-82.

- Heywood, W. W. et Sanford, B. V. (1976). Geology of Southampton, Coats, and Mansel islands, District of Keewatin, Northwest Territories. *Geological Survey of Canada, Memoir*, 382, 1-35. doi: 10.4095/102311.
- Ivy-Ochs, S. et Briner, J. P. (2014). Dating disappearing ice with cosmogenic nuclides. *Elements*, 10(5), 351-356.
- Klassen, R. A. (2001). The interpretation of background variation in regional geochemical surveys: an example from Nunavut, Canada. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 1(2), 163-173. doi: 10.1144/geochem.1.2.163.
- 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.
- Kleman, J., Jansson, K., De Angelis, H., Stroeven, A. P., Hättestrand, C., Alm, G. et Glasser, N. (2010). North American ice sheet build-up during the last glacial cycle, 115–21 kyr. *Quaternary Science Reviews*, 29(17-18), 2036-2051.
- Lal, D. (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4), 424-439.
- Lee, H. A. (1959). *Surficial Geology of Southern District of Keewatin: And the Keewatin Ice Divide, Northwest Territories*. Queen's printer.
- Margold, M., Stokes, C. R., Clark, C. D. et Kleman, J. (2015). Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: a new mapping inventory. *Journal of Maps*, 11(3), 380-395.
- McClenaghan, M. B. et Kjarsgaard, B. A. (2007). Indicator mineral and surficial geochemical exploration methods for kimberlite in glaciated terrain; examples from Canada. *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*, 5, 983-1006.
- McClenaghan, M. B., Kjarsgaard, I. M. et Kjarsgaard, B. A. (2001). *Reconnaissance-scale till survey in the New Liskeard-Temagami region, Ontario: kimberlite indicator minerals and geochemistry*. (Geological Survey of Canada, Open File) (Vol. 4086). Ottawa, Canada : Geological Survey of Canada. Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=212743>
- McClenaghan, M. B., Plouffe, A., McMartin, I., Campbell, J. E., Spirito, W. A., Paulen, R. C., 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. B., Ward, B. C., Kjarsgaard, I. M., Kjarsgaard, B. A., Stirling, J. A. R., Kerr, D. E. et Dredge, L. A. (2000). *Indicator mineral and till geochemical dispersal associated with the Ranch Lake kimberlite, Lac de Gras region, Northwest Territories*. (Geological Survey of Canada, Open File) (Vol. 3924). Récupéré de <http://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=211802>
- McMartin, I., Byatt, J., Randour, I. et Day, S. J. A. (2015b). *Report of 2015 activities for regional surficial mapping, till and stream sediment sampling in the Tehery-Wager GEM 2 Rae Project area*. (Geological Survey of Canada, Open File) (Vol. 7966). Natural Resources Canada. Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=297440>
- McMartin, I. et Campbell, J. E. (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., Campbell, J. E., Dredge, L. A., LeCheminant, A. N., McCurdy, M. W. et Scromeda, N. (2015a). *Quaternary geology and till composition north of Wager Bay, Nunavut: results from the GEM Wager Bay Surficial Geology Project*. (Geological Survey of Canada, Open File) (Vol. 7748). Natural Resources Canada. Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=296419>
- McMartin, I., Campbell, J. E., Dredge, L. A. et McCurdy, M. W. (2013). *Till composition and ice-flow indicators west of Repulse Bay: 2010 and 2011 results from the GEM Wager Bay surficial geology activity*. (Geological Survey of Canada, Open File) (Vol. 7288). Natural Resources Canada. Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=292565>
- McMartin, I., Day, S. J. A., Randour, I., Roy, M., Byatt, J., LaRocque, A. et Leblon, B. (2016a). Report of 2016 activities for surficial mapping and sampling surveys in the Tehery-Wager GEM-2 Rae Project area. *Geological Survey of Canada, Open File, 8134*, 13.
- McMartin, I., Day, S. J. A., Randour, I., Roy, M., Byatt, J., LaRocque, A. et Leblon, B. (2016b). *Report of 2016 activities for the surficial mapping and sampling surveys in the Tehery-Wager GEM-2 Rae Project area*. (Geological Survey of Canada, Open File) (Vol. 8134). Natural Resources Canada. Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=299385>

- McMartin, I. et Dredge, L. A. (2005). History of ice flow in the Schultz Lake and Wager Bay areas, Kivalliq region, Nunavut. *Geological Survey of Canada, Current Research (Online)*, 2005-B2, 1-10. doi: 10.4095/220376.
- McMartin, I., Dredge, L. A., Ford, K. L. et Kjarsgaard, I. M. (2006). *Till composition, provenance and stratigraphy beneath the Keewatin Ice Divide, Schultz Lake area (NTS 66A), mainland Nunavut.* (Geological Survey of Canada, Open File) (Vol. 5312). Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=222246>
- McMartin, I., Hall, G. E. M., Kerswill, J. A., Douma, S., Goff, S. P., Sangster, A. L. et Vaive, J. A. (2001). *Environmental geochemistry of the Kaminak Lake area, Kivalliq region, Nunavut.* (Geological Survey of Canada, Open File) (Vol. 4089). Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=212834>
- 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., Wodicka, N., Bazor, D. et Boyd, B. (2013b). *Till composition across the Rae craton south of Wager Bay, Nunavut: results from the Geo-Mapping Frontiers' Tehery-Cape Dobbs project.* (Geological Survey of Canada, Open File) (Vol. 7417). Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=293307>
- Prest, V. K., Grant, D.R., et Rampton, V.N., (1968). *Glacial map of Canada.* Geological Survey of Canada, Ottawa, Map1253A.
- Prest, V. K. (1970). Quaternary geology of Canada. *Geological Survey of Canada, Economic Geology Report*, 1, 675-764. doi: 10.4095/106155.
- Randour, I. et McMartin, I. (2017). *Surficial geology, Douglas Harbour (south), Nunavut, NTS 56-H south.* : Natural Resources Canada. Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=300296>
- Reimann, C., Filzmoser, P., Garrett, R. G. et Dutter, R. (2008). *Statistical data analysis explained: applied environmental statistics with R.* Wiley Online Library.
- Roy, M., Veillette, J. J., Daubois, V. et Ménard, M. (2015). Late-stage phases of glacial Lake Ojibway in the central Abitibi region, eastern Canada. *Geomorphology*, 248, 14-23.

- Schaefer, J. M., Denton, G. H., Kaplan, M. R., Putnam, A., Finkel, R. C., Barrell, D. J. A., Chinn, T. (2009). High-frequency Holocene glacier fluctuations in New Zealand differ from the northern signature. *science*, 324(5927), 622-625.
- Schau, M. (1983). *Geology, Baker Lake, District of Keewatin, map and notes. Geological Survey of Canada, Open File*. Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=129776>
- Sella, G. F., Stein, S., Dixon, T. H., Craymer, M., James, T. S., Mazzotti, S. et Dokka, R. K. (2007). Observation of glacial isostatic adjustment in “stable” North America with GPS. *Geophysical Research Letters*, 34(2).
- Shaw, J., Sharpe, D. et Harris, J. R. (2010). A flowline map of glaciated Canada based on remote sensing data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(1), 89-101.
- Shaw, J., Sharpe, D. R., Harris, J. R., Lemkow, D. et Pehleman, D. (2010). Digital landform patterns for glaciated regions of Canada—a predictive model of flow lines based on topographic and LANDSAT 7 data: Geological Survey of Canada. *Open File*, 5745.
- Shilts, W. W. (1973). Drift prospecting; geochemistry of eskers and till in permanently frozen terrain: District of Keewatin, Northwest Territories. *Geological Survey of Canada, Paper*, 72-45, 1-41. doi: 10.4095/102479.
- Shilts, W. W. (1977). Geochemistry of till in perennially frozen terrain of the Canadian Shield—Application to prospecting. *Boreas*, 6(2), 203-212.
- Shilts, W. W. (1980). Flow patterns in the central North American ice sheet. *Nature*, 286(5770), 213-218.
- Shilts, W. W. (1995). Geochemical partitioning in till. *Drift Exploration in the Canadian Cordillera. British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper*, 2, 149-163.
- Simon, K. M., James, T. S., Forbes, D. L., Telka, A. M., Dyke, A. S. et Henton, J. A. (2014). A relative sea-level history for Arviat, Nunavut, and implications for Laurentide Ice Sheet thickness west of Hudson Bay. *Quaternary Research*, 82(1), 185-197.
- Simon, K. M., James, T. S., Henton, J. A. et Dyke, A. S. (2016). A glacial isostatic adjustment model for the central and northern Laurentide Ice Sheet based on relative sea level and GPS measurements. *Geophysical Journal International*, 205(3), 1618-1636.
- Smith, J. E. (1990). The glacial history of the Wager Bay area, district of Keewatin, Northwest Territories.

- Spirito, W. A., McClenaghan, M. B., Plouffe, A., McMartin, I., Campbell, J. E., Paulen, R. C., Hall, G. E. M. (2011). Till sampling and analytical protocols for GEM projects: from field to archive. *Geological Survey of Canada, Open File, 6850*, 83.
- St-Onge, M. R., Harrison, J. C., Paul, D., Tella, S., Brent, T. A., Jauer, C. D. et Maclean, B. C. (2015). *Tectonic map of Arctic Canada*. : Natural Resources Canada. Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=295945>
- Steenkamp, H., Wodicka, N., Weller, O. M. et Kendrick, J. (2016). Overview of bedrock mapping in the northern and western parts of the Tehery Lake-Wager Bay area, western Hudson Bay, Nunavut. *Summary of Activities, 2016*, 27-40.
- Stone, J. O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105*(B10), 23753-23759.
- 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.
- Ullman, D. J., Carlson, A. E., Hostetler, S. W., Clark, P. U., Cuzzone, J., Milne, G. A., Caffee, M. (2016). Final Laurentide ice-sheet deglaciation and Holocene climate-sea level change. *Quaternary Science Reviews, 152*(Supplement C), 49-59. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.09.014>
- Veillette, J. J. (1994). Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews, 13*(9), 945-971.
- Wodicka, N., Steenkamp, H. M., Lawley, C. J. M., Peterson, T. D., Guilmette, C., Girard, É. et Buenviaje, R. (2015). *Report of activities for the bedrock geology and economic potential of the Tehery-Wager area: GEM-2 Rae Project*. (Geological Survey of Canada, Open File) (Vol. 7970). Natural Resources Canada. Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=297294>
- Wodicka, N., Steenkamp, H. M., Peterson, T. D., McMartin, I., Day, S. J. A. et Tschirhart, V. L. (2017). *Report of 2017 activities for the geology and economic potential of the Tehery-Wager area: GEM-2 Rae Project*. (Geological Survey of Canada, Open File) (Vol. 8318). Natural Resources Canada. Récupéré de <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=305979>
- Wodicka, N., Steenkamp, H. M., Weller, O. M., Kendrick, J., Tschirhart, V. L., Peterson, T. D. et Girard, É. (2016). *Report of 2016 activities for the bedrock geology and economic potential of the Tehery-Wager area: GEM 2 Rae Project*. (Geological Survey of Canada, Open File) (Vol. 8149). Natural Resources Canada. Récupéré de

<https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=299392>

Young, N. E., Schaefer, J. M., Briner, J. P. et Goehring, B. M. (2013). A ^{10}Be production - rate calibration for the Arctic. *Journal of Quaternary Science*, 28(5), 515-526.