

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARTOGRAPHIE DES DÉPÔTS DE SURFACE ET DYNAMIQUE  
GLACIAIRE DU SECTEUR LAWAGAMAU LAKE, ONTARIO

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR  
GUILLAUME ST-JACQUES

NOVEMBRE 2011

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 souhaite tout d'abord remercier mon directeur de recherche, Martin Roy (UQAM), ainsi que mes co-directeurs, Jean Veillette (CGC-Ottawa) et Serge Paradis (CGC-Québec) pour leur disponibilité indéfectible, leur aide lors des campagnes de terrain, leur support moral et académique, mais surtout pour l'immense générosité de leurs connaissances scientifiques. Merci aussi à Daniele Pinti (UQAM) pour la relecture de ce manuscrit.

Je suis grandement redevable à la Commission géologique du Canada (CGC), qui a agi comme organisme subventionnaire par l'entremise du programme Initiative géoscientifique ciblé (IGC-3), via les bourses du Programme d'assistant de recherche (PAR).

Je tiens également à remercier: Marco Boutin, Gabriel Huot-Vézinat et Nathalie Côté du Laboratoire de cartographie numérique et de photogrammétrie (LCNP); Michelle Laithier, géo-cartographe (UQAM), Magalie Barré du laboratoire LUX (UQAM), Raymond Lapointe du laboratoire de micromanipulation, de microanalyses et de cryo-observation (LAMIC); ainsi que le Laboratoire de sédimentologie de la CGC et la firme Consorminex pour l'analyse des échantillons.

Merci également à Michel Lamothe, Guillaume Allard, Hugo Dubé-Loubert, la firme Poly-Géo et le Ministère des Richesses naturelles de l'Ontario. Un merci particulier à Olivier Caron, tant pour son aide informatique que pour les discussions scientifiques et les campagnes de terrain, mais surtout son amitié. Merci à tou(te)s mes ami(e)s pour qui j'ai parfois été absent.

Un merci particulier à Isabelle Lemelin pour son support de chaque instant, d'avoir cru en moi, de m'avoir encouragé sans cesse, mais par-dessus tout pour son amour. Merci à mes parents pour leur support moral et leurs encouragements acharnés tout au long de mes études.

Je dédis ce mémoire à Zoé et Claude St-Jacques

## TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES .....	v
LISTE DES TABLEAUX .....	viii
LISTE DES ABREVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES.....	ix
LISTE DES SYMBOLES .....	xi
RÉSUMÉ.....	xi
INTRODUCTION.....	1
Objectifs de l'étude .....	1
Mise en contexte.....	4
CHAPITRE I	
CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DE LA ZONE D'ETUDE .....	6
1.1 Localisation de la zone d'étude .....	6
1.2 Physiographie, hydrographie et climat .....	6
1.3 Géologie de la roche de fond.....	7
1.4 Géologie du Pléistocène et de l'Holocène.....	10
CHAPITRE II	
TRAVAUX ANTÉRIEURS ET ÉTATS DES CONNAISSANCES SUR LA GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE DU NORD-EST DE L'ONTARIO ET DES RÉGIONS ADJACENTES.....	13
2.1 Les premières études .....	14
2.2 L'établissement des événements de Cochrane .....	14
2.3 Évolution du secteur nord-est de la calotte Laurentidienne .....	20
2.4 Les réavancées tardives en Ontario et au Québec .....	26
CHAPITRE III	
METHODOLOGIE.....	28
3.1 Travaux de photo-interprétation.....	28
3.1.1 Système d'information géographique.....	29
3.2 Travaux de terrain .....	30

3.2.1 Échantillonnage des tills et des autres sédiments .....	30
3.3 Mesures de terrain : écoulements glaciaires, fabrique de till et paléocourants .....	31
3.4 Analyses en laboratoire .....	32
3.4.1 Analyses granulométriques.....	32
3.4.2 Analyses lithologiques.....	32
3.4.3 Analyses calcimétriques .....	33
3.4.4 Analyse par luminescence optique stimulé.....	34
3.4.5 Analyse au MEB.....	34

#### CHAPITRE IV

FORMATIONS DE SURFACES ET LITHOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS QUATERNAIRES .....	36
4.1 Description de la carte des dépôts meubles.....	36
4.2 Lithostratigraphie .....	37
4.2.1 Roc (R) .....	37
4.2.2 Till de Matheson .....	38
4.2.2.1 Composition granulométrique des dépôts associés au till de Matheson.....	39
4.2.2.2 Lithologie des sédiments de Matheson.....	42
4.2.2.3 Analyses calcimétriques associées aux dépôts de type Matheson .....	44
4.2.2.4 Écoulements glaciaires et mesures de paléocourants associés à l'épisode du Matheson .....	47
4.2.3 Dépôts fluvioglaciaires (GxT, Gx, Gs).....	50
4.2.3.1 Analyses granulométriques de dépôts fluvioglaciaires.....	53
4.2.3.2 Dépôts glaciolacustre.....	56
4.2.4 Dépôts de crues glaciaires (Dc, Dcb, Dcv).....	57
4.2.4.1 Analyses granulométriques des sédiments associés au till de Cochrane .....	58
4.2.4.2 Lithologie des sédiments de Cochrane .....	63
4.2.4.3 Analyses calcimétriques Cochrane .....	66
4.2.5 Dépôts alluviaux (A) .....	71
4.2.6 Dépôts organiques (O).....	72
4.3 Éléments géomorphologiques .....	73
4.3.1 Sillon d'iceberg.....	74
4.3.2 Dépression annulaire .....	76
4.3.3 Drumlins et drumlinoïdes .....	77
4.4 Profil stratigraphique local et régional .....	78

## CHAPITRE X

ORIGINE DES SABLES TARDIGLACIAIRES DANS LA REGION DE COCHRANE :  
IDENTIFICATION PAR LA METHODE DE LA LUMINESCENCE OPTIQUE ET  
PAR MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE ..... 80

## 5.1 Introduction ..... 80

## 5.1.1 Distribution et contexte stratigraphique des sables dans la région d'étude ..... 81

## 5.2 Application de la luminescence optique à l'étude des sables ..... 82

## 5.2.1 Principe de datation par luminescence optique ..... 82

## 5.2.2 Caractéristiques des échantillons ..... 84

## 5.2.3 Résultats ..... 87

## 5.3 Analyse au microscope électronique à balayage optique ..... 90

5.3.1 Principes d'étude exoscopique de grains de sable quartzeux à l'aide du MEB.  
..... 90

## 5.3.2. Méthodologie ..... 93

## 5.3.3 Résultats ..... 94

## 5.4 La provenance des sables ..... 106

## 5.4.1 Discussion ..... 107

## 5.4.2 Conclusions et recommandations ..... 110

## CONCLUSION ..... 112

## RECOMMANDATIONS POUR DES TRAVAUX FUTURS ..... 115

## APPENDICE A

MANIPULATION DES ECHANTILLONS POUR LA DATATION PAR  
LUMINESCENCE OPTIQUE ..... 116

## Mesure de la saturation en eau ..... 121

## Analyse INAA ..... 121

## Analyse Ln/Tn ..... 122

## APPENDICE B

## RESULTATS DES ANALYSES OSL ..... 123

## APPENDICE C

## IMAGERIE OBTENUE PAR MEB ..... 127

## Échantillon 08-VJ-055 ..... 127

## Échantillon 08-VJ-056 ..... 127

## Échantillon 08-VJ-056 ..... 128

Échantillon 08-VJ-065 .....	128
Échantillon 08-VJ-065 .....	129
Échantillon 08-VJ-125 .....	129
Échantillon 08-VJ-125 .....	130
Échantillon témoins.....	130
Échantillon témoins.....	131
BIBLIOGRAPHIE .....	132

## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Répartition des différentes provinces géologique dans l'est du Canada. ....	9
1.2 Géologie de la région d'étude .....	10
1.3 Limite des crues Cochrane, sillons d'iceberg et drupstones et de la partie sud de la plateforme d'Hudson .....	12
2.1 Stratigraphie du bassin de la rivière Moose .....	17
2.2 Localisation des limites des événements associées aux divers épisodes Cochrane (Cochrane I, Rupert et Cochrane II). ....	19
2.3 Localisation approximative de la marge glaciaire lors de la scission des dômes du Nouveau Québec et d'Hudson permettant le réentrant nord du Lac Ojibway. ....	23
2.4 Régression des marges glaciaires menant au drainage du Lac Ojibway dans la baie d'Hudson via des routes potentielles .....	25
2.5 Drainage sous-glaciaire du Lac Ojibway via les routes potentielles .....	26
4.1 Till de Matheson reposant sous le till de Cochrane. À noter, la couleur grise et le caractère sableux du Till de Matheson .....	39
4.2 Localisation des échantillons de dépôts associés à la mise en place du Till de Matheson et ayant fait l'objet d'analyses granulométriques. ....	40
4.3 Histogramme montrant la répartition des classes granulométriques dans les sédiments associés à la mise en place du Till de Matheson. ....	41
4.4 Localisation des échantillons des dépôts associés à la mise en place du Till de Matheson et ayant fait l'objet d'analyses lithologique .....	43
4.5 Histogramme illustrant la répartition des différentes lithologies des clastes (4 à 25 mm) dans les échantillons associés à l'avancée glaciaire du Matheson .....	44
4.6 Répartition de l'ensemble des échantillons de type Matheson ayant fait l'objet d'analyses calcimétriques. ....	45
4.7 Histogramme illustrant la teneur en carbonate présent dans la matrice (<63 µm) des échantillons associés à l'avancée glaciaire du Matheson. ....	45
4.8 Histogramme illustrant le rapport calcite/dolomite obtenu à partir de la mesure des carbonates présents dans la matrice (63 µm) des échantillons associés à l'avancée glaciaire du Matheson .....	46

4.9 Diagrammes de rose représentant les données des fabrications de till des sites 93-MB-416 et 08-VJ-057. ....	48
4.10 Représentation stéréoscopique de l'axe c de la fabrication de till effectué au site 08-VJ-057... 49	
4.11 Rides de courants (paléocourant) présentes dans les dépôts de plaine d'épandage subaquatique du site 08-VJ-056. ....	50
4.12 Stratifications internes du cœur d'un esker typique de la région d'étude où les éléments grossiers n'excèdent pas 20 cm (échelle: règle de 15 cm de longueur) et sont disposés en alternance avec des lits de sable graveleux (portion supérieure de la photo).....	52
4.13 Stratifications typique des sédiments d'épandage proglaciaire en milieu subaquatique de la région d'étude. Ces dépôts sont constitués d'alternances de lits de sable (fin à moyen) avec des concentrations variables de silts dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à quelques mètres. ....	54
4.14 Localisation des échantillons provenant d'ensembles fluvioglaciaire ayant fait l'objet d'analyses granulométriques : 07-VJ-017, 07-VJ-022-1 et 07-VJ-022-4, 08-VJ-034.....	55
4.15 Histogramme montrant la répartition des classes granulométrique de sédiments fluvioglaciaire : 07-VJ-017, 08-VJ-034, 07-VJ-022-1 et 07-VJ-022-4 correspondent à des sédiments morainiques. ....	55
4.16 Rythmites associés aux dépôts glaciolacustre du Lac Barlow-Ojibway (site 08VJ-037).....	56
4.17 Localisation de l'ensemble des échantillons provenant des faciès associés au till de Cochrane (Dc et Dcb) ayant fait l'objet d'analyses granulométriques. ....	60
4.18 Histogramme montrant la répartition des classes granulométrique du faciès Dc des sédiments Cochrane : 07-VJ-022-2, 07-VJ-036, 08-VJ-040-1,08-VJ- 041, 08-VJ-042, 08-VJ-043. ....	60
4.19 Histogramme montrant la répartition des classes granulométriques du faciès Dcb des sédiments Cochrane : 07-VJ-018, 07-VJ-022-3, 08-VJ-035 ,08-VJ- 050, 08-VJ-051, 08-VJ-054.....	62
4.20 Histogramme illustrant la répartition des différentes lithologies des clastes (4 à 25 mm) dans les échantillons associés à l'avancée glaciaire du Cochrane .....	64
4.21 Localisation des échantillons Cochrane ayant fait l'objet d'analyses lithologique. ....	65
4.22 Localisation des échantillons Cochrane ayant fait l'objet d'analyses calcimétrique.....	66
4.23 Histogramme illustrant la teneur en carbonate présent dans la matrice (63 µm) des échantillons associés au till de Cochrane.....	68
4.24 Histogramme illustrant le rapport calcite/dolomite obtenu à partir de la mesure des carbonates présents dans la matrice (63 µm) des échantillons associés à l'avancée glaciaire du Cochrane.....	68

4.25 Exemples de marques d'érosion glaciaire sur le terrain et à partir desquelles la chronologie des mouvements glaciaires régionaux. Site 07-VJ-023. ....	69
4.26 Image SRTM dont la source lumineuse située au nord (45°) à un angle de 30° par rapport à l'horizon fait ressortir les formes fuselées orientées vers le SSE.. ....	70
4.27 Image SRTM dont la source lumineuse située au nord (360°) à un angle de 30° par rapport à l'horizon fait ressortir les formes fuselées orientées vers le SO.. ....	71
4.28 Vue aérienne des dépôts alluviaux mis en place dans les méandres d'un cours d'eau incisant le till de Cochrane.....	72
4.29 Photographie aérienne à l'échelle 1 / 10 000 montrant l'importance de la couverture de sédiments organiques (zones plus pâles) dans la portion ouest de la région d'étude (42h316 SNRC).. ....	73
4.30 Sillon d'iceberg suivant un axe ONO-ESE d'une largeur d'environ 20 m. Ce sillon est situé dans la portion sud-est de la zone d'étude (42H316).....	75
4.31 Dépression annulaire d'environ 350 m de diamètre s'étant développé dans le till de Cochrane dans la portion sud de la zone d'étude (42H316). ....	76
4.32 Drumlins et drumlinoïdes dans la portion nord-est de la zone d'étude (42H/16 SNRC). Le drumlin recoupant le lac est d'une largeur de 20 à 50 m et mesure plusieurs centaines de mètres de long.. ....	77
4.33 Coupe stratigraphique composite de la zone d'étude refermant l'ensemble des unités observées sur le territoire cartographié.....	79
5.1 Environnement sédimentaire des cinq échantillons 08-VJ-055, 08-VJ-056, 08-VJ-062,08-VJ-098-1 et 08-VJ-112.....	86
5.2 Résultats sous forme de courbe des rapports $L_n/T_n$ pour chaque échantillon analysé; 08-VJ-055, 08-VJ-056, 08-VJ-062, 08-VJ-098-1 et 08-VJ-112. ....	88
5.3 Sélection de grains représentatifs de l'échantillon 08-VJ-055. ....	95
5.4 Sélection de grains représentatifs de l'échantillon 08-VJ-056 .....	98
5.5 Sélection de grains représentatifs de l'échantillon 08-VJ-062 .....	101
5.6 Sélection de grains représentatifs de l'échantillon 08-VJ-112 .....	104

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
5.1 Caractéristiques morphoscopique et morphométrique des sables de l'échantillon 08-VJ-055. Dans la colonne de droite, les chiffres en italique représentent les pourcentages de chacune des caractéristiques morphoscopique, et en gras le total de ces caractéristiques pour chaque type de transport. ....	96
5.2 Caractéristiques morphoscopique et morphométrique des sables de l'échantillon 08-VJ-056. Dans la colonne la plus à droite, les chiffres en italique représentent les pourcentages de chacune des caractéristiques morphoscopique, et en gras le total de ces caractéristiques pour chaque type de transport. ....	99
5.3 Caractéristiques morphoscopique et morphométrique des sables de l'échantillon 08-VJ-062. Dans la colonne la plus à droite, les chiffres en italique représentent les pourcentages de chacune des caractéristiques morphoscopique, et en gras le total de ces caractéristiques pour chaque type de transport. ....	102
5.4 Caractéristiques morphoscopique et morphométrique des sables de l'échantillon 08-VJ-112. Dans la colonne la plus à droite, les chiffres en italique représentent les pourcentages de chacune des caractéristiques morphoscopique, et en gras le total de ces caractéristiques pour chaque type de transport. ....	105
5.5 Comparaison entre les grains de sables quaternaires étudiés et ceux de la formation de Mattagami (Crétacé). ....	108
B.1 Teneur en eau .....	123
B.2 Saturation en eau .....	124
B.3 Résultat des tests INAA .....	124
B.4 Résultats Ln/Tn Échantillon 08-VJ-055 .....	124
B.5 Résultats Ln/Tn Échantillon 08-VJ-056 .....	125
B.6 Résultats Ln/Tn Échantillon 08-VJ-062 .....	125
B.7 Résultats Ln/Tn Échantillon 08-VJ-098-1 .....	126
B.8 Résultats Ln/Tn Échantillon 08-VJ-112 .....	126

## LISTE DES ABREVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

A	Dépôts alluviaux modernes
BNDT	Base nationale de données topographiques
BP	<i>Before present</i>
CGC	Commission géologique du Canada
CGO	Commission géologique de l'Ontario
Dc	Dépôts de crues glaciaires
Dcb	Till en couverture continue
Dcv	Till en couverture discontinue
EL	Grain émoussé-luisant
ES	Électrons secondaires
ESB	Électrons rétrodiffusés
Gs	Sédiments d'épandage proglaciaire en milieu subaquatique
Gx	Sédiments juxtaglaciaires
GxT	Sédiments juxtaglaciaires (dépôts morainiques)
IGC-3	Initiative géoscientifique ciblé 3
INAA	Instrumental neutron activation analysis
LCNP	Laboratoire de cartographie numérique et photogrammétrie
MEB	Microscope électronique à balayage optique
MNT	Modèle numérique de terrain
MRNO	Ministère des Richesses naturelles de l'Ontario
MRNC	Ministère des ressources naturelles du Canada
NOE	<i>Northern Ontario Engineering</i>
NU	Grain non-usé

O	Dépôts organiques
OSL	<i>Optically stimulated luminescence</i>
PAR	Programme d'assistant de recherche
PVC	Polychlorure de vinyle
RM	Grain rond-mat
SCV	Saison de croissance végétale
SIM	Stade isotopique marin
SNRC	Système national de référence cartographique
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
UQAM	Université du Québec à Montréal

## LISTE DES SYMBOLES

<	Plus petit que
<sup>14</sup> C	Carbone 14
µm	Micron
cal	étalonné (calendaire)
cm	Centimètre
Ga	Milliards d'années
Gy	Gray
HCl	Chlorure d'hydrogène
kg	Kilogramme
K	Potassium
ka	Milliers d'années
km <sup>2</sup>	Kilomètre carré
m	Mètre
Ma	Millions d'années
mm	Millimètre
K	Potassium
Th	Thorium
U	Uranium

## RÉSUMÉ

Le nord-ouest québécois et le secteur adjacent dans le nord-est ontarien comportent une importante couverture de sédiments quaternaires qui masquent une grande partie de la roche en place. Les dépôts de surface présents sont majoritairement constitués de dépôts glaciolacustre à grains fins, d'unités de till associées aux avancées de l'inlandis Laurentidien, ainsi que de nombreux eskers et d'autres sédiments fluvioglaciaires associés à la déglaciation. La géologie de surface de cette région est principalement caractérisée par une imposante couche de sédiments glaciolacustre reliée à la présence du lac proglaciaire Ojibway. Au cours de la déglaciation finale, la région a également été affectée par des crues glaciaires (ré-avancées de Cochrane) qui ont déformé les sédiments glaciolacustre sous-jacents et résulte en la mise en place de diamictons argileux. Ces différents événements glaciaires et tardiglaciaires ont laissé de nombreuses empreintes géomorphologiques comme la présence de formes fuselées et d'imposants complexes fluvioglaciaires.

Ce mémoire de maîtrise s'inscrit à l'intérieur du programme Initiative géoscientifique ciblée (IGC-3 Abitibi) de la Commission géologique du Canada. Un des aspects de ce programme vise à compléter la cartographie des dépôts de surface du nord-est de l'Ontario. Dans cette dernière région, ce type d'information est absent ou présente un degré de précision inadéquat. L'objectif principal de cette étude est de renforcer nos connaissances sur l'histoire glaciaire du Nord-Est ontarien et d'établir des liens avec les connaissances du Nord-Ouest québécois. Les résultats de ces travaux rehausseront notre niveau de compréhension de l'histoire glaciaire et de la déglaciation régionale, en plus d'être utiles aux travaux d'exploration minérale qui utilisent les sédiments quaternaires afin d'identifier les zones ayant un potentiel minéral économique. Spécifiquement, ce projet porte sur la cartographie des dépôts de surface, réalisée au cours de cette étude, couvre le feuillet cartographique 42H/16 (SNRC) à l'échelle 1:50 000 du nord-est de l'Ontario. La réalisation de ces travaux a impliqué l'interprétation de photographies aériennes et d'images satellites. De plus, des campagnes de terrains ciblés ont permis de valider les unités identifiées par photo-interprétation et de recenser des marques d'écoulements glaciaires (stries), ainsi que d'autres aspects reliés aux ré-avancées glaciaires tardives. Ce projet a aussi impliqué des travaux de laboratoire portant sur l'analyse de sédiments par luminescence optique et au microscope à balayage électronique. Des analyses granulométriques, lithologiques et géochimiques ont aussi été réalisées sur les échantillons recueillis lors des campagnes de terrain.

Mots-clés : cartographie, dépôts de surface, quaternaire, dynamique glaciaire, Cochrane

## INTRODUCTION

### Objectifs de l'étude

Ce projet de maîtrise a pour but premier la cartographie des dépôts meubles dans une région affectée par les crues du Cochrane et autres événements quaternaires. Ce travail de cartographie de détail, basé sur l'analyse de photographies aériennes et d'images satellites, a pour but d'accroître le niveau de connaissances scientifique et aider l'exploration minière. Pour ce faire, ce travail se devra de répertorier les événements glaciaires et non-glaciaires à partir des enregistrements géomorphologiques et de la distribution des grands ensembles sédimentaires de surface. Une attention particulière sera portée à la chronologie des écoulements glaciaires, notamment à la dualité des écoulements vers le SO et le SE. De plus, la provenance énigmatique des sables qui caractérisent la région fera l'objet d'études de détail. La région d'étude se situe plus spécifiquement au nord de la ville de Cochrane (fig. 1), à la limite occidentale des basses-terres de la baie James dans le nord-est de l'Ontario. La cartographie a été également combinée à des travaux de terrain qui ont permis de valider les éléments cartographiés, en plus de faire des observations sur les écoulements glaciaires et de recueillir des échantillons des principaux dépôts de surface et unités rencontrés. Les différentes analyses faites en laboratoire (MEB et OSL) avaient pour objectif de placer les sédiments étudiés dans le contexte stratigraphique régional, ainsi que d'apporter des précisions sur le contexte de mise en place de ces dépôts. Globalement, les résultats de ces travaux devraient apporter des précisions sur les événements glaciaires et non-glaciaires ayant affectés la région d'étude, en plus de caractériser les enregistrements géomorphologiques et la distribution des grands ensembles sédimentaires de surface.

Les nombreux travaux de cartographie, et les diverses études géologiques menées dans la région du nord-est de l'Ontario et de l'ouest du Québec révèlent une histoire glaciaire complexe caractérisée par de nombreux écoulements glaciaires aux directions variées, en plus d'une période de déglaciation très dynamique (Paulen, 2001 ; Veillette, 1996, 1989 ;). Les connaissances ainsi acquises au cours de ces travaux ont grandement contribué à clarifier la chronologie des événements survenus dans la portion est de

l'inlandsis Laurentidien (Veillette *et al.*, 1999). Il existe cependant une disparité importante entre le niveau de connaissance acquis de part et d'autre de la baie James, notamment aux abords de la frontière interprovinciale. En effet, du côté québécois, les divers épisodes glaciaires sont bien documentés, tandis que du côté ontarien, les informations à cet effet ne sont que fragmentaires ou encore insuffisantes, notamment pour la portion nord du territoire (49°30'). Cependant, il est important de mentionner que de nombreux projets de cartographie ont été menés par la Commission Géologique de l'Ontario (CGO) (Gao et Day, 2008 ; Gao et Kodors, 2009). Ces travaux sont d'une grande importance pour cette région présentant un fort potentiel minier où le succès des méthodes d'exploration minérale repose généralement sur les méthodes d'exploration alternatives, comme la prospection glacio-sédimentaire qui dépend en grande partie des connaissances de la répartition et de la composition des dépôts de surface.

La géomorphologie du nord-est de l'Ontario est caractérisée par un faible relief et une forte couverture de dépôts argileux. Ces sédiments d'origine glaciolacustres ont été mis en place à l'intérieur du Lac glaciaire Barlow-Ojibway lors du retrait de l'inlandsis Laurentidien au cours de la dernière glaciation. L'épaisse couverture de sédiments fins, laquelle peut atteindre jusqu'à 75 m, recouvre le socle ou les matériaux sous-jacents sur un territoire s'étendant de Chibougamau, à l'est, jusqu'à la région de Timmins, à l'ouest, conférant ainsi à cette région le nom informel de ceinture d'argile (*clay belt*).

Les premières descriptions géologiques, datant du début du siècle dernier (Antevs, 1925; Bell, 1904; Coleman, 1909; Keele, 1920; Tanton, 1919) ont fait état de la présence d'un till argileux et de formes fuselées d'origine tardive. Bryan et Ray (1940) ont été les premiers à utiliser le nom de « Cochrane » pour désigner ces récurrences glaciaires. Encore aujourd'hui, bien des interrogations persistent en ce qui a trait au mode de mise en place de ces dépôts. La principale divergence a trait au contexte géologique complexe qui est associé à ces événements. Elle repose sur le fait que les récurrences du Cochrane ont progressé au sein de la ceinture d'argile (i.e., dans les lacs glaciaires Agassiz et Ojibway) où les glaces ont conséquemment intégré une grande quantité de sédiments fins (fig. 1). Il en résulte que les sédiments associés aux événements du Cochrane ont acquis un caractère argileux. Conséquemment, la composition des dépôts associés aux divers ré-avancées montrent généralement de fortes similarités, rendant ainsi difficile la distinction des différents épisodes sur l'unique base de leurs caractères lithologique ou autres

caractéristiques compositionnelles. De plus, il est difficile de situer précisément l'extension maximale de chacune de ces réavancées glaciaire puisque les limites maximales n'excèdent pas celles du bassin Ojibway. Par conséquent, les dépôts associés aux marges glaciaires, lesquelles étaient partiellement flottées, s'estompent graduellement de façon irrégulière. Le faible relief local ne permet pas aux nombreux cours d'eau d'inciser l'épaisse couverture de dépôts meubles, exposant que très rarement les unités lithologiques sous-jacentes et le substrat rocheux. Ce contexte particulier pose un défi considérable à la reconstitution exacte des événements glaciaires, et par le fait même, à l'application des méthodes de prospection glacio-sédimentaire conventionnelles.

Les nombreux travaux réalisés de part et d'autre de la frontière entre le Québec et l'Ontario ont permis d'accroître le niveau de connaissance quant à la dynamique glaciaire dans les basses-terres de la baie James et dans les régions adjacentes (McDonald, 1969; Skinner, 1973; Hardy, 1976; Veillette, 1997; Paulen, 2001). Les événements reliés aux récurrences du Cochrane ont été étudiés à partir des séquences varvées du lac proglaciaire Barlow-Ojibway (Antevs, 1925; Hardy, 1976), des recoupements de stries et de zones d'érosion protégées des écoulements récents (Boissonneau, 1966 ; Hardy, 1976; Veillette, 1997). Cependant, le nombre et l'étendue exacte de certaines crues à l'échelle du bassin de la baie James et de ses environs sont encore mal connus et l'on dénote des divergences marquées sur l'interprétation de ces événements de chaque côté de la zone frontalière interprovinciale. Au Québec, on regroupe les événements de Cochrane à l'intérieur de trois réavancées glaciaires ; Cochrane I, Rupert et Cochrane II (Hardy, 1976, 1982), tandis qu'en Ontario aucun patron régional ne fait l'unanimité (e.g. Prest, 1970). Ceci démontre la nécessité pour l'établissement de nouveaux travaux qui devraient contribuer à l'évolution des connaissances. De par le nombre et la diversité des événements glaciaires et non-glaciaires, l'Abitibi et les basses-terres de la baie James constituent une région d'étude exceptionnelle, mais qui présente un défi de taille en ce qui concerne l'acquisition de nouvelles données et leur intégration au niveau régional.

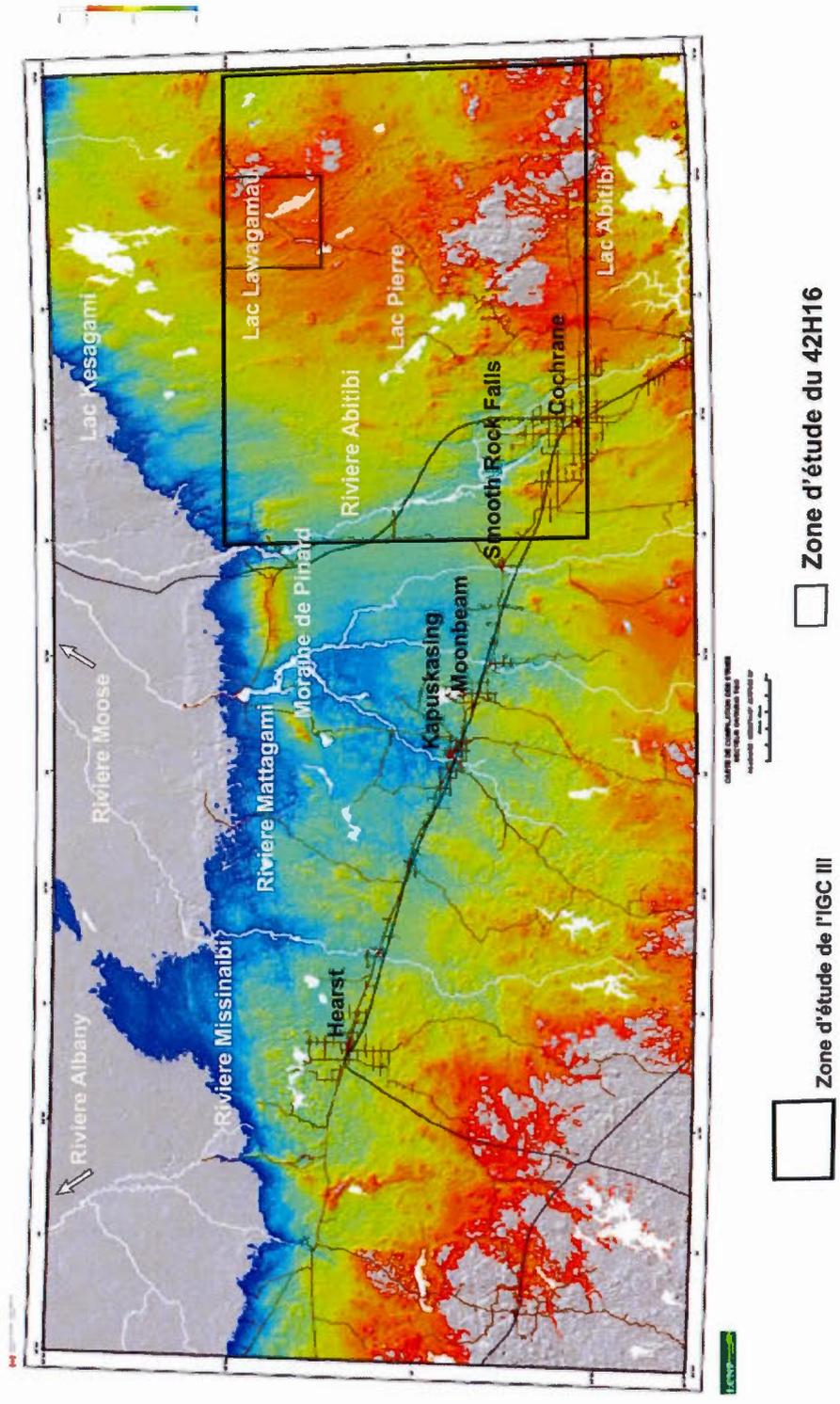


Figure 1 Localisation de la zone d'étude, des principales localités et des éléments physiographiques et hydrographique

## Mise en contexte

La région de l'Abitibi possède l'un des plus forts potentiels miniers au pays, l'exploitation et l'exploration minérale s'y déroulent depuis près d'un siècle. L'accès à la roche en place de cette région est cependant limité par l'importante couverture de sédiments quaternaires qui masque le roc, ce qui complique les travaux d'exploration. Dans ce contexte, l'exploration glaciocédimentaire s'avère un outil de choix, mais ce dernier est tributaire des connaissances sur les événements glaciaires ayant affecté cette région. La cartographie des sédiments de surface représente une étape essentielle à l'acquisition d'information pertinente. Plusieurs projets de cartographie des dépôts meubles ont été réalisés au cours des dernières décennies en Abitibi, en particulier du côté québécois (Veillette *et al.*, 2003 ; Veillette *et al.*, 2010 ; Veillette et Thibaudeau, 2010). Bien que ces travaux ont permis de raffiner les modèles de dynamique glaciaire pour l'Abitibi et les régions adjacentes (Veillette, 1986, 2004 ; Veillette *et al.*, 1999), le secteur ontarien montre un niveau de connaissance inférieur, particulièrement en ce qui concerne la cartographie des dépôts meubles au nord du 49° parallèle.

Le projet de cartographie de cette maîtrise s'inscrit dans le cadre du projet l'Initiative géoscientifique ciblée 3 (IGC-3) de la Commission géologique du Canada (CGC). Ce programme a pour but d'accroître les connaissances géoscientifiques sur les réserves de métaux communs dans les collectivités minières établies. Ce large objectif est réalisé en partenariat avec des organisations géologiques provinciales, de l'industrie minière, ainsi que les universités. Plus spécifiquement, l'IGC-3 Abitibi a pour but la cartographie des dépôts quaternaire des blocs 42H et 32E du système national de référence cartographique (SNRC) en vue de compléter la carte de compilation Quaternaire à l'échelle 1 : 500 000 de la ceinture de roche verte. Cette unité transfrontalière présente une séquence d'événements glaciaires complexes encore mal connus et qui font obstacle à l'exploration minière. Afin d'approfondir certains volets scientifiques et d'apporter un degré de détails plus important dans un secteur précis (42H16, SNRC), en plus de contribuer à la formation d'une main-d'œuvre spécialisée, un projet de maîtrise fut créé en partenariat avec le département des sciences de la Terre et de l'atmosphère de l'Université du Québec à Montréal et la CGC de Québec et d'Ottawa. L'auteur de ce mémoire a d'ailleurs été subventionné par le Programme d'assistant de recherche (PAR) du gouvernement du Canada.

## CHAPITRE I

### CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DE LA ZONE D'ETUDE

#### 1.1 Localisation de la zone d'étude

La zone d'étude est située dans le nord-est de l'Ontario. Le terrain cartographié est déterminé par les limites de la carte 42H16 (SNRC). Ce territoire couvre environ 1 100 km<sup>2</sup> et est compris entre 50° et 49°45' de latitude et entre 80° et 80°30' de longitude. Cette région se situe sur la province du supérieur, tout juste au sud de la plateforme sédimentaire de la baie d'Hudson (fig. 1.1).

#### 1.2 Physiographie, hydrographie et climat

La physiographie de la région d'étude est caractérisée par un relief ondulé de faible altitude. Cette région du nord-est de l'Ontario est comprise dans un vaste ensemble physiographique portant le nom informel de *Clay Belt*. Cette région renferme des dépôts argileux mis en place au cours des diverses phases glacio-lacustres survenues au cours de la dernière déglaciation. Cette morphologie de pénéplaine est brisée par endroits par de petites crêtes allongées qui représentent des formes fuselées, alignées dans un axe sud-est/nord-ouest, qui découlent du passage de crues glaciaires tardives. On note également de subtiles formes reliques, orientées dans un axe nord-est/sud-ouest, qui dérivent d'écoulements glaciaires antérieurs. De façon générale, les terrains les plus élevés se

retrouvent dans la portion sud-est, à 300 m, puis l'altitude diminue progressivement vers le nord-ouest pour atteindre 210 m. Ce gradient de pente résulte en un drainage vers la baie James. La partie occidentale du territoire est drainée par les rivières Matagami et Abitibi, tandis que les rivières Little Abitibi, North French et Késagami drainent la partie orientale. Le lac Pierre ainsi que le lac Lawagamau font partie des quelques rares lacs d'envergure dont la longueur excède 15 km (fig. 1).

Les températures moyennes mensuelles sont de  $-18^{\circ}\text{C}$  en janvier et  $17^{\circ}\text{C}$  en juillet. Il n'y a que 80 jours sans gel durant les 100 jours que dure la saison de croissance végétale (SCV). Les précipitations moyennes annuelles sont de 915 mm et plus de 400 mm de celles-ci tombent durant la SCV. Des températures froides, des précipitations abondantes et du faible taux d'évapotranspiration résulte un surplus d'eau de 330 mm (Environnement Canada – atlas des domaines bioclimatiques). Le faible gradient de pente entraîne un drainage inefficace du territoire, occasionnant ainsi le développement de vastes complexes tourbeux où abondent mousses, lichens et graminées. Le climat froid, combiné au régime hydrique élevé, favorise l'implantation de peuplements d'épinettes noires (*Picea mariana*), de mélèzes (*Larix laricina*) et de peupliers baumier (*Populus balsamifera*). Les zones mieux drainées renferment des peupliers faux-tremble (*Populus tremuloides*), des épinettes blanches (*Glauca picea*), des sapins baumier (*Abies balsamea*) et parfois des bouleaux blancs (*Betula papyrifera*). Les sols sableux et bien drainés favorisent la croissance des pins gris (*Pinus banksiana*) et de divers arbustes, notamment les érables à épis (*Acer spicatum*) (Environnement Canada – atlas des domaines bioclimatiques).

### 1.3 Géologie de la roche de fond

Le substratum rocheux de la région d'étude et de ses environs est constitué de trois provinces tectoniques majeures, soit la province du Supérieur d'âge Archéen, la province de Churchill d'âge paléoprotérozoïque et la plate-forme sédimentaire Paléozoïque de la baie d'Hudson (fig. 1.1). Dans la région d'étude, les lithologies les plus importantes en terme de superficie sont constituées de roches archéennes de la province du Supérieur (2,85 Ga à 2,65 Ga). Celle-ci est constituée d'une alternance de ceintures de roches

métavolcaniques (roches vertes) et métasédimentaires, lesquelles sont entrecoupées de plutons granitiques et de gneiss.

Tout juste au nord, on retrouve les roches paléozoïques de la plate-forme de la baie d'Hudson. Ces roches forment en grande partie le soubassement des basses-terres de la baie James. Ce sont principalement des carbonates, des grès, des dolomites, des évaporites et des shales datant de l'Ordovicien moyen jusqu'au Dévonien inférieur (Stott, 2008)

Immédiatement à l'est de la plate-forme d'Hudson, on retrouve les roches de la province de Churchill (2,1 Ga à 1,75 Ga). Cette province renferme un large éventail de lithologies principalement composées de roches sédimentaires et volcaniques peu ou légèrement métamorphisées (Stott, 2008). Dans le contexte de cette étude, on note la présence d'un ensemble de roches protérozoïques qui affleurent dans l'archipel des Îles Belcher dans l'est de la baie d'Hudson. On y retrouve des quartzites, des arkoses, des argilites, des calcaires à chert et des conglomérats qui sont interdigités avec des roches volcaniques. Ces roches affleurent également sur les collines de Sutton qui percent les basses-terres de la baie d'Hudson et elles composent probablement une grande partie du fond marin de cette région (Ricketts et Donaldson, 1981).

La position de ces grandes provinces par rapport aux principaux mouvements glaciaires régionaux permet d'utiliser le contenu lithologique des dépôts glaciaires pour retracer différents mouvements glaciaires à partir des dépôts de surface. Dans ce contexte, les roches de la Formation d'Omaralluk du groupe de Belcher, composée notamment de grauwackes verdâtres massifs comprenant des nodules calcaires de couleur chamois, représentent de très bons indicateurs lithologiques pour retracer les mouvements en provenance du nord (Prest *et al.*, 2000). Ces erratiques protérozoïques sont d'excellents traceurs lithologiques puisqu'ils ont été transportés vers le nord-ouest, vers l'ouest puis vers le sud sur des centaines de kilomètres au cours des divers événements quaternaires (Prest *et al.*, 2000). En plus de ces « Omar », les carbonates de la plate-forme sont aussi des lithologies utiles pour retracer ce mouvement, bien que les écoulements en provenance de l'est puissent avoir effleuré la partie sud de cette province.

De façon plus spécifique, le socle sous-jacent à la zone d'étude est constitué de roches archéennes regroupant, dans sa portion sud, des granodiorites/granites et des granodiorites/tonalites dans sa portion nord. À l'extrémité ouest de la zone d'étude, on retrouve un ensemble migmatitique composé de roches métavolcaniques, métasédimentaires et de gneiss mafiques. De nombreuses intrusions de dykes mafiques en formation d'essai (*Matachewan mafic dike swarm*) d'âge paléoprotérozoïque (2454 Ma), suivant un axe nord/sud, marquent le territoire. Ceux-ci sont recoupés par d'autres dykes mafiques (*Mackenzie mafic dike swarm*) d'âge mésoprotérozoïque (1267 Ma) qui suivent un axe nord-ouest/sud-est. Le territoire, en ses extrémités est et ouest, présente des failles importantes (fig. 1.2).

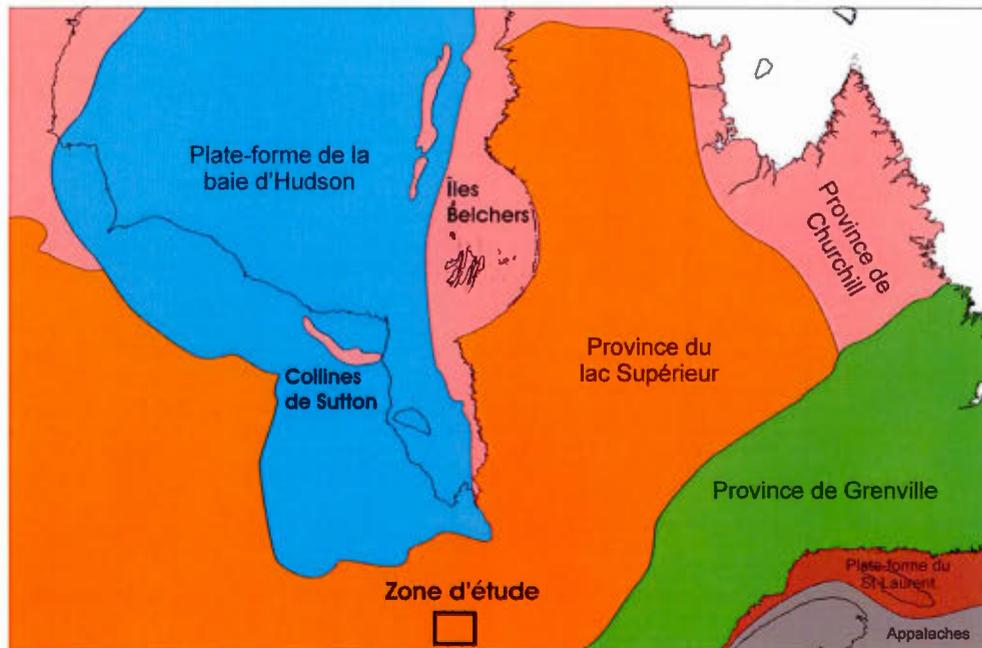


Figure 1.1 Répartition des différentes provinces géologique dans l'est du Canada (Source : Ressources naturelles du Canada : <http://atlas.nrcan.gc.ca/>).

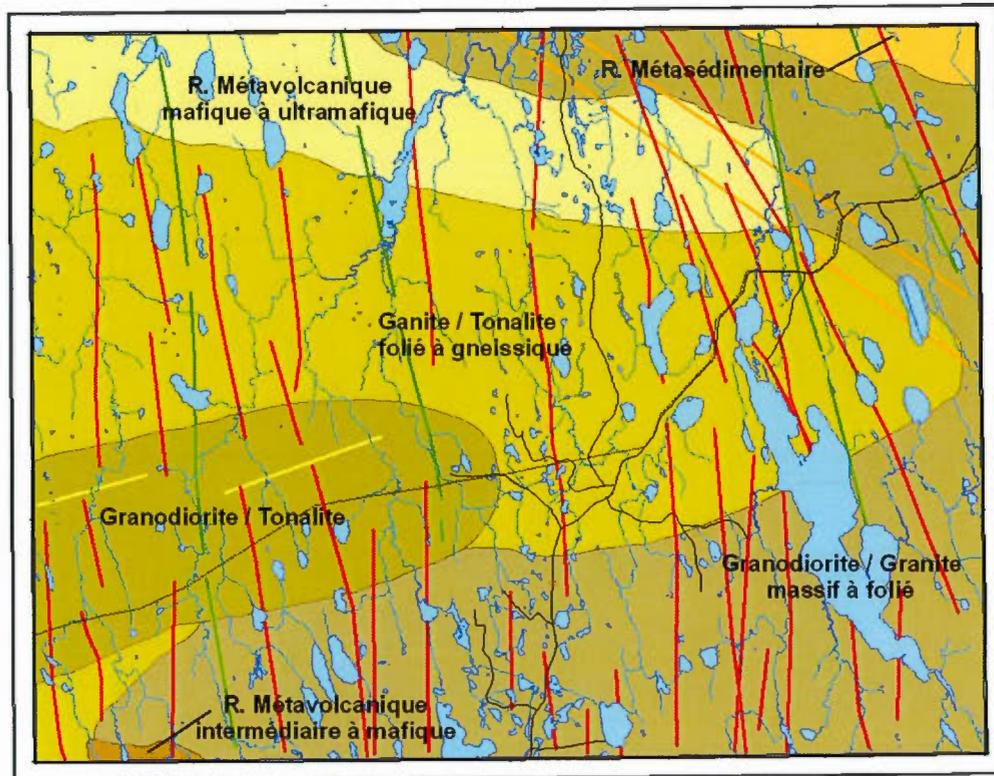


Figure 1.2 Géologie de la région d'étude (42H/16 SNRC): Dyke mafique d'âge Précambrien (groupe de Mackenzie; orange), d'âge Paléoprotérozoïque (groupe de Matachewan; rouge et groupe de Marathon, Kapuskasing ou Biscotasing; jaune) et faille (déplacement non-déterminé; vert), modifié de Stott, 2008.

#### 1.4 Géologie du Pléistocène et de l'Holocène

Lors de l'avancée et du retrait des glaces laurentiennes au cours du Wisconsinien, d'importantes quantités de sédiments (de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres) se sont accumulées au sein des basses-terres de la baie James. En raison de la faible topographie régionale, ces dépôts sont rarement incisés si ce n'est que le long des principales rivières. Les enregistrements sédimentaires, constitués de tills, de dépôts d'origine lacustre et fluvio-glaciaire, puis de récurrences, témoignent de la complexité et de la diversité des événements survenus lors de la déglaciation (e.g. Skinner, 1973).

Ces événements seront traités en détail au chapitre II, mais de façon sommaire, on peut noter qu'à l'échelle régionale, la déglaciation a été marquée par la scission de la marge sud de l'inlandsis Laurentidien, formant d'une part le glacier d'Hudson (se retirant vers le nord-ouest) et d'autre part le glacier du Nouveau-Québec (se retirant vers le nord-est), laquelle permit la mise en place de la moraine interlobaire d'Harricana. La dépression isostatique du territoire nouvellement libéré de glace et le gradient de pente régional ont causé l'emprisonnement temporaire des eaux de fontes au contact de la marge glaciaire, donnant ainsi naissance au Lac Barlow-Ojibway (fig. 1.3). Ce contexte de retrait glaciaire occasionna un vêlage accru des marges glaciaires localement flottées (Hilaire-Marcel et Vincent, 1980). La pérennité de ce lac permit le dépôt des sédiments glacio-lacustres sous la forme d'argiles rythmées, et ce, sur un vaste territoire regroupant la baie James et l'Abitibi. Le retrait du glacier d'Hudson fut marqué par des récurrences glaciaires (i.e., les crues de Cochrane et de Ruppert), lesquelles furent probablement occasionnées par un appel des glaces au sein du Lac Ojibway (Hardy, 1977, 1982). Les eaux du Lac Ojibway se sont vidangées au sein de la baie d'Hudson vers 8,2 ka (Barber *et al.*, 1999), fort probablement par drainage sous-glaciaire, avant même la scission complète des glaces Laurentiennes (Clarke *et al.*, 2004; Lajeunesse et St-Onge, 2008; Roy *et al.*, 2011).

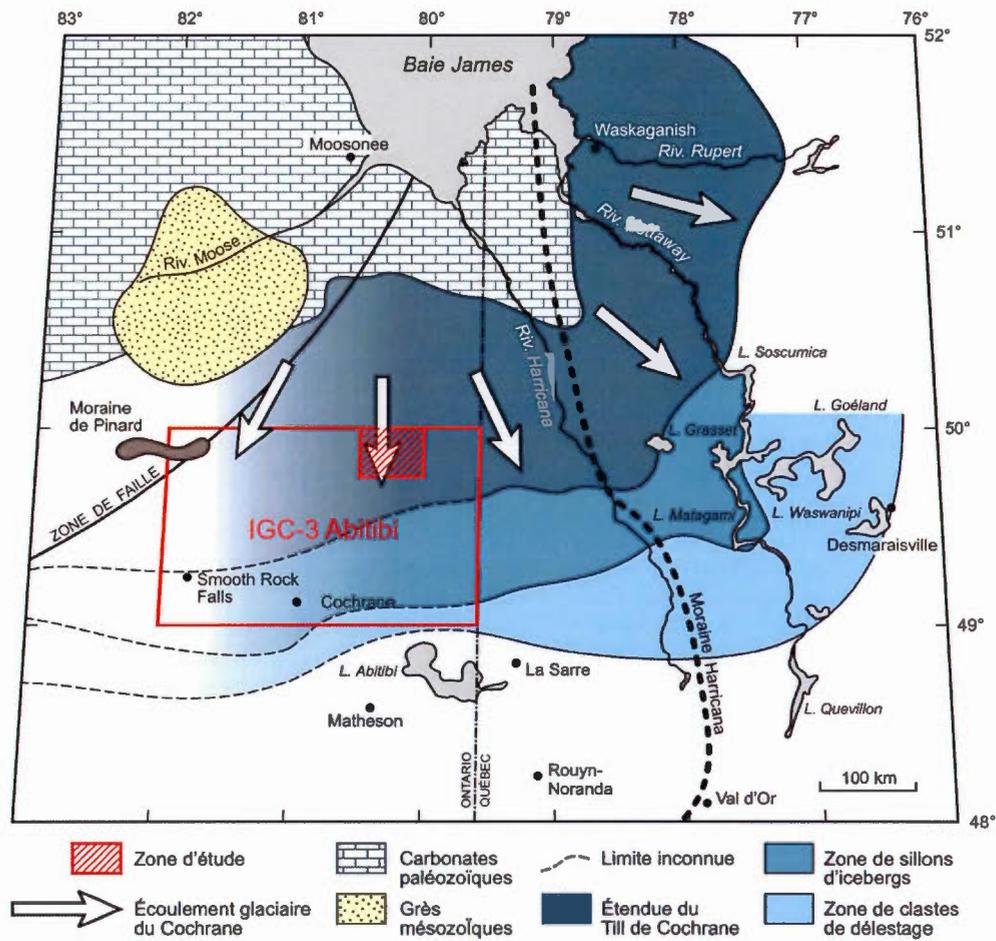


Figure 1.3 Limite des crues Cochrane, sillons d'iceberg et drupstones et de la partie sud de la plateforme d'Hudson, modifié de Roy *et al.*, 2011.

## CHAPITRE II

### TRAVAUX ANTÉRIEURS ET ÉTATS DES CONNAISSANCES SUR LA GÉOLOGIE DU QUATÉNAIRE DU NORD-EST DE L'ONTARIO ET DES RÉGIONS ADJACENTES

Au cours de la période Quaternaire, le territoire du nord-est de l'Ontario a continuellement été remodelé par les nombreux épisodes glaciaires qui ont causé l'érosion du substratum rocheux et la mise en place de divers types de sédiments. Une infime partie des sédiments associés à ces événements a été préservée et ceux qui sont aujourd'hui observables appartiennent principalement au dernier cycle glaciaire. La cartographie des dépôts meubles, combinée à l'étude des surfaces d'érosion glaciaire et les travaux de provenances clastiques, ont permis de reconstituer en partie la succession des événements glaciaires et non-glaciaires qui sont survenus au Quaternaire dans cette région. Les travaux de plusieurs générations de quaternaristes ont permis l'acquisition de bases solides sur la spécificité de l'histoire quaternaire de cette région.

La chronologie des événements glaciaires et non-glaciaires de la région de l'Abitibi en Ontario et au Québec est principalement établie sur des bases relatives. Cette reconstitution séquentielle repose essentiellement sur une chronologie relative découlant des séquences de recoupements de marques d'érosion glaciaire, observées sur les roches du Bouclier canadien (e.g., Veillette *et al.*, 1999), ou à partir de séquences stratigraphiques préservant des enregistrements sédimentaires plus ou moins continus dans les basses-terres de la baie James (e.g., Skinner, 1973). La corrélation des principaux événements déduits des enregistrements érosifs et sédimentaires des différentes régions demeure difficile, mais des similitudes ressortent tout de même. Un trait commun dans la région, et d'une importance notable pour cette étude qui porte sur la cartographie des formations superficielles, consiste en l'épaisse couverture de sédiments associés à la déglaciation, notamment les argiles du Lac glaciaire et les dépôts glaciaires créés par des

crues (Cochrane) tardiglaciaires. Les paragraphes qui suivent présentent les principaux points des travaux antérieurs.

## 2.1 Les premières études

Les premières observations géologiques dans la portion nord-est des basses-terres de la baie James ont été effectuées au tournant du siècle dernier (Bell R., 1877; Low, 1885). Tanton (1919), Keele (1920), ainsi que Antevs (1925), ont décrit la présence d'un till surimposant une vaste couverture d'argiles glaciolacustre. Tanton (1919) fut le premier, sur la section québécoise des basses-terres, à décrire des argiles renfermant des éléments grossiers distribués au hasard. À partir de ces observations, il déduisit que la glace s'était réavancée sur les argiles glaciolacustre, sans toutefois se prononcer quant à l'importance de la récurrence. Keele (1920) fait aussi mention d'un till argileux dans le nord de l'Ontario, mais il ne fait aucune référence à une réavancée majeure. Au contraire, il postula que les argiles varvées furent déposées à l'intérieur de lacs proglaciaires relativement petits et isolés. Il associe la présence de till argileux surimposant les sédiments glaciolacustre à des petites réavancées locales. La présence de till recouvrant les dépôts varvés du lac glaciaire Barlow-Ojibway fut aussi observée par Antevs (1925) le long de la rivière Matagami, non loin de la confluence avec la rivière Frederick House, dans le district de Cochrane en Ontario. Antevs (1928) attribue ces dépôts à une réavancée de l'inlandsis au-dessus des argiles lacustres, sans toutefois proposer de nom formel pour l'événement ou encore la couverture de till en question. Antevs (1928) tente également d'établir un rapprochement entre ces événements et la chronologie varvaire européenne en subdivisant les événements en trois épisodes, dont le dernier épisode est contemporain et d'importance égale au Dryas supérieur.

## 2.2 L'établissement des événements de Cochrane

Bryan et Ray (1940) furent les premiers à utiliser le nom de « Cochrane » pour désigner ces réavancées et ainsi présenter une subdivision du Wisconsinien. Karlstrom (1956) se prononce en faveur de l'adoption du terme « Cochrane » comme subdivision, laquelle aurait un rang équivalant au sous-étage du Wisconsinien précoce. Ce dernier

reprend les épisodes proposés par Antevs (1925). En se basant sur quatre datations au  $^{14}\text{C}$ , il assigne les récurrences à 10 900 et 6 400 ans BP. Il met aussi en corrélation ces récurrences avec l'épisode boréal de la chronologie postglaciaire suédoise et propose que le Cochrane soit considéré comme un sous-étage Wisconsinien (Kalstrom, 1956).

Leighton (1957), quant à lui, exclut le terme « Cochrane » de sa classification des subdivisions du Wisconsinien, considérant qu'il ne s'agit que d'un incident climatique mineur dans l'établissement du présent interglaciaire. D'autres auteurs (Flint, 1943; Lee, 1959) insistent également sur le caractère local et l'importance limitée du Cochrane. Cette interprétation s'inscrit dans le modèle simplifié qu'avaient la plupart des auteurs de l'époque de la configuration de l'inlandsis, considérée alors comme étant une calotte à dôme unique centré sur la baie d'Hudson (Flint, 1943; Lee, 1959; Leighton, 1957). C'est d'ailleurs sur la base de ce concept de dôme unique que Flint (1943) rejeta la chronologie relative d'écoulements glaciaires aux directions multiples de Low (1896), attribuant ainsi un nombre considérable de surfaces striées, de moraines, de drumlins et d'autres formes de terrains à des phénomènes de second ordre associés à des réajustements tardifs de la marge glaciaire.

Suite à une étude détaillée de séquences de varves de la région de Smooth Rock Falls, laquelle comprend le district de Cochrane-Timiskaming où Antevs (1925) avait préalablement mené des études, Hughes (1959) propose, de façon provisoire, que la réavancée de Cochrane s'est effectuée sur une distance d'environ 115 km dans le nord de l'Ontario. Suite à ces études, Hugues (1965) subdivise les sédiments recouvrant le till de fond (*basal till*) de la région en deux unités. La première unité est constituée d'un till argileux caillouteux, lequel est identifié comme étant le till d'ablation (*ablation till*). La seconde unité est constituée de sédiments varvés désignés comme étant des sédiments post-Cochrane. Comme le till d'ablation renfermait des particules d'argile similaires aux dépôts post-Cochrane, Antevs (1925) a alors interprété que ce dernier faisait partie des dépôts d'origine glaciolacustre. Terasmae et Hughes (1960) ont également examiné le contenu paléocologique de séquences non-glaciaires enfouies sous des tills le long des rivières Abitibi, Albany et Missinaibi et ont conclu que ces sédiments s'étaient formés au cours d'un intervalle non-glaciaire légèrement plus froid que le climat actuel, fort probablement au cours d'un interstadiaire.

Boissonneau (1966) fut le premier à subdiviser l'épisode Cochrane en deux réavancées majeures pour le secteur à l'ouest de la frontière interprovinciale. L'auteur subdivise ces réavancées à partir des mégaformes de terrains (drumlins, eskers) et des microformes d'érosion (recouvrements de stries), se distinguant en cela de ses prédécesseurs qui basaient leurs interprétations sur la nature des dépôts. Partant de ces observations, Boissonneau (1966) affirme que la phase précoce de la réavancée de Cochrane s'est faite à partir d'un centre de dispersion situé au nord-ouest de Lowther (Ontario), à partir duquel la glace s'est écoulée vers le sud-est jusqu'au sud de Kapuskasing où elle aurait déposé deux petites moraines terminales. Quant à la phase tardive du Cochrane, elle aurait été initiée par un centre de dispersion située au nord-est de Lowther. La glace se serait alors écoulée de façon radiale sur un territoire beaucoup plus vaste. Les limites de la réavancée tardive de Cochrane décrites par Boissonneau (1966) concordent avec les observations de terrain de Hugues (1961). Cette description ne précise pas toutefois les limites atteintes sur le versant québécois.

Skinner (1973), avec ses études stratigraphiques dans le bassin de la rivière Moose, a joué un rôle important dans la compréhension des événements quaternaires de la région. Dans sa synthèse détaillée, il présente un cadre stratigraphique exhaustif à l'intérieur duquel on retrouve quatre grands types de sédiments non-glaciaires anciens d'origine marine (Mer de Bell), fluviatile, palustre (sols et tourbes) et lacustre qu'il regroupe sous la Formation de Missinaibi (fig. 2.1). La Formation de Missinaibi est associée à l'interglaciaire Sangamonien (stade isotopique marin, SIM 5e) sur les bases de son contenu paléocéologique et de sa position stratigraphique. Sous cette séquence interglaciaire, Skinner a identifié et décrit trois unités de tills (till I, II et III) séparés par des horizons de rythmites, de sables et de graviers (intertill I-II et II-III). L'orientation préférentielle de clastes au sein des trois tills suggère un écoulement vers le sud-ouest. Les paléocourants mesurés dans les sédiments intertill indiquent un drainage inverse (vers le nord), suggérant la présence d'une marge glaciaire dans la baie d'Hudson. Cette séquence est associée à l'oscillation de la marge glaciaire dans un bassin lacustre au cours de la glaciation précédente (illinoienne ; SIM 6). Skinner (1973) rapporte également la présence de deux tills au-dessus de la Formation Missinaibi. Le till inférieur, appelé « till d'Adam », est attribué à un écoulement vers le sud-ouest. Cette unité glaciaire est souvent associée au till de Matheson répertorié plus au sud, sur le bouclier (Hughes, 1965). Le till d'Adam est surmonté de sables et de silts stratifiés regroupés sous l'unité des *Friday*

*Creek sediments.* L'unité supérieure est constituée du till de Kipling à la base duquel on note la présence d'un pavage de blocs avec des marques d'érosion indiquant un écoulement vers le sud-ouest. Ce till argileux, mis en place par des crues glaciaires dans le bassin Ojibway, est l'extension septentrionale du till de Cochrane, tel que le suggèrent les reconstitutions de Prest (1970).

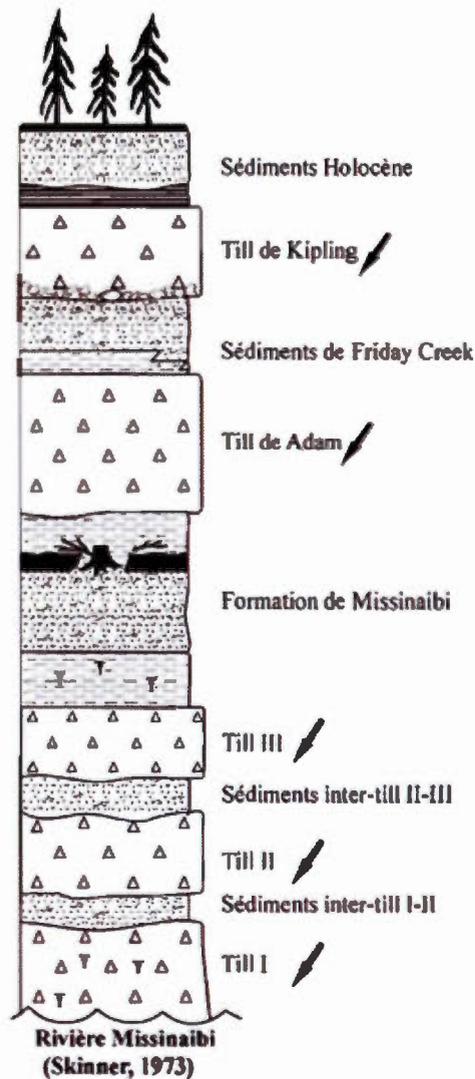


Figure 2.1 Stratigraphie du bassin de la rivière Moose, d'après Skinner (1973), tiré de Roy, 1998.

Hardy (1976) décrit la déglaciation au sud-ouest et à l'ouest de la baie James à partir de l'étude de séquences de varves, de la géomorphologie et des marques d'érosion glaciaire de cette région. Les caractéristiques sédimentologiques des sédiments glaciolacustre, lesquels sont issus du délavage de la matrice du till et mis en place dans les eaux profondes du Lac Ojibway, permettent de distinguer les apports sédimentaires du nord-est (glacier du Nouveau-Québec) provenant d'un till grossier non-calcaire de ceux du nord-ouest (glacier d'Hudson) issus d'un till non-grossier calcaire. Le bassin Ojibway de cette région reposant sur les roches cristallines, l'augmentation des teneurs en carbonates dans la séquence glaciolacustre permet d'établir le rythme de progression et la chronologie relative des avancées glaciaires en provenance du nord-ouest, soit des basses-terres de la baie d'Hudson (fig. 2.2). C'est ainsi qu'Hardy (1977) a reconnu trois reprises d'expansion principales du glacier d'Hudson sur le versant québécois : Cochrane I (plus ancienne), Rupert et Cochrane II. Hardy (1976) soutient toutefois que les données recueillies sur le versant québécois ne permettent pas d'identifier plus d'un till, tant par la stratigraphie que par les caractéristiques sédimentologiques de ces dépôts glaciaires. Il attribue cela au fait que les récurrences ont chevauché le même type de terrain suivant les mêmes conditions de mise en place, ce qui aurait entraîné des dépôts composés de matériel identique. Les enregistrements sédimentaires lacustres de certains secteurs ne portent pas les indices de l'ensemble des avancées, ce qui pourrait être attribuable aux glaces flottées de la dernière phase du Cochrane. Ce phénomène vient complexifier la localisation des expansions maximales et la chronologie des événements de crues. Cependant, Hardy (1976) affirme que chacun de ces trois événements se distinguerait par un système différent de stries, de cannelures et de formes profilées sur le versant québécois des basses-terres de la baie James.

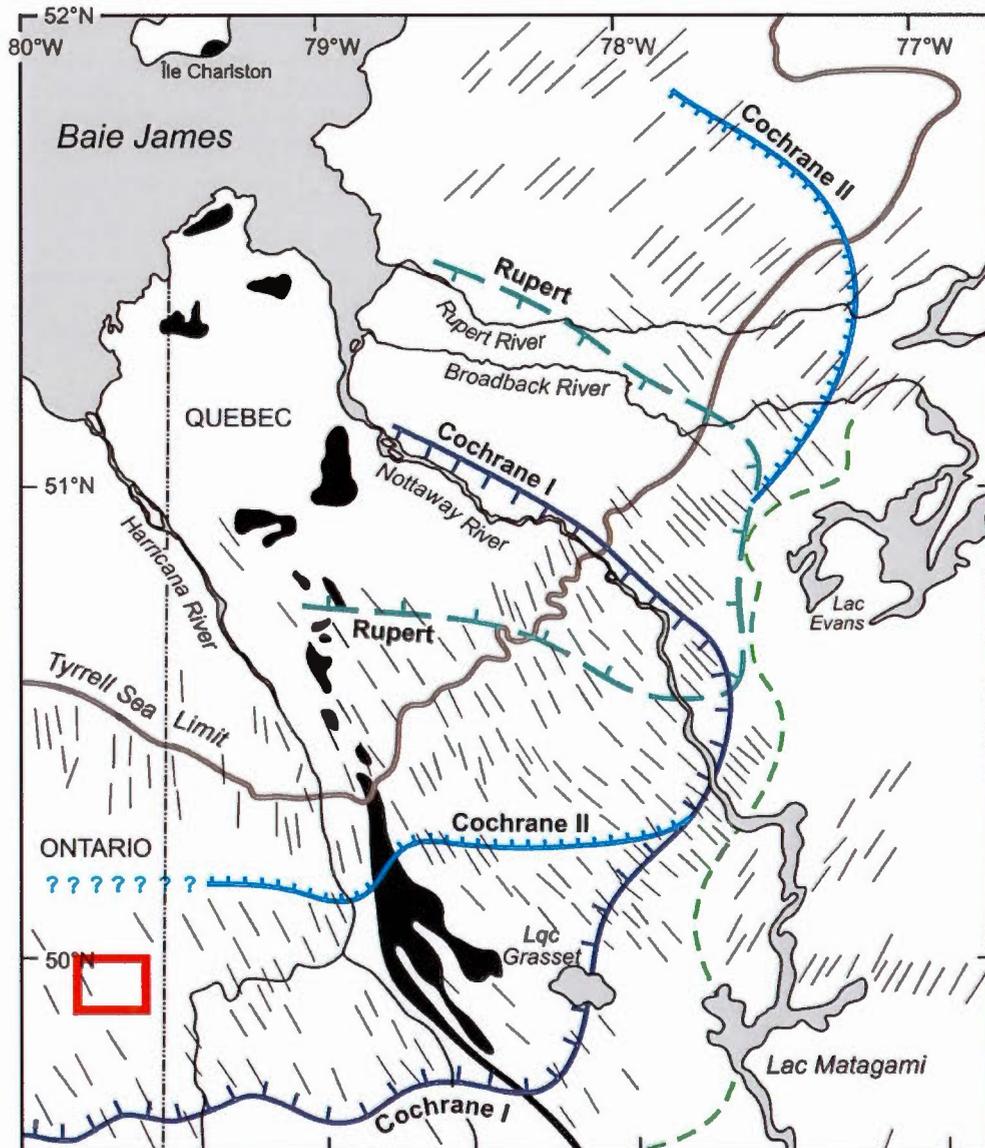


Figure 2.2 Localisation des limites des événements (selon Hardy, 1976) associées aux divers épisodes Cochrane (Cochrane I, Rupert et Cochrane II), modifié de Roy *et al.*, 2011.

Durant les années 1970 à 1980 la CGO, par le billet du *Northern Ontario Engineering* (NOE), a développé un vaste programme de cartographie des dépôts meubles visant à faire l'inventaire des différentes conditions de terrains comme outil d'ingénierie. Ces cartes, très générales fournissent d'avantage des indices quant à la nature et la forme des matériaux plutôt qu'à la genèse de mise en place de ceux-ci (Lee, 1979)

Dionne (1974, 1977), Veillette *et al.* (1991), Veillette et Paradis (1996) ont démontré que la marge distale des crues du Cochrane dans le nord de l'Abitibi est caractérisée par un vèlage intensif produisant une quantité importante d'icebergs et de blocs délestés. Les travaux de Veillette sur la déglaciation du Témiscamingue, de l'Abitibi, de la Jamésie et du centre-nord du Québec (Veillette, 1986, 1988, 1989, 1994, 1996; Veillette et Pomares, 1991; Veillette et McClenaghan, 1996; Veillette *et al.*, 2003) et de la baie James (Veillette, 1995, 1997; Veillette et Roy, 1995) ont grandement contribué au raffinement des connaissances sur l'histoire quaternaire de cette région (voir prochaine section), tant au point de vue de l'englaciation que de la déglaciation et de l'évolution du lac proglaciaire Barlow-Ojibway (Veillette, 1994; Veillette et Paradis, 1996). Enfin, plus récemment, Paulen (2001) a précisé les limites de Cochrane pour la région de Timmins, telle que préalablement cartographiée par Richards (1983 a; b), tout en réalisant une synthèse exhaustive des événements survenus lors de la déglaciation sur le versant ontarien de la ceinture d'argile.

### 2.3 Évolution du secteur nord-est de la calotte Laurentidienne

Veillette (1995, 2004), Veillette *et al.* (1999), Parent et Paradis (1993) et Parent *et al.* (1995, 1996) ont reconstitué une séquence complexe d'écoulements glaciaires pour le dôme du Labrador-Québec de la l'inlandsis Laurentidien en se basant sur le recoupement de marques d'érosion glaciaire, ainsi qu'en utilisant les patrons de dispersion d'erratiques. Le dernier cycle glaciaire aurait débuté par un écoulement vers le nord-ouest en provenance de l'édification du dôme du Labrador-Québec au sud du réservoir Caniapiscou au tout début du Wisconsinien inférieur (Veillette *et al.*, 1999; Dyke *et al.*, 2002; Veillette, 2004). Ce mouvement, qui a d'abord été décrit dans le nord-est de l'Abitibi (Veillette et Pomares, 1991), s'est déroulé sur une grande superficie, laquelle

couvre le nord-ouest du Québec et le nord de l'Ontario. Les marques et formes d'érosion laissées par ce mouvement sont recoupées par celles d'un écoulement vers le sud-ouest, indiquant ainsi un déplacement significatif du centre de dispersion des glaces vers le nord-est, qui était situé à l'origine au nord du réservoir Caniapiscou (Veillette et al., 1999). Cette réorganisation de la calotte glaciaire serait survenue au cours du Wisconsinien moyen à supérieur et cet écoulement vers l'ouest, sud-ouest est reconnu sur tout le territoire de la baie James et est généralement associé au dernier maximum glaciaire (Vincent, 1977; Hardy, 1977; Veillette, 1995).

Malgré l'ampleur de ces mouvements glaciaires, les enregistrements sédimentaires de la portion nord-ouest des basses-terres de la baie James montrent peu d'indices concordant avec les déplacements du centre de dispersion décrit à partir des surfaces érosives, en particulier en ce qui a trait au Wisconsinien inférieur et moyen (McDonald, 1969; Skinner, 1973). Le till au-dessus de la Formation de Missinaibi dans le bassin de la rivière Moose, appelé till d'Adam, montre une direction d'écoulement vers le sud-ouest (Skinner, 1973) (fig. 2.2). Cependant, dans les basses-terres de la baie d'Hudson, de l'Ontario et du Manitoba, on retrouve des traces évidentes de cet écoulement vers le nord-ouest (Thorleifson *et al.*, 1992a; 1992b; Thhorleifson et Kristjansson, 1993; Roy, 1998), bien que la position stratigraphique de ces tills ne semble pas concorder en Ontario. Il faut noter également que les récents travaux de maîtrise de Dubé-Loubert (2009) sur la stratigraphie dans les basses-terres de la baie James au Québec rapportent une séquence d'écoulement glaciaire qui semble appuyer l'hypothèse de mouvements glaciaires sur les roches du bouclier.

Peu de temps avant la déglaciation régionale, soit vers 9,6 ka BP, les écoulements glaciaires du Nord ontarien et de l'Ouest québécois vers le sud-ouest subissent une déflexion abrupte. Une stagnation de la marge glaciaire lors de son retrait graduel aurait mis en place plusieurs moraines dans le nord de l'Ontario, tandis qu'au Québec cette pause aurait permis l'édification de la moraine de Roulhier ainsi que de l'imposant système d'esker de l'Ouest abitibien. Veillette (1988) attribue ces changements prononcés de l'écoulement régional et la stagnation frontale de la marge à l'amincissement de la glace qui amorce un retrait vers le nord-ouest en Ontario et vers le nord-est au Québec (fig. 2.3). Ce mode de retrait provoque une scission qui est aujourd'hui marquée par la moraine interlobaire d'Harricana. À partir de ce moment, les écoulements glaciaires

convergent vers le sud-est, à l'ouest de la moraine d'Harricana, et vers le sud-ouest en Abitibi. L'écoulement glaciaire régional (SO) est donc défléchi vers la moraine, soit vers le sud-sud-est en Ontario et vers l'ouest au Québec. En Ontario, cette réorganisation de l'écoulement provoque le transport des roches paléozoïques carbonatées des basses-terres de la baie James, ce qui permet de différencier la lithologie du till de Matheson au sud de la baie James (Richards, 1983b). Éventuellement, la progression de la fonte du dôme du Labrador-Québec lors de la déglaciation provoque l'isolation de deux dômes résiduels : le dôme du Nouveau-Québec avec écoulement radial à partir de l'est de la baie James et le dôme d'Hudson centré aux environs de la côte sud-ouest de la mer d'Hudson. L'ouverture de type « fermeture éclair » a permis l'expansion du lac glaciaire Barlow-Ojibway vers le nord-ouest. Cette incursion lacustre s'est accompagnée d'un vêlage intensif des glaces, ce qui accentua le retrait du glacier du Labrador-Québec vers le nord-est (Veillette, 1994).

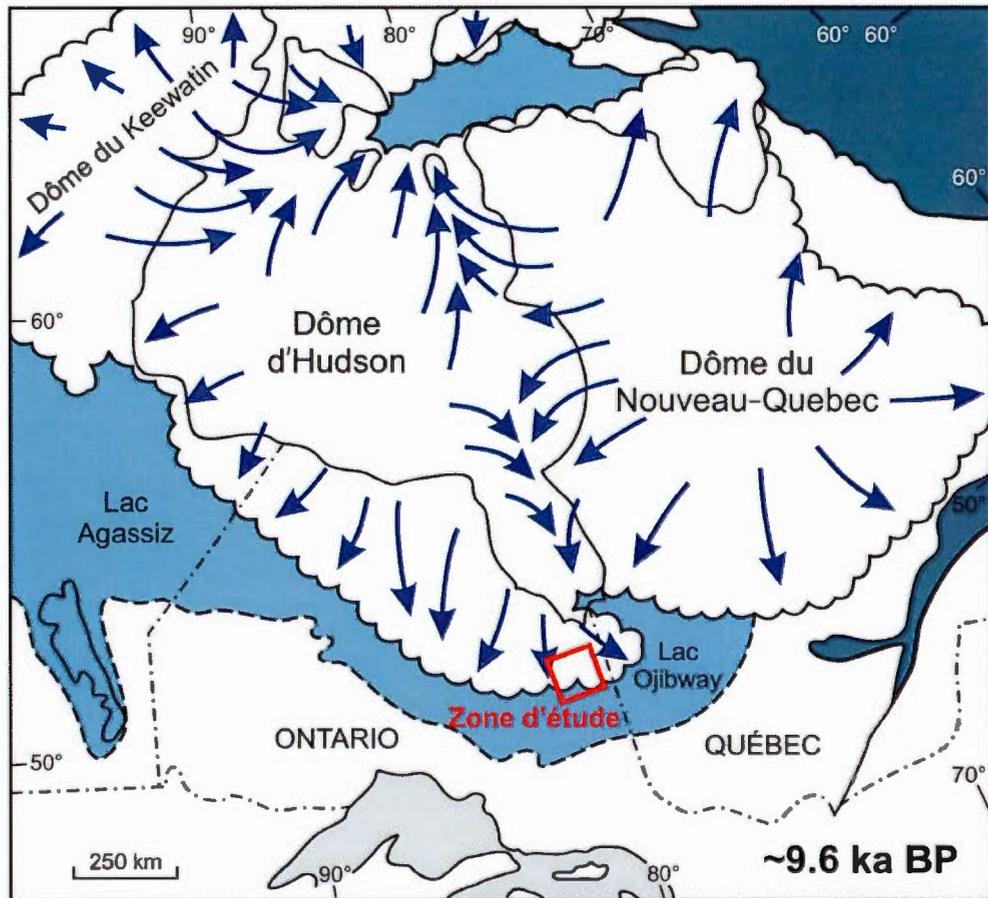


Figure 2.3 Localisation approximative de la marge glaciaire lors de la scission des dômes du Nouveau Québec et d'Hudson permettant le réentrant nord du Lac Ojibway, modifié de Dyke et Prest (1987).

La présence du Lac Ojibway à partir de 9,6 ka BP semble avoir créé une dynamique glaciaire active au cours de la déglaciation. Peu avant 8,5 ka deux courants de glace, l'un situé à l'ouest de la crête de Sutton dans les basses-terres de la baie d'Hudson (Thorliefson et Kristjansson, 1993) et l'autre à l'est de la baie James (Hardy, 1976; Veillette, 1997), causent une accélération des écoulements vers le sud-sud-est, en provenance du dôme d'Hudson. L'amincissement des glaces qui en résulte engendre une séparation, puis une déviation du courant de glace ontarien au contact de la crête de Sutton. Veillette (1997) suggère que les émissaires provenant du courant de glace de la baie James, sous l'influence de la topographie, auraient pénétré dans les vallées des rivières Albany et Moose vers le sud-ouest, pour atteindre l'ouest du Lac Ojibway. Faute

de preuve de l'existence d'un front de vêlage comparable à celui de la région de Matagami, Veillette (1997) établit que le début du courant de glace de la baie James est antérieur aux épisodes du Cochrane et qu'il a eu lieu avant que la moraine d'Harricana forme sont rentrant nord. La partie distale du courant de glace dans le Lac Ojibway, qui atteignait alors 100 à 120 m de profondeur, est marquée par la présence de nombreux blocs échoués sur les collines s'élevant au-dessus de la plaine lacustre. Les blocs provenant de la plate-forme d'Hudson ne sont observables que sous le niveau de 350 m, ce qui permet à Veillette (1994) de déterminer un niveau régional maximal de 462 m pour le Lac Ojibway, avant les réavancées de Cochrane.

Dyke (2004) propose que le drainage du Lac Ojibway se soit effectué vers 7,6 ka BP (Barber *et al.* 1999) en basant ses calculs sur les sédiments lacustres du Lac Barlow-Ojibway, constitué de 2110 varves connues dont l'âge de la varve 1 du lac Barlow est évalué à 9,6 ka BP. Le Lac Ojibway aurait donc pénétré loin vers le nord, à l'est de la baie James, jusque dans le sud-est de la baie d'Hudson (Hardy, 1982), peu de temps avant sa vidange dans la mer de Tyrrell. Cette position concorderait avec l'édification de la moraine de Sakami.

La régression vers le nord des marges des dômes d'Hudson et du Nouveau-Québec a été accompagnée par la progression des crues du Cochrane I vers le sud-est, au sein du Lac Ojibway vers 8 ka BP; la marge distale de cette réavancée étant marquée par la moraine de Pinard. Puis, vers 7,6 ka BP, une seconde progression rapide de langues glaciaires s'est de nouveau produite au sein du Lac Ojibway en laissant des marges peu définies.

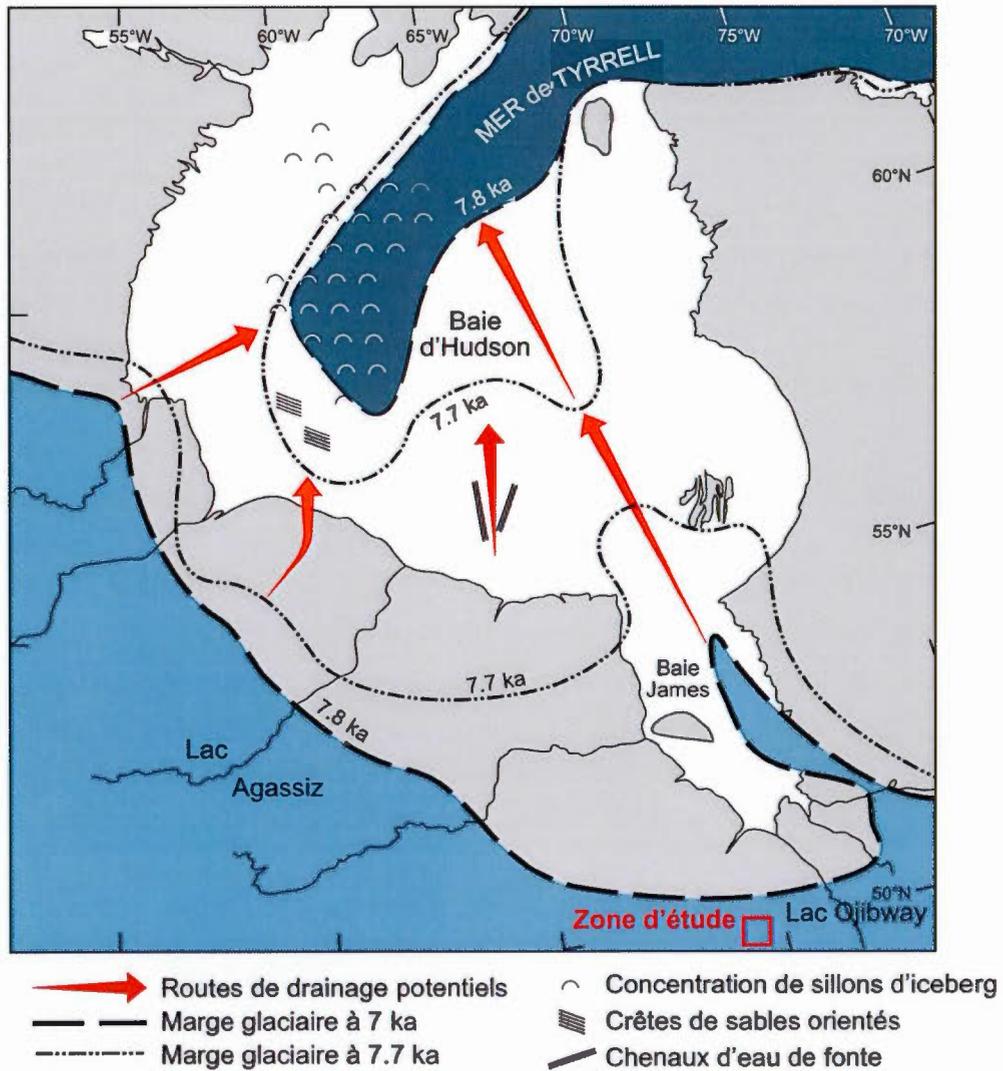


Figure 2.4 Régression des marges glaciaires menant au drainage du Lac Ojibway dans la baie d'Hudson via des routes potentielles. Modifié de Clark *et al.* 2004.

Le drainage serait responsable d'un refroidissement climatique important aux environs de 8,2 ka BP (Barber *et al.*, 1999). De récentes études indiquent que le drainage de ce lac s'est probablement effectué de façon sous-glaciaire (Clarke *et al.*, 2004; Lajeunesse et St-Onge, 2008) (Fig.2,5). Il y aurait également eu des épisodes de drainage sous-glaciaire éphémères entre les eaux marines de la mer de Tyrrell et celles du Lac Ojibway peu de temps avant le drainage final (Roy *et al.*, 2011). Cette étude suggère également que les réavancées de Cochrane auraient pu jouer un rôle important dans ces épisodes de drainage et dans le drainage final.

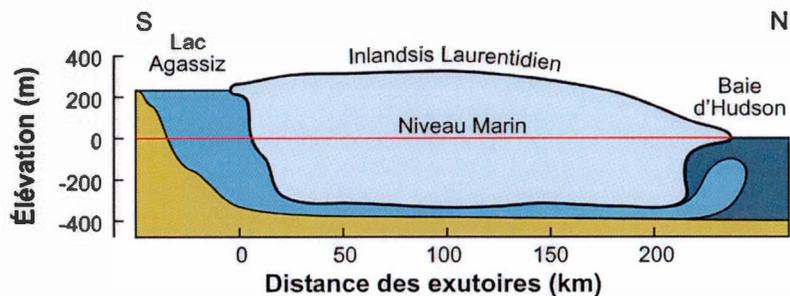


Figure 2.5 Drainage sous-glaciaire du Lac Ojibway via les routes potentielles. Modifié de Clark *et al.*, 2003.

#### 2.4 Les réavancées tardives en Ontario et au Québec

En absence de contraintes chronologiques, la relation entre la phase précoce des crues du Cochrane survenue au Québec vers 8,2 ka BP (Prest, 1970) et de celle qui s'est produite dans la portion ontarienne est difficile à établir. De plus, ces événements que certains auteurs semblent vouloir corréliser (Boissonneau, 1966; Hardy, 1977; Vincent, 1973), ne semblent pas avoir été de la même envergure. Ainsi, la présence de deux petites moraines terminales, formées par des avancées vers le sud-sud-est, au sud de Kapuskasing, confère à cette crue un aspect très local et limité au nord-est de l'Ontario. Tandis que les indices de terrain relevés par Hardy (1977) au Québec indiquent que les glaces Cochrane I se sont écoulées vers l'est-sud-est sur un imposant territoire (fig. 2.2).

La seconde récurrence, soit la réavancée de Rupert (Hardy, 1976), semble se limiter au versant québécois où le mouvement vers l'est se retrouve sur une étroite bande de terrain situé au nord du territoire couvert par la crue précédente. Cette réavancée implique une progression rectiligne de la marge du glacier d'Hudson sur des distances de 120 à 150 km.

La troisième récurrence, celle du Cochrane II, définie par Hardy (1977) sur la base de l'étude de séquences varvaires, correspond certainement à la dernière récurrence du même nom sur le versant ontarien. Toutes deux auraient chevauché le même territoire que les deux réavancées précédentes en s'écoulant grossièrement vers le sud-est. Boissonneau (1966) suggère que la seconde phase des crues du Cochrane, laquelle a affecté le versant

ontarien, s'est produite peu de temps après la première. Ce dernier (Boissonneau, 1966) a cartographié quelques rares moraines terminales représentant les limites approximatives de cette seconde phase. De plus, l'auteur révèle la présence de formes drumlinisées près de la limite extensive, ainsi que des plages, des cordons littoraux et des zones de dépôts délavés, ce qui est en accord avec le modèle de glace flottée avancé par plusieurs auteurs (Hardy, 1976,1977; Veillette, 1994; Paulen et McClenaghan, 1997; Paulen, 2001).

En effet, l'étude de la distribution des marques d'écoulements et des caractéristiques de matériaux, associés au Cochrane II par Hardy (1977), indique que cette glace, du moins sur le versant québécois de la baie James, n'était pas fermement appuyée au sol. Ainsi, aux endroits où la surface du terrain descend sous le profil inférieur théorique de la glace, les marques d'érosion glaciaire seraient absentes, ou peu prononcées, et le till y deviendrait lâche et localement interstratifié avec des argiles varvées. À l'inverse, aux endroits où la glace était appuyée au substrat des terrains élevés, les formes profilées se seraient bien développées et le till serait plus compact. Cette interprétation pourrait aussi être valide pour certains secteurs du versant ontarien de la baie James où des formes plus anciennes, dont des eskers, ont été à peine retouchées par le passage des glaces bien en amont de la limite de la réavancée de Cochrane II (Paulen, 2001). Certains auteurs (Richards, 1983a, 1983b; Paulen, 2001) reconnaissent plusieurs similitudes entre le mode de progression des glaces durant les événements du Cochrane I et du Rupert et celui du Cochrane II. Selon eux, il apparaît vraisemblable qu'il s'agissait aussi, pour les secteurs à proximité de limites extensives principalement, de plates-formes de glaces localement échouées.

En ce qui a trait aux dépôts associés à ces réavancées, Skinner (1973) fait le rapprochement entre les sédiments de Friday Creek sous-jacents au till de Kipling et les sédiments Ojibway qu'on retrouve généralement ailleurs sous le till de Cochrane. Skinner (1973) s'appuie sur des similitudes sédimentologiques et la position stratigraphique relative de ces unités au sein du bassin de la rivière Moose. Le till de Kipling y apparaît donc l'équivalent du till de Cochrane.

## CHAPITRE III

### METHODOLOGIE

Plusieurs techniques et méthodes d'étude ont été mises à profit au cours de la réalisation des travaux de cartographie des dépôts meubles. Les diverses approches cartographiques et analytiques utilisées sont ici présentées.

#### 3.1 Travaux de photo-interprétation

Les travaux de stéréoscopie ont été réalisés à partir de photographies aériennes à l'échelle 1:20 000, prises entre 1986 et 1994 pour le Ministère des Richesses Naturelles (MRN) de l'Ontario, et d'autres à l'échelle 1:50 000, prises en 1970 pour le Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada. (MRNC). Près de 200 photos, à l'échelle 1:20 000, ont été nécessaires pour couvrir la totalité du territoire compris dans les limites de la carte 42H16.

Avant de débiter la photo-interprétation, plusieurs étapes préparatoires furent réalisées. Dans un premier temps, des cadres délimitant les zones excédentaires apparaissant sur les photos avoisinantes ont été tracés directement sur les photographies aériennes afin d'optimiser le temps d'analyse sur chaque photo. Ensuite, les divers points de contrôle et les autres observations prélevées lors des campagnes de terrain ont été ajoutés aux photos. Dans un second temps, nous avons procédé à la création d'une mosaïque illustrant les limites de la couverture de chacune des photos sur une carte papier à l'échelle 1:50 000.

Par la suite, une carte de travail fut réalisée. Cette carte regroupait les principaux éléments cartographiques et topographiques, connus à partir de la base nationale de données topographiques (BNDT) du Canada, auxquels nous avons superposé un modèle

numérique de terrain (MNT). Un éclairage (*shading*) approprié fut appliqué afin de faire ressortir certains éléments morphologiques du territoire à l'aide du logiciel ArcGIS®.

La légende des unités cartographiques est basée sur celle établie par la CGC pour la carte de la géologie des formations superficielles de Villebois en Abitibi, Québec (Veillette et Thibaudeau, 2010). L'interprétation s'est effectuée directement sur 95 photos, constituant les stéréopairs (i.e., les couplets de photographies permettant une vision stéréoscopique). Les unités les plus extensives, telles que les tourbières et le réseau hydrographique, ont d'abord été tracées. L'identification des autres ensembles lithostratigraphiques, celle notamment des unités glaciaires et fluvio-glaciaires et de leurs différents faciès, a eu lieu ensuite. Finalement, nous avons procédé à l'identification des expressions géomorphologiques et de certains phénomènes ponctuels.

Afin de circonscrire certains phénomènes ou ensembles sédimentaires, divers outils ou indices de terrain ont été mis à contribution. Les plus fréquemment utilisés sont : les cartes géologiques montrant les intrusions (Stott, 2008), les MNT jumelés à diverses sources d'éclairage, puis la qualité du drainage et la nature des sols en fonction du type de végétation qui les recouvre.

### 3.1.1 Système d'information géographique

Les traitements de cartographie numérique des photos aériennes, comprenant la géoréférence, l'orthorectification, l'édition des polygones et des polylignes, ont été réalisés au Laboratoire de Cartographie numérique et Photogrammétrie (LCNP) de la Commission géologique du Canada (CGC) à Québec.

Des données satellitaires provenant du *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) ont été utilisées afin de pouvoir déceler les formes de terrain reliques. En illuminant le modèle d'élévation numérique à l'aide de divers angles et orientations d'éclairages, il a été possible de faire ressortir une morphologie associée à des écoulements glaciaires anciens.

### 3.2 Travaux de terrain

Des travaux de terrain, répartis sur plus de 60 jours, ont été réalisés durant les étés 2007 et 2008. Ces séjours ont permis d'observer directement les différents ensembles morpho-sédimentaires, de valider certaines interprétations déduites des photographies aériennes, en plus de recueillir des informations additionnelles. Ces observations ont permis d'établir une clé d'interprétation afin d'associer par photo-interprétation les divers types de sédiments aux unités cartographiques établies.

Plus de 300 échantillons de différents types ont été recueillis. Les échantillons de till ont été prélevés à l'aide de pelles et de pics, tandis que les faciès plus fins, tels que les sédiments glaciolacustre et parfois même le till de Cochrane, ont été recueillis à l'aide d'une sonde de type Oakfield<sup>®</sup>. Cet appareil permet de recueillir des échantillons non déformés au sein de sédiments fins contenant peu de clastes. Des granulats ont aussi été récoltés à la surface du sol où les dépôts de surfaces ont été délavés par les eaux de ruissellement et dépourvus de leurs fractions fines. De plus, diverses unités ont été échantillonnées pour des études spécifiques par luminescence optique ainsi qu'au microscope électronique à balayage optique (MEB).

#### 3.2.1 Échantillonnage des tills et des autres sédiments

Des échantillons d'environ 5 kg ont été prélevés à un minimum de 30 cm sous la surface affectée par le développement du sol (horizon C). Plusieurs informations relatives à l'échantillon ont été recueillies directement sur le terrain, dont la profondeur sous la surface, l'épaisseur totale de l'unité, l'estimation du pourcentage de clastes et de la matrice, la couleur selon la charte Munsell, la réaction au HCl, la texture, la taille granulométrique approximative des principaux éléments figurés, l'orientation préférentielle des clastes et la mesure des paléocourants. De plus, certaines informations liées à l'environnement de l'échantillon ont été notées, notamment la localisation géographique, l'environnement géologique, la position stratigraphique relative, les types de contact entre les unités et d'autres observations de cette nature.

Suivant le protocole établi par le personnel de recherche du laboratoire LUX de l'UQAM, les sédiments soumis aux études en luminescence optique ont été recueillis à l'aide de tubes de polychlorure de vinyle (PVC). Ces tubes opaques ont servi de contenant pour l'échantillon principal. Les tubes de cuivre ont été utilisés, quant à eux, pour échantillonner le matériel servant aux autres analyses (teneur et saturation en eau, analyse de certains éléments radioactifs, etc.).

### 3.3 Mesures de terrain : écoulements glaciaires, fabrique de till et paléocourants

Plus de 150 mesures de terrain ont été recueillies. La direction des différents écoulements glaciaires a été obtenue par la mesure de différentes marques d'érosion (stries), à l'aide d'une boussole. Ces marques d'érosion consistaient essentiellement en des stries, des queues de rats, des cannelures, des trains de broutures, des troncatures et des formes fuselées. La plupart des traces associées aux écoulements anciens ont été observées sur des faces protégées, situées à l'aval des écoulements récents.

Une fabrique de till a été effectuée sur une unité glaciaire dans le but de déterminer la direction d'écoulement et la dynamique de la mise en place du till. Pour ce faire, nous avons mesuré la direction et le plongement de 40 clastes prélevés au sein d'un 1 m<sup>3</sup> de matériel. Le critère de sélection des clastes était le suivant : l'axe long (axe *a*) était au moins une fois et demie plus long que la largeur (axe *b*), lequel était au maximum une fois et une demie plus grande que l'épaisseur (axe *c*). Pour chacun des clastes, nous avons relevé la direction et le pendage de l'axe le plus long (axe *a*) et de l'axe médian (axe *b*). La résultante de ces deux axes a permis d'identifier l'axe de coupe (axe *c*). À partir de ces données, il a été possible d'obtenir une composante spatiale tridimensionnelle. Ces valeurs illustrées sur une projection stéréographique et traitée statistiquement ont permis de calculer le vecteur moyen ( $V_1$ ) montrant la direction du maximum de regroupement (eigenvecteur) ainsi que l'intensité du regroupement ( $\lambda_1$ ) autour du vecteur moyen (eigenvalue). À partir du comportement des plans (*a-b*) et des axes *a*, il a été possible d'interpréter de façon théorique la dynamique de la glace lors de la mise en place du dépôt.

La direction des paléocourants a été mesurée à partir de rides de courants ou d'autres figures sédimentaires présentes à l'intérieur des dépôts fluviaux et fluvioglaciaires. En relevant à la boussole plusieurs figures sédimentaires, nous avons pu déduire la direction générale du drainage.

### 3.4 Analyses en laboratoire

#### 3.4.1 Analyses granulométriques

Des analyses granulométriques ont été effectuées sur la fraction inférieure à 2 mm de la matrice des unités glaciaires et fluvio-glaciaires, à l'aide d'un granulomètre laser de type Camsizer & Lecotrac LT100 du laboratoire de sédimentologie de la Commission géologique du Canada à Québec. Les résultats des 24 échantillons ont été analysés et regroupés autour de trois (3) classes granulométriques : les sables (< 2 mm à 63  $\mu\text{m}$ ), les silts (< 63  $\mu\text{m}$  à 4  $\mu\text{m}$ ) et les argiles (< 4  $\mu\text{m}$ ). En raison de la diversité des types de dépôts dans lesquels les échantillons ont été prélevés, les matériaux ont été appelés « sédiments » afin de ne pas faire allusion à un mode de mise en place distinct pour l'ensemble des échantillons. Dans le but de mieux comparer les échantillons et d'en faire ressortir les traits communs, les résultats d'analyse ont été regroupés en fonction des deux principaux événements responsables de la mise en place des dépôts meubles régionaux, soit le till de Matheson et le till de Cochrane. De plus, la mise en place de certains échantillons ne pouvant être rattachée directement à ces deux grands groupes (i.e., tills de Matheson et de Cochrane), les résultats d'analyses des autres échantillons seront présentés dans la figure de façon distincte.

#### 3.4.2 Analyses lithologiques

La lithologie des clastes a été analysée sur 22 échantillons de till recueillis dans la zone d'étude du 42H/16 (SNRC). Ces analyses reposent sur l'identification d'un maximum de 300 clastes compris dans la fraction granulométrique allant de 4 à 25 mm. Elles ont été traitées par le laboratoire Consorminex Inc. En raison de la diversité des types de dépôts dans lesquels les échantillons ont été prélevés, les matériaux ont été

appelés « sédiments » afin de ne pas faire allusion à un mode de mise en place distinct pour l'ensemble des échantillons. Les résultats ont été regroupés sous huit ensembles lithologiques en fonction de leur nature et de leur âge;

1. Granites, Granitoïdes, Gneiss (Archéen);
2. Calcaires, Dolomites (Paléozoïque);
3. Gabbros, Ultramafites (Archéen);
4. Volcanites, Amphibolites (Archéen);
5. Grès, Quartzites (Protérozoïque);
6. Grauwackes (Protérozoïque);
7. Grès (Protérozoïque);
8. Autres (Protérozoïque);

Un traitement statistique, visant à exprimer en pourcentage la proportion de chacune des classes présentes au sein des échantillons, a été effectué. La lithologie des clastes au sein des sédiments glaciaires a fourni des informations à propos de la source rocheuse et, par conséquent, sur la trajectoire des écoulements glaciaires des dépôts étudiés. Comme la comparaison de la distribution lithologique des unités glaciaires de différencier certaines unités et de faire des corrélations, nous avons regroupé les analyses, dans la présentation des résultats, en fonction événement géologique auxquels ils appartiennent (avancée du Matheson vs celle du Cochrane).

### 3.4.3 Analyses calcimétriques

Les analyses visant à déterminer d'une part le ratio Calcite/Dolomite et d'autre part le pourcentage total de carbonates par échantillon ont été menées sur 14 échantillons, tous extraits dans la zone d'étude du 42H/16 (SNRC). Ces analyses ont été effectuées dans les laboratoires de la Commission géologique du Canada à l'aide d'un appareil de type *CM 5014 Coulometer/ Acid Evolution*. Elles ont permis de quantifier les proportions de débris de roches protérozoïques à l'intérieur de la matrice des dépôts étudiés. Les teneurs en carbonates des divers échantillons dépendent de plusieurs facteurs, mais elles reflètent principalement de la provenance de l'unité sédimentaire et de l'incorporation des matériaux lors de la progression de la glace. Les teneurs en carbonates sont donc présentées sous forme de pourcentage, ainsi que par un rapport Calcite/Dolomite qui permet d'exprimer la complexité des facteurs influençant les valeurs obtenues.

#### 3.4.4 Analyse par luminescence optique stimulé

Quatre échantillons ont été analysés par la méthode de datation par luminescence optique stimulée (*Optically stimulated luminescence ; OSL*). Les échantillons choisis proviennent de différents environnements sédimentaires dont les dépôts sont principalement constitués de sables. Les analyses ont été faites au laboratoire LUX du département des sciences de la Terre et de l'atmosphère de l'UQAM.

Les échantillons contenus dans les tubes en PVC ont été vidés et tamisés dans une chambre noire où la fraction 150-250  $\mu\text{m}$  des sables a été isolée. Un seul échantillon pluriminéral a été analysé tel quel. Quant aux autres échantillons, le matériel recueilli suite au tamisage a été traité au HCl (10%) afin d'éliminer les minéraux carbonatés. Ensuite, les feldspaths potassiques (K) ont été séparés des autres minéraux à l'aide d'une liqueur dense (polytungstate de sodium) ajustée à une densité de 2,58. Une douzaine de grains par échantillon ont été sélectionnés aux binoculaires, puis collés avec une pellicule de silicone en monocouche sur des disques en aluminium. Finalement, ces aliquotes ont été lues sur un appareil de luminescence de type Risø<sup>®</sup> (modèle DA-20). La stimulation de lumière de cet appareil se situe dans la bande spectrale de l'infrarouge et l'émission mesurée, dans le bleu-violet. Les détails concernant la méthodologie et les résultats sont présentés au chapitre suivant.

#### 3.4.5 Analyse au MEB

Dans le cadre des analyses au microscope électronique à balayage optique (MEB), nous avons analysé une cinquantaine de grains provenant de quatre échantillons différents. Le matériel de deux de ces échantillons provient de la fraction « lourde » de la séparation densimétrique faite au cours des manipulations en OSL. Les analyses au MEB ont porté sur des grains de quartz, dont la densité moyenne est de 2,65. Ils ont été choisis pour leur abondance, mais surtout pour la capacité qu'ont leurs surfaces à préserver les traces associées aux transports et aux environnements sédimentaires dans lesquels ils ont progressé. L'imagerie haute résolution a été réalisée au département des sciences de la Terre de l'Université du Québec à Montréal avec un appareil de type Hitachi S-4300SE/N (VP-SEM). À partir de ces images, une étude de détail a été faite sur les grains afin de

déterminer le type de transport responsable de leurs caractères morphologiques et de relever le caractère morphoscopique présent à la surface des grains. Les détails des méthodes utilisées et des traitements statistiques des résultats sont présentés au Chapitre IV.

## CHAPITRE IV

### FORMATIONS DE SURFACES ET LITHOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS QUATERNAIRES

#### 4.1 Description de la carte des dépôts meubles

Les travaux de photo-interprétation ont mené à la réalisation d'une carte synthétisant la distribution des principales unités de surfaces et ensembles géomorphologiques présents sur le territoire d'étude. La légende utilisée pour l'interprétation photographies aériennes et des dépôts meubles observés directement sur le terrain, s'inspire de la légende unifiée de la CGC. Celle-ci a d'ailleurs été utilisée pour la compilation cartographique des dépôts meubles dans la région de l'Abitibi (Paradis *et al.* 2010; Veillette *et al.* 2010; Veillette et Thibaudeau, 2010). Cette légende a cependant fait l'objet d'ajouts prenant formes de sous-unités qui tiennent compte des différents faciès rencontrés dans la région d'étude.

La carte (en pochette) illustre une morphologie typique des régions affectées par les récurrences glaciaires du Cochrane au sein du bassin Ojibway. L'aspect le plus marquant est relié aux nombreuses formes fuselées de la portion est de la carte qui confère au terrain une allure rainurée suivant l'axe nord-nord-ouest/sud-sud-est, avec une légère déflexion vers l'est-sud-est dans la portion sud de la zone d'étude. Dans la portion ouest de la carte, ces formes fuselées se font plus discrètes au profit des grandes étendues de tourbières qui dominent ce secteur. Cette morphologie régionale typique dicte le drainage et la mise en place des dépôts alluviaux modernes et des dépôts organiques. Un imposant système fluvio-glaciaire traverse la région en son centre du nord au sud. Ce dernier comprend plusieurs ramifications qui semblent parfois former des deltas d'esker ou de petites plaines d'épandage fluvio-glaciaire ponctuées de kettles. Adossé sur le flanc ouest de cet axe fluvio-glaciaire se trouve un champ de dune. Le même phénomène semble s'être répété dans une zone beaucoup plus vaste située à l'extrême ouest de la carte. À cet

endroit cependant, les dunes se sont formées à la surface d'une méga-forme de terrain qui forme un arc de cercle associé à la position frontale de la marge glaciaire. Cette forme morainique marque une pause ou une position maximale avant le retrait glaciaire final. En aval de cette forme morainique, on trouve une concentration importante de sillons d'icebergs qui marque probablement un vêlage intensif lors de la décrépitude de la marge. Des concentrations d'anneaux forestiers, de petites tailles pour la plupart, sont situées essentiellement dans la portion sud de la carte.

## 4.2 Lithostratigraphie

Les descriptions lithostratigraphiques de cette section viennent compléter celles présentées dans la légende de la carte des dépôts de surface. Cette section comprend aussi les résultats d'analyses (granulométrie, lithologie, calcimétrie) pour chacun des ensembles lithostratigraphiques échantillonnés. Il est à noter que certaines de ces unités se retrouvent en sous-surface uniquement et n'apparaissent donc pas sur la carte des dépôts de surface. Cependant, puisqu'ils constituent un élément important dans la morphologie régionale ils ont été intégrés dans cette section.

### 4.2.1 Roc (R)

En raison d'une morphologie légèrement ondulée et de faible amplitude, seuls quelques affleurements rocheux percent çà et là la couverture de dépôts meubles, notamment dans la portion NE de la carte. De plus, quelques affleurements isolés ont aussi été cartographiés et symbolisés par un X ou encore par un  $\Delta$  dans le cas où leur présence est incertaine. Le socle, de nature Précambrienne, est composé essentiellement de granodiorites, de granites et de tonalites, lesquels sont recoupés par de nombreuses intrusions mafiques.

#### 4.2.2 Till de Matheson

Le till de Matheson représente l'une des plus anciennes unités glaciaires «de surface» dans la portion nord de la ceinture d'argile (*Clay Belt*). Par conséquent, la présence en surface de cette unité est limitée par la vaste couverture des dépôts de déglaciation (e.g., till de Cochrane). Même si cette unité ne figure pas dans la légende des formations superficielles, le till de Matheson constitue l'unité lithostratigraphique se retrouvant à la base de la séquence quaternaire dans la région d'étude. Cette unité, qui est indispensable à la compréhension de la dynamique glaciaire du secteur d'étude, est fréquemment observée en coupe et de nombreuses analyses ont été réalisées sur plusieurs échantillons provenant de divers faciès. La mise en place du till de Matheson résulte de deux mouvements glaciaires majeurs s'écoulant d'abord vers le sud-ouest et ensuite vers le sud-est (Veillette, 1989 ; Veillette *et al.* 2006). Parce que le till de Matheson constitue le principal médium de transport glaciaire, sa caractérisation est fondamentale pour l'exploration minérale basée sur la prospection glacio-sédimentaires. De récentes campagnes de forage dans la zone transfrontalière (région de Low Bush, Ontario) ont permis de documenter l'étendue, la composition et le mode de mise en place de cette unité (Gao and Day, 2008 ; Day and Kodors, 2009).

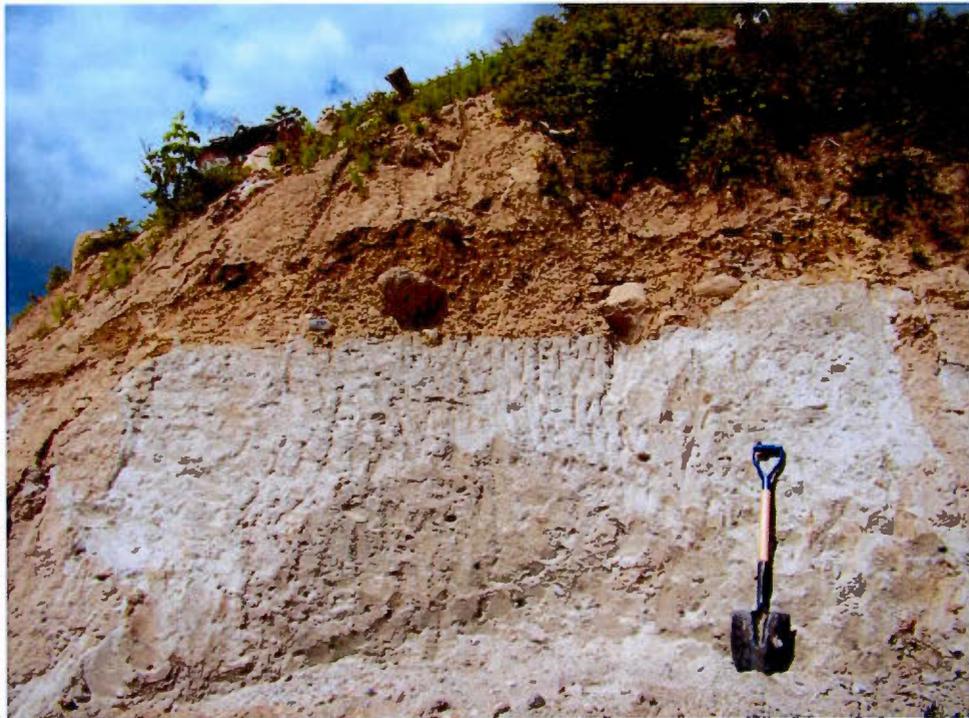


Figure 4.1 Till de Matheson reposant sous le till de Cochrane. À noter, la couleur grise et le caractère sableux du Till de Matheson. Tiré de Gao et Day, 2008.

#### 4.2.2.1 Composition granulométrique des dépôts associés au till de Matheson

Hughes (1965) décrit le till de Matheson comme étant un diamicton sablo-silteux renfermant des concentrations moyennes de clastes de près de 15 %. Paulen (2001) rapporte des valeurs similaires, à savoir une composition moyenne de 56 % de sable, 34 % de silt, 5 % d'argile et de 10 à 35 % de clastes. Des analyses granulométriques ont été réalisées sur 6 échantillons dont le contexte stratigraphique ou géologique suggère qu'ils appartiennent au Till de Matheson (fig. 4.2).

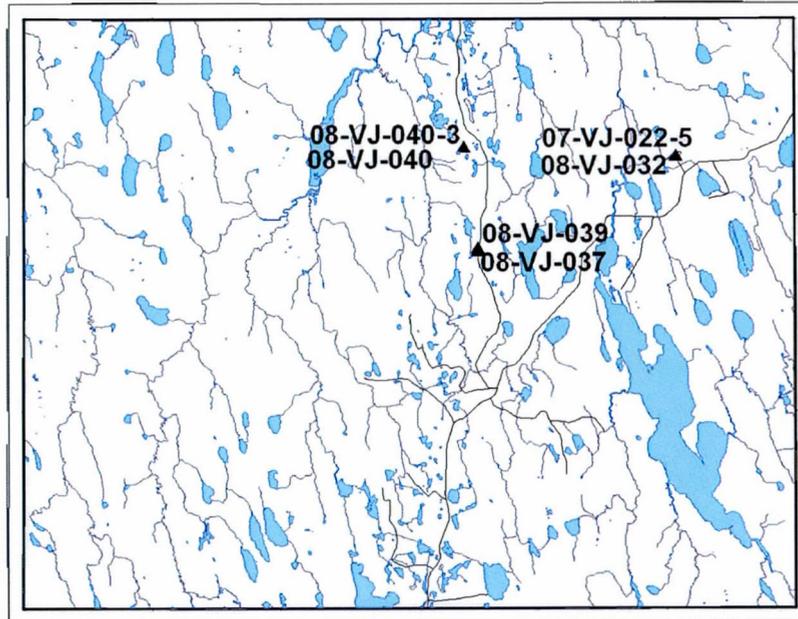


Figure 4.2 Localisation des échantillons de dépôts associés à la mise en place du Till de Matheson et ayant fait l'objet d'analyses granulométriques.

L'échantillon **08-VJ-032** a été prélevé au même site que l'échantillon précédent (07-VJ-022-5), mais à 5,5 m sous la surface (fig. 4.2). Ce diamicton glaciaire possède une composition granulométrique typique (i.e. hétérogène) constituée de 70 % de sable, 17 % de silt, 13 % d'argile et 39,75 % de clastes (fig. 4.3). Ces valeurs se rapprochent des caractéristiques régionales du till de Matheson (Paulen, 2001 et Hughes, 1965), bien que la teneur légèrement plus élevée en sable reflète fort probablement l'incorporation des sables sous-jacents (échantillons 07-VJ-022-5).

L'échantillon **08-VJ-037** provient d'un banc d'emprunt situé sur le flanc ouest de l'esker principal (fig. 4.2). Prélevé à 2,75 m de la surface, sous deux séquences varvées entrecoupés de matériaux associé à une récurrence glaciaire (till de Cochrane), cet échantillon est composé de 74 % de sable, 25 % de silt et 0,5 % d'argile (fig. 4.3). Sa position stratigraphique l'associe au Till de Matheson, bien que sa teneur en sable est encore une fois légèrement plus élevée que la moyenne régionale.

L'échantillon **08-VJ-039** provient du même secteur que l'échantillon précédent (08-VJ-037), mais sa position stratigraphique diffère (fig. 4.2). Les sédiments (till) prélevés sont recouverts par une couche de till de Cochrane qui elle est reposés sous des sables fluvio-glaciaires. La composition très sableuse de cet échantillon témoigne encore une fois du caractère sableux des dépôts reliés à la mise en place du Till de Matheson (80 % de sable, 18 % de silt et 2 % d'argile) (fig. 4.3).

Les échantillons **08-VJ-40** et **08-VJ-40-3** proviennent également d'un banc d'emprunt situé sur le flanc ouest de l'esker principal (fig. 4.2). Ces diamictons typiques du Matheson ont été prélevés directement sous les sédiments de Cochrane. Les résultats d'analyses indiquent des compositions typiques pour le Till de Matheson, correspondant à 40 % de sable, 45% de silt et 14% d'argile pour l'échantillon 08-VJ-40 et à 38 % de sable, 62 % de silt et 0 % d'argile pour l'échantillon 08-VJ-40-3. Ces deux échantillons comportent environ 1,5 % de clastes (fig. 4.3). La différence compositionnelle de ces échantillons avec ceux provenant du flanc ouest de l'esker (08-VJ-037, 08-VJ-039) est probablement attribuable au fait qu'ils ont été mis en place avant l'unité fluvioglaciaire adjacente.

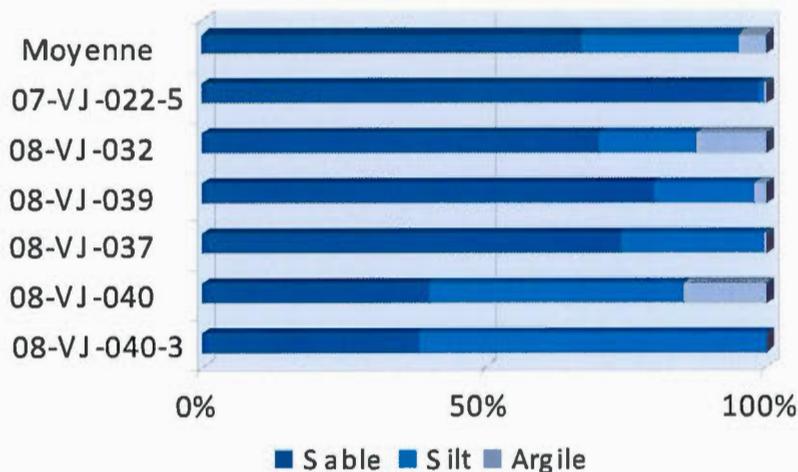


Figure 4.3 Histogramme montrant la répartition des classes granulométriques (exprimé en pourcentage du poids de l'échantillon) dans les sédiments associés à la mise en place du Till de Matheson.

La composition granulométrique moyenne pour les 6 échantillons associés à la mise en place du Till de Matheson est de 67 % de sable, 28 % de silt, 5 % d'argile et 13 % de clastes (fig 4.3). La plupart des échantillons ont une proportion de sable légèrement supérieur aux valeurs présentées par Hughes (1965) et Paulen (2001). Cet écart pourrait s'expliquer en partie par le contexte sédimentaire dans lequel ces échantillons ont été prélevés. En effet, Richard (1983a) fait la distinction entre deux faciès de till : l'un étant silteux et compact (till de fond) et l'autre sableux et friable (till d'ablation). Cependant, le faciès sableux observé au site 07-VJ-022-5 ne peut être associé à un till d'ablation due à sa position stratigraphique. Le caractère sableux des dépôts de la région semble être un phénomène propre au territoire d'étude. Des analyses plus détaillées ont été réalisées sur ces sables et sont présentées au chapitre X.

#### 4.2.2.2 Lithologie des sédiments de Matheson

Les sédiments associés à la mise en place du Till de Matheson forment un médium important pour la prospection minérale utilisant se basant sur les techniques d'exploration glacio-sédimentaires, en raison de la proximité du roc, ainsi que par son contenu en clastes qui semble représentatif de la nature du substrat rocheux au niveau régional.

Des analyses lithologiques ont été menées sur 6 échantillons répartis sur le territoire d'étude (fig. 4.4). Les résultats démontent que la principale classe lithologique est celle des granites, granitoïdes et gneiss, ce qui représente en moyenne 57% des échantillons analysés (fig. 4.5). Le second groupe lithologique en importance représente 36 % des clastes des échantillons et est formé de calcaires et de dolomites. Les autres lithologies sont conséquemment peu représentées, formant entre 1 % et 4 % de classes restantes.

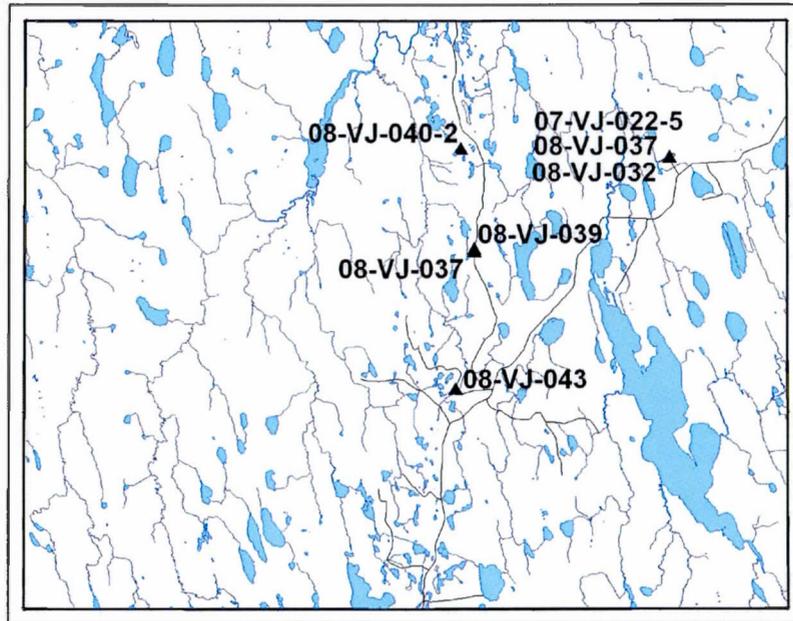


Figure 4.4 Localisation des échantillons des dépôts associés à la mise en place du Till de Matheson et ayant fait l'objet d'analyses lithologique

Ces résultats se distinguent des valeurs régionales par une proportion plus importante de lithologies issues des basses-terres de la baie James beaucoup. En effet, à quelques centaines de kilomètres au sud-est, dans la région de Timmins, Paulen (2001) fait état d'une prédominance des roches d'âge archéen appartenant au groupe lithologique des granites, des granitoïdes et des gneiss, mais aussi à celui des volcanites, des amphibolites, des gabbros et des ultramafiques. Les clastes des échantillons prélevés dans la région d'étude montrent tout de même une dominance de lithologies d'âge Archéen, mais avec une forte proportion de clastes d'âge Paléozoïque. Cette forte concentration de roches des basses-terres de la baie James est en partie attribuable à la proximité de la source située à quelques centaines de kilomètres au nord et concorde également avec les écoulements glaciaires associés à la mise en place des sédiments de Matheson.

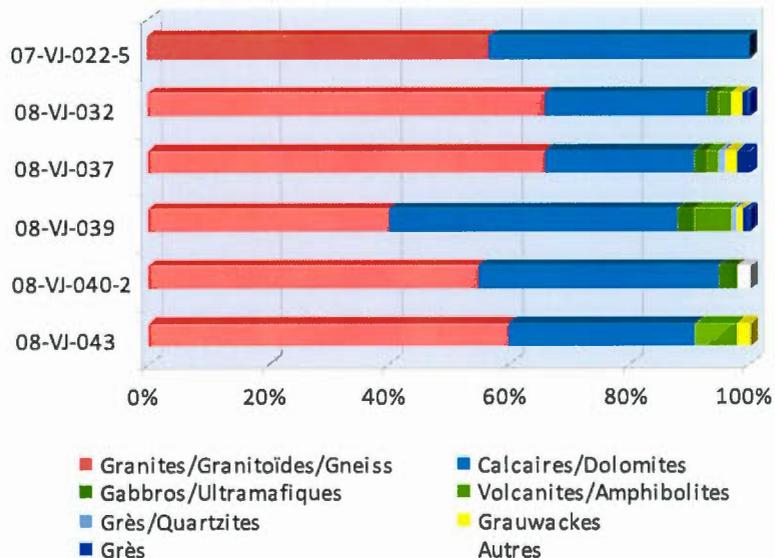


Figure 4.5 Histogramme illustrant la répartition des différentes lithologies des clastes (4 à 25 mm) dans les échantillons associés à l'avancée glaciaire du Matheson (résultats exprimés en pourcentage du nombre de clastes par échantillon).

#### 4.2.2.3 Analyses calcimétriques associées aux dépôts de type Matheson

Les analyses portant sur la fraction  $<63 \mu\text{m}$  des échantillons recueillis dans la zone d'étude permettent de différencier les sédiments Matheson des sédiments Cochrane. À cet effet, Paulen (2001) révèle que les sédiments carbonatés représentent 20-35% du poids de la fraction  $<63 \mu\text{m}$  des sédiments Cochrane, tandis qu'ils représentent  $<10\%$  des sédiments Matheson. Les résultats des analyses des échantillons analysés (fig. 4.6) démontrent des teneurs en carbonates de 0,36 % en moyenne (fig. 4.7), ce qui est nettement inférieur à la moyenne régionale, en plus de ne pas concorder avec les résultats des analyses des clastes, lesquels montrent une forte proportion de lithologies carbonatées.

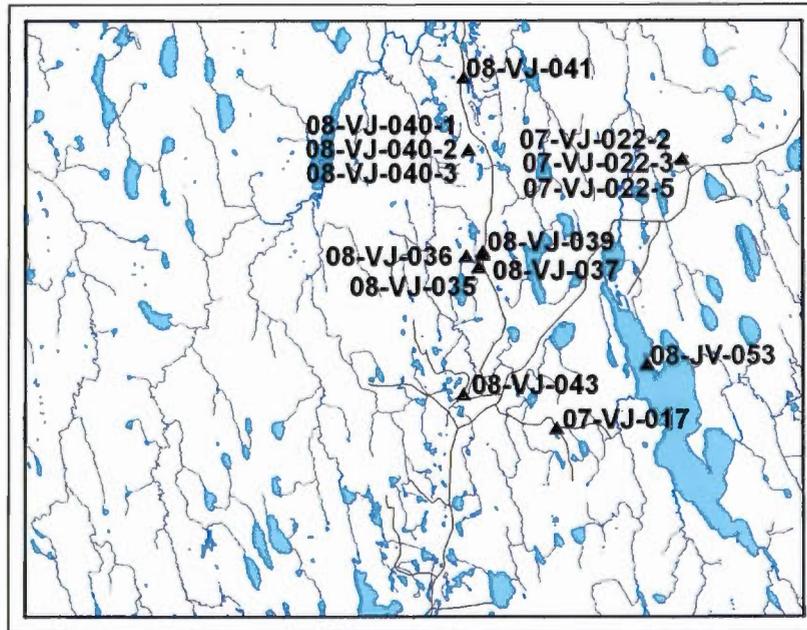


Figure 4.6 Répartition de l'ensemble des échantillons de type Matheson ayant fait l'objet d'analyses calcimétriques.

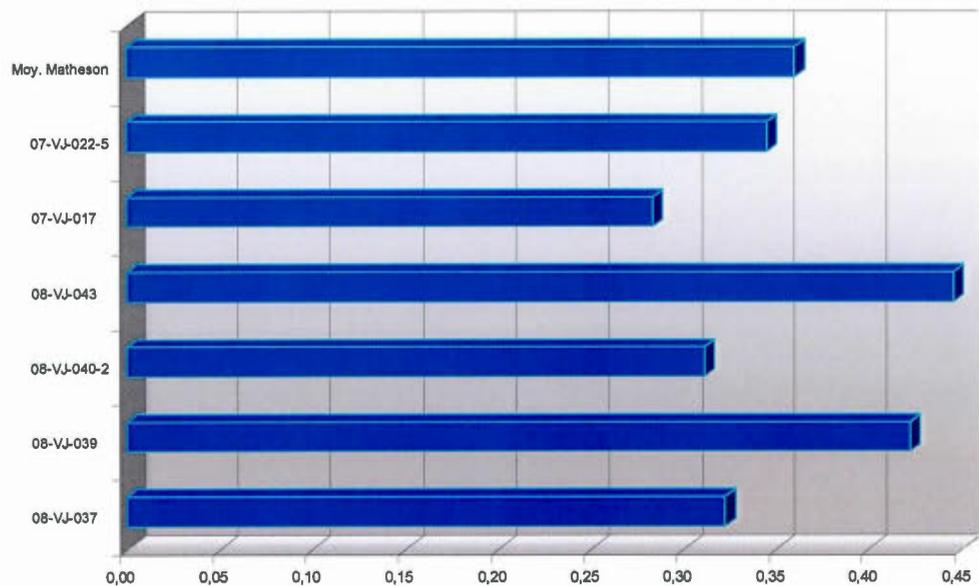


Figure 4.7 Histogramme illustrant la teneur en carbonate présent dans la matrice (<math><63 \mu\text{m}</math>) des échantillons associés à l'avancée glaciaire du Matheson (résultats exprimés en pourcentage du poids par volume de l'échantillon).

L'analyse des rapports Calcite/Dolomite permet une certaine mise en contexte des concentrations réelles en carbonates par rapport au processus secondaire comme l'altération physico-chimique (i.e., altération météorique) des carbonates par les pluies ou autre phénomène de lessivage des matériaux. Ainsi, plus le rapport est élevé (près de 1,0), plus la concentration en carbonates est authentique. À l'opposé, un rapport plus faible (près de 0,1) démontre que l'échantillon a été affecté par ces processus secondaires. En moyenne, le rapport Calcite/Dolomite pour l'ensemble des échantillons Matheson est de 0,36%, ce qui signifie que les sédiments ont subi une forte altération (fig. 4.8). Le lessivage ou la météorisation permettrait donc d'expliquer, en partie, la faible teneur en carbonates dans la matrice de certains de ces échantillons.

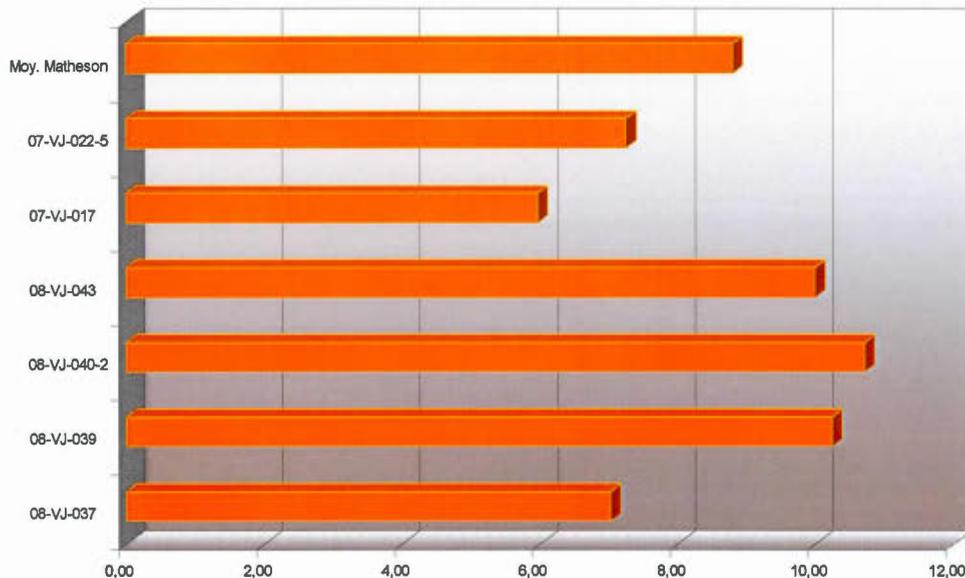


Figure 4.8 Histogramme illustrant le rapport calcite/dolomite obtenu à partir de la mesure des carbonates présents dans la matrice (63 µm) des échantillons associés à l'avancée glaciaire du Matheson.

#### 4.2.2.4 Écoulements glaciaires et mesures de paléocourants associés à l'épisode du Matheson

Les indices d'écoulements glaciaires anciens sont généralement fournis par des stries sur des surfaces protégées ou encore par des roches moutonnées ou autres formes de terrain reliques ayant été préservé de la mise en place des dépôts du Cochrane. Cependant, ces indicateurs cinétiques sont rarement observable dû à la rareté des affleurements rocheux dans la région. Grâce aux nombreux travaux de recherche et des forages menés dans la région au cours des dernières décennies, la chronologie des écoulements glaciaires anciens est de mieux en mieux définie (Veillette *et al.*, 2008 ; Gao et Kodors, 2009). Il est maintenant établi que la mise en place du Till de Matheson résulte de deux écoulements majeurs d'abord vers le sud-ouest et ensuite vers le sud-est.

Il existe très peu d'indices directs liés aux écoulements glaciaires ayant mis en place le till de Matheson dans la zone d'étude. Des indices d'écoulements ont été obtenus à partir d'une **fabrique de till** été effectuée dans un banc d'emprunt présent à l'intérieur d'une forme fuselée relique constituée de sédiments Matheson (08-VJ-057 voir carte en pochette). Le traitement statistique des axes long (axes a) et l'axe médian (axes b) a permis d'obtenir l'axe de coupe (axe c). Cette composante spatiale tridimensionnelle a été obtenue par l'entremise d'une projection tridimensionnelle (stéréonet). Le vecteur moyen (*eigenvecteur* V1) indique que la direction du regroupement maximal a pour azimuth 123° et un plongement de 54°. Jumelé aux autres *eigenvecteurs*, soit V2 (azimut de 277° et plongée de 32°) et V3 (azimut de 15° et plongée de 12°), qui sont perpendiculaires à V1, on obtient la position d'un galet imaginaire représentant la distribution.

Puisque la répartition des données (azimut et plongée) n'est pas bimodale (fig. 4.8), les *eigenvecteurs* pourraient se situer à l'extérieur de la distribution unimodale. Pour cette raison, une attention particulière a été portée aux *eigenvaleurs* (S), i.e. des coefficients représentant l'intensité du regroupement des données. Les tests statistiques montrent que pour un échantillon d'environ 50 galets, les valeurs  $S_1$  plus grandes que 0,510 sont significativement différentes d'une distribution au hasard; une distribution isotrope  $S_1 \approx S_2 \approx S_3$  aurait quant à elle une valeur de 0,333. Or la valeur  $S_1$  obtenue est de l'ordre de 0,5396 et les valeurs  $S_2$  et  $S_3$  sont respectivement de 0,2833 et 0,1770. Une fabrique de till réalisé par Paulen (2001) au site 93-MPB-416 (voir carte en pochette) a été utilisée à titre comparatif. La représentation stéréoscopique de cette fabrique (fig. 4.9) témoigne

d'une distribution bimodale pour lesquels on obtient des valeurs similaires à la présente étude soit un *eigenvecteur* ayant un azimut de  $114^\circ$ , une plongée de  $64^\circ$  et un *eigenvaleur* de 0,5829. En somme, les données reliées à cette fabrique de till suggèrent un écoulement dans un axe ESE-ONO, ce qui ne concorde pas avec les directions d'écoulements glaciaires associés au till de Matheson qui sont habituellement dans l'axe NE-SO. Les informations fournies par les *eigenvecteurs* et les *eigenvaleurs* ne permettent pas de croire que les clastes aient été remobilisés suite à leurs mises en place. De plus, la représentation stéréoscopique de l'axe c (fig. 4.9) illustre une concentration centrée de type *cluster*, ce qui indique une mise en place dans un environnement sous-glaciaire. Même si tout indique que les résultats obtenus devraient être bons, les mesures d'écoulements glaciaires déduites ne concordent pas avec l'orientation de la forme allongée où ces mesures ont été prélevées et qui suit un axe NE-SO. Cette forme est cependant comprise entre deux tronçons morainiques qui lui sont parallèles, ce qui suggère que cette forme fuselée relique pourrait avoir été modifiée par l'édification de la moraine. Par contre si tel était le cas les valeurs des *eigenvecteurs* et les *eigenvaleurs* suggèreraient davantage une distribution aléatoire. Il est donc impossible de tirer des interprétations concluantes à partir de ces mesures.

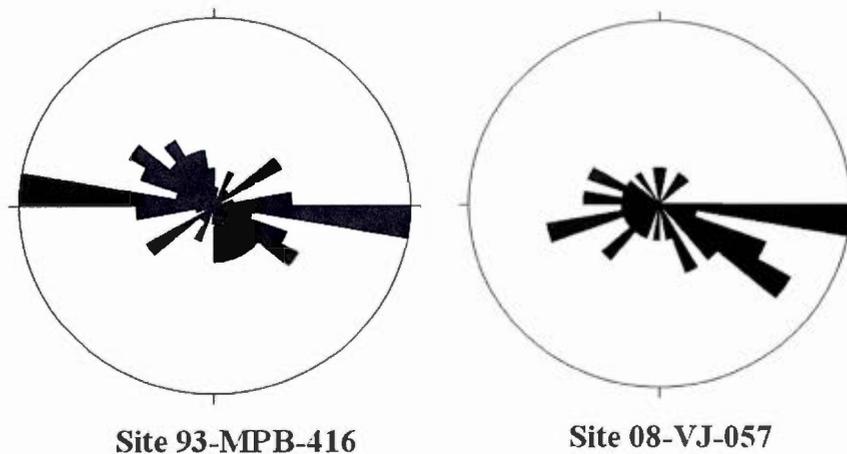


Figure 4.9 Diagrammes de rose représentant les données des fabriques de till des sites 93-MB-416 et 08-VJ-057.

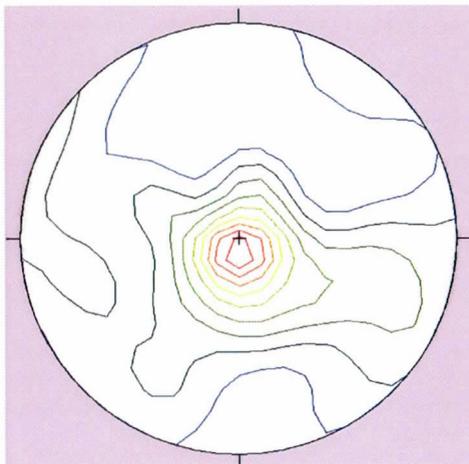


Figure 4.10 Représentation stéréoscopique de l'axe c de la fabrique de till effectué au site 08-VJ-057

Des **mesures de paléocourants** ont été prélevées au site 08-VJ-056 (voir carte en pochette) à partir de rides de courants (fig. 4.11). Ces sédiments ont été mis en place au sein d'épandages subaquatiques et ont pour orientation moyenne  $250^\circ$  (SO), ce qui concorde avec l'orientation présumée (NO-SE) de la marge glaciaire associée à la mise en place des dépôts associés au Till de Matheson. D'autres sites ont aussi permis de prélever diverses mesures dont le site 08-VJ-055 où les paléocourants vers le sud-est ( $137^\circ$ ) sont à en angle droit avec le front glaciaire associé à la dernière déglaciation, ce qui concorde également avec l'orientation générale du dépôt. Le site 08-VJ-058 se situe sur le flanc de la crête de l'esker principal. Les sables contenant les nombreuses rides de courant orientées vers le sud ( $172^\circ$ ) sont recouverts d'une mince couche de till de Cochrane. L'ensemble de ces mesures démontre des directions de courant différentes de celle associée au drainage actuel qui s'effectue vers le nord, ce qui est en accord avec l'origine fluvioglaciaire de ces dépôts.



Figure 4.11 Rides de courants (paléocourant) présentes dans les dépôts de plaine d'épandage subaquatique du site 08-VJ-056.

#### 4.2.3 Dépôts fluvioglaciaires (GxT, Gx, Gs)

La grande majorité des dépôts fluvioglaciaires en place à l'intérieur du Lac proglaciaire Ojibway. Ces accumulations fluvioglaciaires suivant un axe généralement disposé dans un axe nord-sud, reflétant ainsi l'écoulement glaciaire durant la déglaciation. Constituants des collines allongées de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres de large, ces amas de sables et graviers forment des crêtes pouvant atteindre 25 à 30 mètres au-dessus des terrains avoisinants. Les eskers dans la portion nord-ouest de la région d'étude sont de taille très imposante et contiennent des quantités importantes de sable comparativement au même type de dépôts situés plus au sud. Ces derniers possèdent des cœurs constitués de matériel plus grossier reflétant probablement un niveau d'énergie plus grand que celui de la tranche d'eau dans lequel les eskers du nord ont été mis en place.

### Sédiments juxtaglaciaires (GxT)

L'un des éléments le plus marquant de la carte des dépôts de surface (carte en pochette) constitue la présence d'une forme morainique arquée s'étendant sur l'ensemble du territoire cartographié (de la carte 46H/16 (SNRC). Cette forme frontale serait associée à une pause lors du retrait de la calotte Laurentidienne et donc constituée de matériaux provenant du remaniement du Till de Matheson, comprenant. Constituée essentiellement des sables graveleux avec quelques blocs. L'épaisseur actuelle de cette forme est d'au moins 5m ou plus, mais elle a été fort probablement beaucoup plus imposante au moment de son édification. En effet, la présence d'une fine couverture d'un diamicton argileux sur ce dépôt suggère que cette forme morainique a subi le passage des crues tardives du Cochrane ce qui lui a sûrement conféré cette morphologie aplanie et couverte d'une fine couche d'un diamicton argileux. De par son faible relief et la nature commune de ses matériaux cette mégaforme a été décelée qu'à partir d'une cartographie détaillée basée sur la texture et la répartition des matériaux. La mise en place de cette forme morainique pourrait être synchronique à celle de la moraine de Pinard situé quelques dizaines de kilomètres à l'ouest. Des rapprochements au niveau sédimentologique sont exposés au chapitre V.

### Sédiments juxtaglaciaires (Gx)

Le second élément à capter l'attention lorsqu'on observe la carte des dépôts de surface (carte en pochette) est également caractérisé par un imposant complexe d'eskers qui recoupe l'ensemble du territoire du nord au sud. Celui-ci recoupe la forme morainique qu'on retrouve au centre de la zone d'étude. À cet endroit, on observe une légère modification de l'orientation des épandages (d'avantage vers le SSE) par rapport à l'un axe généralement N-S. Cette bifurcation vers le SSE a fort probablement été induite par une modification du régime glaciaire. Outre cet important complexe de sédiments juxtaglaciaires, on remarque la présence, de nombreux eskers, de plus petites tailles qui ceux-ci, se retrouvent de part et d'autre de l'imposant complexe d'eskers, et au sud de la moraine. Ces formes juxtaglaciaires divergent aussi de l'esker principal quant à leurs orientations qui sont généralement parallèles aux écoulements du Cochrane.



Figure 4.12 Stratifications internes du cœur d'un esker typique de la région d'étude où les éléments grossiers n'excèdent pas 20 cm (échelle: règle de 15 cm de longueur) et sont disposés en alternance avec des lits de sable graveleux (portion supérieure de la photo).

De façon générale, la composition interne des eskers est caractérisée par des stratifications planaires à ondulées constituées de sable et de gravier. Le cœur de ces eskers est formé d'une alternance cyclique de lits de sable et de gravier, typique des séquences de dépôts d'eskers (fig. 4.12). La structure de ces lits est cependant variable, les graviers montrant des lits entrecroisés et une tendance à une réduction des tailles granulométriques qui culminent avec des lits sableux, ce qui indique une diminution de la compétence de l'écoulement à travers le temps (Shaw, 1972). Les crêtes d'esker sont généralement ponctuées de kettles ou d'autres dépressions associées à des blocs délestés, tandis que les flancs sont recouverts par un fin plaquage de till de Cochrane généralement caillouteux. On y observe fréquemment des blocs délestés, de lithologie très diversifiée, tels que des graywackes typiques des Îles Belcher (Formation d'Omaroluk) et des roches carbonatées de la plate-forme d'Hudson.

### Sédiments d'épandage proglaciaire en milieu subaquatique (Gs)

Les dépôts proglaciaires sont la plupart du temps associés aux complexes d'eskers où on les retrouve sous la forme d'épandages sous-aquatiques. Ces derniers sont caractérisés par des accumulations de silts, de sable fin et de gravier qui se présentent en lits subplanaires ou en laminations ondulées (fig. 4.13). Ces épandages sous-aquatiques se sont mis en place à l'intérieur du Lac Ojibway lors du retrait glaciaire et ces sédiments sont communément interstratifiés avec des faciès proximaux à distaux de glacio-lacustres. Ces épandages subaquatiques sont plus abondants au sud du territoire, hors de l'influence des événements reliés aux crues du Cochrane, où on les retrouve de part et d'autre des crêtes (Paulen, 2001).

#### 4.2.3.1 Analyses granulométriques de dépôts fluvioglaciaires

Les analyses granulométriques ont été réalisées sur 4 échantillons provenant de différents environnements fluvioglaciaires. Les résultats permettent une interprétation complémentaire quant à la mise en place de ces dépôts.

L'échantillon **07-VJ-017** est issu d'une crête d'esker (Gx) de petite taille, suivant l'axe NW-SE. De par son orientation et sa taille, il est possible de l'associer aux événements Cochrane plutôt qu'à la déglaciation initiale (fig. 4.14). Sa composition sablo-silteuse (54,5% de sable, 45% de silt et 0,5% d'argile) quasi exempte de clastes (0,07%) témoigne de la remobilisation de matériaux fins dans un environnement à faible énergie (fig. 4.15).

L'échantillon **08-VJ-034** provient de sédiments d'épandage proglaciaire (Gs) en bordure est de l'esker principal (fig. 4.14). Sa composition silto-sableuse (45,5% de sable, 50,5% de silt et 4% d'argile) quasi exempte de clastes (1,5%) démontre que ces matériaux ont été mis en place dans un environnement à faible en énergie en marge de l'imposant complexe d'esker (fig. 4.15).



Figure 4.13 Stratifications typique des sédiments d'épandage proglaciaire en milieu subaquatique de la région d'étude. Ces dépôts sont constitués d'alternances de lits de sable (fin à moyen) avec des concentrations variables de silts dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à quelques mètres.

Les échantillons **07-VJ-022-1** et **07-VJ-022-4** proviennent tous deux du même site soit de la partie inférieure d'une forme associée à un dépôt morainique (fig. 4.14). Constitués presque exclusivement de sable (84 % et 98 %) et contenant une proportion importante de clastes (42 % et 37 %), ces sédiments sont relatifs à la remobilisation de matériaux de type Matheson.

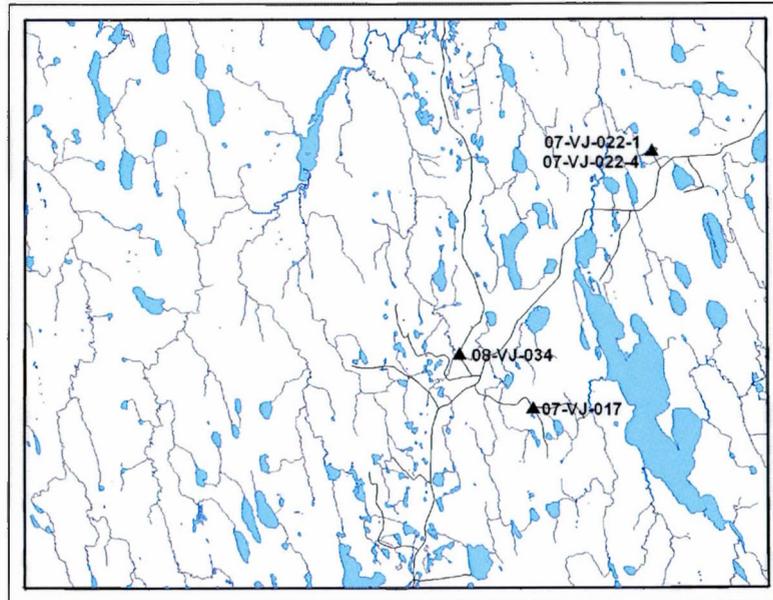


Figure 4.14 Localisation des échantillons provenant d'ensembles fluvioglaciaire ayant fait l'objet d'analyses granulométriques : 07-VJ-017, 07-VJ-022-1 et 07-VJ-022-4, 08-VJ-034.

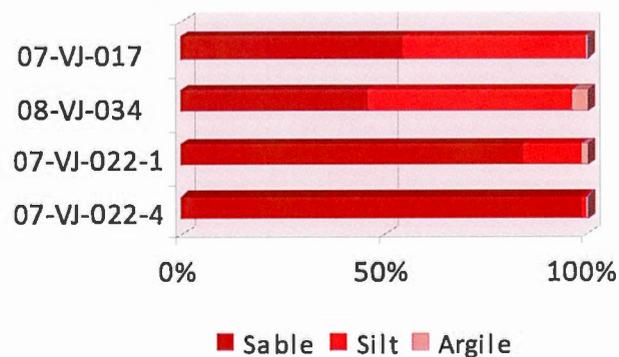


Figure 4.15 Histogramme montrant la répartition des classes granulométrique (exprimé en pourcentage du poids de l'échantillon) de sédiments fluvioglaciaire : 07-VJ-017, 08-VJ-034, 07-VJ-022-1 et 07-VJ-022-4 correspondent à des sédiments morainiques.

#### 4.2.3.2 Dépôts glaciolacustre

Les sédiments lacustres mis en place dans le lac proglaciaire Borlow-Ojibway sous une tranche d'eau importante ( $\pm 100\text{m}$ ) ont formé au gré des saisons des varves constituées de lits distincts. Au cours de la saison estivale l'apport sédimentaire plus important permettait la déposition de silts-sableux voir des sables fins. Durant la période hivernale, le régime sédimentaire en perte de dynamisme a mis en place des silt-argileux. Ces alternances, tel qu'illustré à la figure 4.16 n'ont été observés qu'un seul site (08-VJ-037) et ne constitue donc pas un élément de la légende des formations superficielles. Cette séquence mesurant 1,7 m est constituée de plus d'une centaine de rythmites dont les lits d'hivers atteignent 2 à 3 cm et les lits d'été 3 à 4 cm. Entrecoupée en son centre d'un diamicton glaciaire s'apparentant au till de Cochrane cette unité repose sur un faciès compact du till de Matheson et est surmonté d'un till de Cochrane très argileux en contenant peu de clastes.



Figure 4.16 Rythmites associés aux dépôts glaciolacustre du Lac Barlow-Ojibway (site 08VJ-037).

#### 4.2.4 Dépôts de crues glaciaires (Dc, Dcb, Dcv)

Le till de Cochrane forme une couverture mince, mais généralement continue qui représente l'unité la plus commune. Ce till a une composition caractérisée par la présence de fragments de roches provenant des provinces du Supérieur et du Churchill au nord ainsi que des roches sédimentaires carbonatées provenant de la plate-forme d'Hudson. Les travaux de cartographie indiquent que le till de Cochrane comporte trois principaux faciès qui sont attribuables à des différents modes de mise en place distincts

##### Dépôt de crues glaciaires (Dc)

De façon générale, il se présente sous la forme d'un diamicton calcareux, constitué en moyenne de 13 % de sable, 42 % de silt, 45 % d'argile, avec 10 à 35 % de clastes. Ce till est généralement compact et sa couleur lorsque non oxydé est *Light yellowish brown* (10YR6-4 selon la charte Munsell) et est généralement compact. Ces dépôts ayant une épaisseur de moins de 2 m, surmontent généralement directement le till de Matheson, au contact duquel le till de Cochrane contient une proportion plus élevée en clastes. Ces dépôts de récurrence recouvrent principalement les régions de plus faibles altitudes et sont parfois recouverts par des dépôts organiques ou des dépôts alluviaux modernes.

##### Till en couverture discontinue (Dcv)

Cette unité est constituée du même faciès que Dc, cependant lorsque l'on retrouve ces matériaux sur des points hauts contrôlés par le roc l'épaisseur de ces matériaux tend à s'amoindrir. Lorsque ces dépôts montrent une surface généralement percée d'affleurements rocheux ou sont d'une épaisseur inférieure à 1 m ceux-ci sont cartographiés sous cette la forme d'unités.

##### Till en couverture continue (Dcb)

Ce faciès du till de Cochrane est caractérisé par une forte proportion de sable (37 %) et de silt (45 %), au détriment des argiles (18 %) et ne contient que 5 % de clastes. Ces sédiments constituent les principaux matériaux des principales formes fuselées (drumlins et drumlinoïdes) dont l'épaisseur atteint généralement plus de 2 m d'épaisseur. La spécificité de leurs fortes teneurs en sable provient de l'incorporation de débris grossiers (sables) dans les dépôts glaciaire et fluvioglaciaire. De plus, comme en témoigne l'étendue des surfaces rainurées, la mise en place de ces formes fuselées s'est faite avec

beaucoup d'énergie, favorisant la sédimentation de dépôts grossiers (sable) et le lessivage des matériaux plus fins (argiles).

#### 4.2.4.1 Analyses granulométriques des sédiments associés au till de Cochrane

La composition granulométrique moyenne des échantillons associés au till de Cochrane est composée de 37 % de sable, 45 % de silt, 18 % d'argile et de 4,6 % de clastes (moyenne combinée des figures 4.17 et 4.18. Ces résultats ne concordent pas en tout point avec les compositions granulométriques régionales du till de Cochrane tel que rapporté par Paulen (2001), lesquelles indiquent une moyenne de 13 % de sable, 42 % de silt, 45 % d'argile avec de 10 à 35 % de clastes. La présentation des résultats des analyses granulométriques tient compte du faciès (Dc ou Dcb) dans lequel les échantillons ont été prélevés.

##### Till de Cochrane (Dc)

Les 6 échantillons analysés pour ce faciès ont été recueillis soit à quelques mètres sous la surface ou dans des zones de bas reliefs au sein de la zone d'étude (fig. 4.17). Les résultats exprimés en pourcentage du poids de l'échantillon pour chacune des classes granulométriques démontrent l'influence qu'à l'environnement sur les matériaux au sein d'une forme fuselée associée aux événements Matheson (fig 4.17). Ces sédiments ont été prélevés à 2,8 m sous la surface, soit 0,9 m au dessus du contact avec les sédiments Matheson. Sa composition plutôt sableuse (38% de sable, 36% de silt et 26% d'argile et 3% de clastes) se rapproche de la composition moyenne des matériaux formant le Till de Matheson qui a un caractère sableux (fig. 4.18).

L'échantillon **08-VJ-036** provient d'un banc d'emprunt situé près du flanc ouest de l'esker principal (fig. 4.17) et a été prélevé à 1,5 m sous la surface. Sa composition très sableuse (49% de sables, 38% de silt et 13% d'argile et 8% de clastes) est fortement influencée par l'incorporation des sables fluvioglaciers.

L'échantillon **08-VJ-040-1** provient aussi d'un banc d'emprunt situé près du flanc ouest de l'esker principal (fig. 4.17) a été prélevé à 2,1 m sous la surface. Sa composition silteuse (30% de sables, 56% de silt, 14% d'argile et 4% de clastes) se rapproche davantage de la moyenne locale pour ce faciès (fig. 4.18). Ceci s'explique partiellement par le fait que l'échantillon a été prélevé plus profondément et plus près de l'unité sous-jacente associée au Till de Matheson et constitué d'un sable fin compact et qui renferme des boules d'argiles.

L'échantillon **08-VJ-041** a été prélevé dans un fossé en bordure d'un chemin forestier longeant le flanc ouest de l'esker principal (fig. 4.17). Sa composition sableuse (43% de sables, 42% de silt et 15% d'argile et 4% de clastes) est fortement influencé par l'incorporation de sable fluvioglaciaire entourant le site. Les sédiments qui surmontent ce lithofaciès de sable moyen oxydé et de silt argileux associés aux épandages proglaciaires (Gs).

L'échantillon **08-VJ-042** provient d'un fossé en bordure d'un chemin forestier (fig. 4.17) et a été prélevé à 2,1 m sous la surface à partir d'un horizon silteux mainte fois observé sous, ou inclus dans le faciès Dc. Son caractère silteux est ainsi confirmé par la distribution des classes granulométriques (17% de sables, 80% de silt et 3% d'argile et □ 1% de clastes). Cet échantillon contraste donc avec la composition moyenne du faciès (fig. 4.18).

L'échantillon **08-VJ-043** provient d'un banc d'emprunt situé près du flanc est de l'esker principal près de sa jonction avec la forme morainique (fig. 4.17). Sa composition sablo-silteuse (17% de clastes, 48% de sables, 42% de silt et 10% d'argile) essentiellement sablo-silteuse est influencée par la présence de l'imposant tronçon d'esker qui se trouve en amont glaciaire.

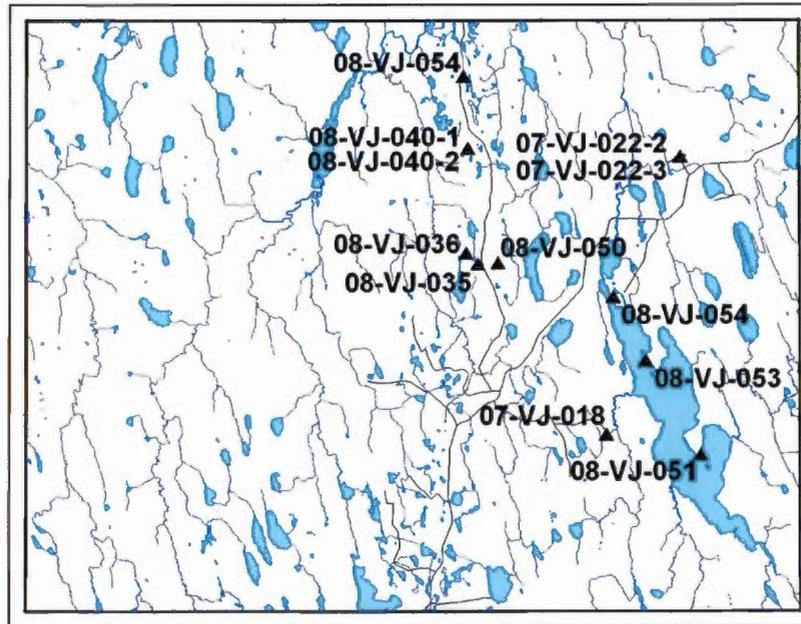


Figure 4.17 Localisation de l'ensemble des échantillons provenant des faciès associés au till de Cochrane (Dc et Dcb) ayant fait l'objet d'analyses granulométriques.

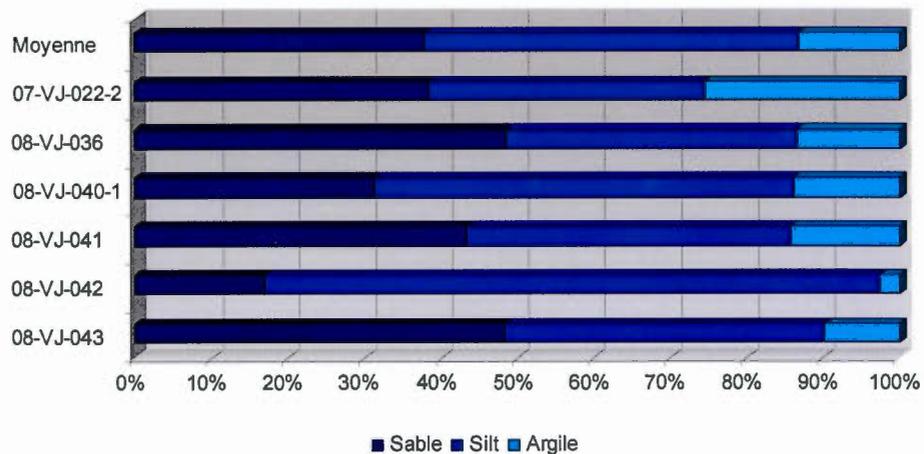


Figure 4.18 Histogramme montrant la répartition des classes granulométrique (exprimé en pourcentage du poids de l'échantillon) du faciès Dc des sédiments Cochrane : 07-VJ-022-2, 07-VJ-036, 08-VJ-040-1, 08-VJ-041, 08-VJ-042, 08-VJ-043.

## Till de Cochrane (Dcb)

Les 8 échantillons de till analysé contiennent des sédiments associés au faciès Dcb proviennent du till de Cochrane et sont généralement compris au sein de formes fuselées (drumlins et drumlinoides) mises en place par une avancée dynamique des glaces Cochrane. Ces sédiments se distinguent du faciès Dc par une proportion en sables plus importante et qui est attribuable à la remobilisation de dépôts plus anciens comme le Till de Matheson et Till de Cochrane) dans un environnement dynamique.

L'échantillon **07-VJ-018**, prélevé à 1,4 m sous la surface à l'intérieur d'une forme fuselée (fig. 4.17). Ce till est constitué de sable silteux contenant peu de clastes (3% de clastes, 41% de sables, 46% de silt et 13% d'argile) (fig. 4.19). Issus d'un environnement typique de la dernière récurrence, la composition de cet échantillon reflète très bien le faciès Dcb de la région d'étude.

L'échantillon **07-VJ-022-3** a été prélevé près de la surface, au-dessus d'une forme fuselée relique suivant l'axe NE-SO (fig. 4.17). La composition granulométrique (50% de sables, 41% de silt et 8% d'argile et 16% de clastes) (fig. 4.19) ainsi que la position stratigraphique de l'échantillon permettent de constater que les réavancées tardives ont probablement remobilisées l'unité sous-jacente qui constitue cette forme relique. La proportion anormalement élevée de clastes est probablement associée à remobilisation de l'unité sous-jacente, le till de Matheson.

L'échantillon **08-VJ-035** provient du flanc ouest de l'esker principal (fig. 4.17). La composition sablo-silteuse (45% de sables, 45% de silt et 10% d'argile 5% de clastes) (fig. 4.19) typique du faciès Dcb ne semble pas avoir été influencée par les sables fluvioglaciaires situés encore en aval glaciaire du site d'échantillonnage.

L'échantillon **08-VJ-050** a été prélevé à partir d'une fine couverture de till de Cochrane recouvrant un petit tronçon d'esker situé à l'est de l'esker principal (fig. 4.17). Sa composition sableuse (49% de sables, 38% de silt et 13% d'argile et 6% de clastes) (fig. 4.19) est typique du faciès Dcb et trop argileuse pour être associés aux sables

fluvioglacière. En comparant les résultats granulométriques avec l'échantillon précédent (08-VJ-035), situé de l'autre côté de l'esker, nous sommes à même de constater que l'influence d'un élément ponctuel, à savoir l'esker, a peu d'influence sur la composition granulométrique si ce n'est qu'au niveau de la teneur en sable.

Les échantillons **08-VJ-051**, **08-VJ-053** et **08-VJ-054** sont tous trois issus de formes fuselées situées sur la rive est du lac Lawagamau (fig. 4.17). La composition granulométrique de l'échantillon 08-VJ-051 (4% de clastes, 48% de sables, 32% de silt et 20% d'argile) est similaire aux autres échantillons appartenant au faciès Dcb. Cependant, la composition granulométrique de l'échantillon 08-VJ-053 (1% de clastes, 10% de sables, 62% de silt et 27% d'argile) et de l'échantillon 08-VJ-054 (1% de clastes, 9% de sables, 44% de silt et 47% d'argile) (fig. 4.19) montre une proportion beaucoup plus élevée en argile. Cette composition silto-argileuse s'explique par le fait que les formes fuselées ici échantillonnées sont issues d'une réavancée glaciaire ayant évolué dans un environnement de bas relief où l'on retrouve essentiellement des sédiments fins.

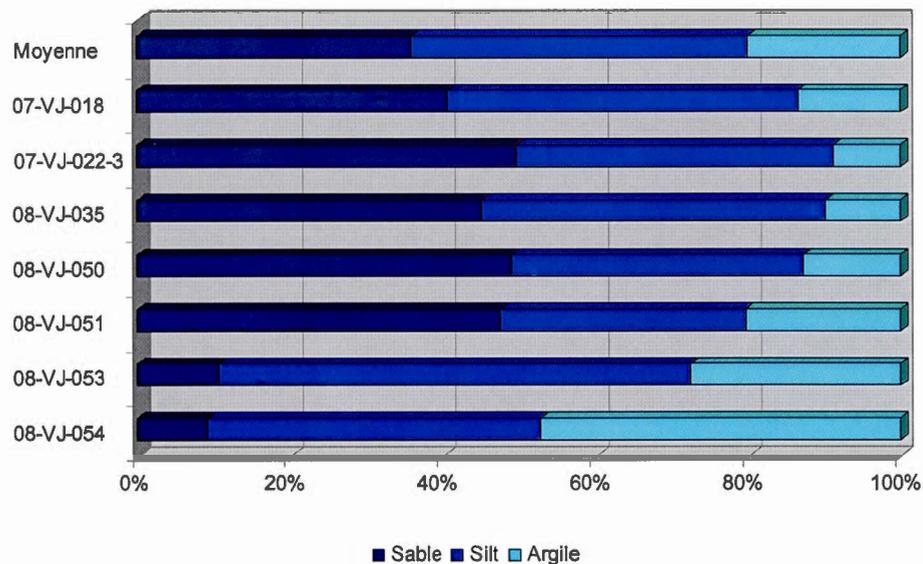


Figure 4.19 Histogramme montrant la répartition des classes granulométriques (exprimé en pourcentage du poids de l'échantillon) du faciès Dcb des sédiments Cochrane : 07-VJ-018, 07-VJ-022-3, 08-VJ-035, 08-VJ-050, 08-VJ-051, 08-VJ-054.

Les analyses granulométriques menées sur les échantillons appartenant au faciès Dcb du till de Cochrane ont pour moyenne 5% de clastes, 36% de sable, 44% de silt et 20% d'argile. En comparant la localisation des échantillons avec la dynamique glaciaire responsable de leurs mises en place nous sommes à même de constater que la composition granulométrique est grandement influencée par les environnements dans lesquels les réavancées ont évolué. Lorsque le till de Cochrane a été mis en place près de dépôts fluvioglaciaires. Spécifiquement, lorsque le till de Cochrane mis en place près des ensembles fluvioglaciaires possède une texture plutôt sableuse tandis que lorsqu'il a été déposé dans des zones de bas reliefs, il a tendance à avoir une proportion d'argile plus importante.

#### 4.2.4.2 Lithologie des sédiments de Cochrane

La faible capacité érosive des glaces associées aux réavancées de Cochrane fait en sorte que la composition lithologique des sédiments associés à ces événements reflète essentiellement la composition des unités lithostratigraphique sur lesquels ils ont progressé, ou encore des sources rocheuses distales, davantage que celui du socle rocheux sous-jacent (local). De ce fait, aucune différenciations entre les faciès Dc et Dcb ne peuvent être fait, si ce n'est qu'un rapport entre la compétence lithologique et leurs représentativités au sein des échantillons. Les analyses lithologiques sont donc présentées sans tenir compte des différents faciès du till de Cochrane.

La lithologie des clastes du till de Cochrane est principalement composée de granite, de granitoïdes et de gneiss (à 56%), ce qui reflète essentiellement la composition lithologique régionale du socle. Cette dominance ne s'explique pas par le potentiel érosif des événements Cochrane, mais plutôt par celui de l'unité lithostratigraphique sous-jacente, le till de Matheson. L'incorporation des sédiments Matheson y est pour beaucoup dans les hautes valeurs en roches granitiques. Le second ensemble lithologique en importance constituant 33 % des clastes est formé de calcaires et de dolomites, tandis que les autres lithologies sont peu représentées : entre 3 % et 6 % par ensemble (fig. 4.20). La prédominance des roches d'âge Archéen peut aussi s'expliquer par la résistance de ces principales lithologies très résistante à l'abrasion glaciaire, lesquelles et peuvent donc être transportées sur de très longues distances, en plus de pouvoir résister à plusieurs

remaniements glaciaires. Le second ensemble lithologique, représentant près du tiers des clastes, provient de roches d'âge du Paléozoïque situées au pourtour des basses-terres de la baie James. Leur abondance moindre pourrait être reliée au fait qu'elles sont beaucoup plus tendres. En effet, ces roches résistent très mal à l'abrasion glaciaire et elles sont par conséquent rapidement broyées sous la taille minimale de 25 mm, limite fixée pour ce type d'analyse.

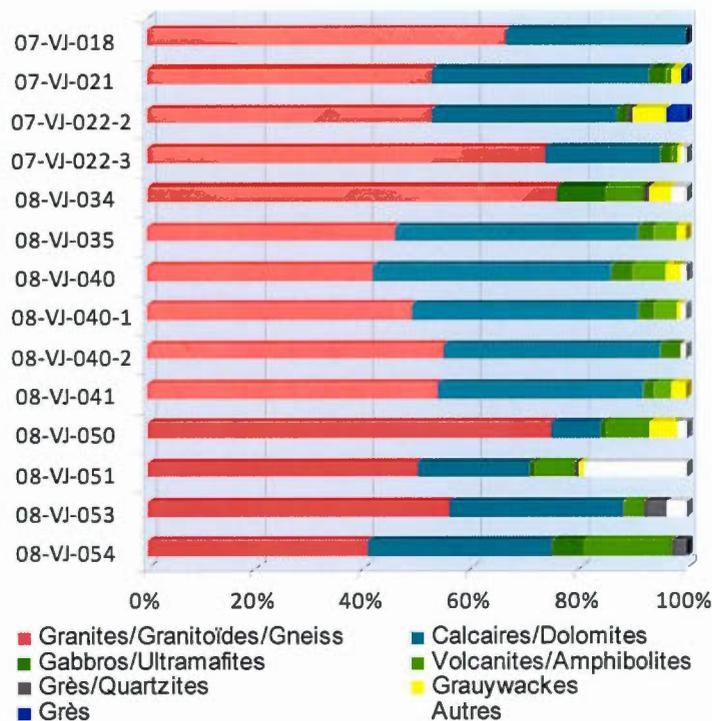


Figure 4.20 Histogramme illustrant la répartition des différentes lithologies des clastes (4 à 25 mm) dans les échantillons associés à l'avancée glaciaire du Cochrane (résultats exprimés en pourcentage du nombre de clastes par échantillon)

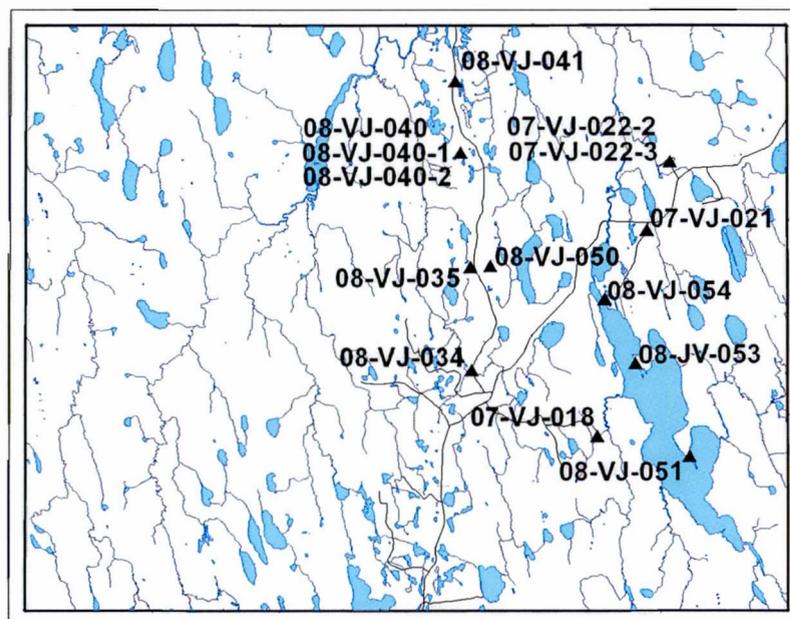


Figure 4.21 Localisation des échantillons Cochrane ayant fait l'objet d'analyses lithologique.

Les assemblages lithologiques des clastes varient localement en raison de la nature des matériaux qui sont incorporés au cours des réavancées de Cochrane. Il ne suffit de comparer l'influence granulométrique qu'à l'environnement sédimentaire sur la composition du till. Les analyses menées par Paulen (2001) et Hughes (1956) démontrent une certaine dominance des clastes carbonatés d'âge Paléozoïque en provenance des basses- terres de la baie d'Hudson. Encore une fois, ces données régionales ne concordent pas exactement avec les résultats de la présente étude. Cette disparité s'explique en partie par le fait que les échantillons analysés sont souvent en contact direct avec le till de Matheson ou les eskers, lesquels ont une forte teneur en roches intrusives (granites, granitoïdes) plutôt qu'avec les sédiments Ojibway riches en matériaux carbonatés.

#### 4.2.4.3 Analyses calcimétriques Cochrane

Les résultats proviennent de l'analyse de la fraction inférieure à  $63 \mu\text{m}$  et sont présentés d'une part en pourcentage (%) du poids de cette fraction. La faible répartition régionale des échantillons, de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres (fig. 4.22), ne permet pas d'observer une diminution des teneurs en carbonates du nord vers le sud. De plus, les résultats obtenus pour l'ensemble des faciès du till de Cochrane montrent une moyenne de 7,88 % tous faciès confondus (fig. 4.23). Ces données sont nettement inférieures aux résultats régionaux issus d'une compilation réalisée par Paulen (2001), laquelle révèle une proportion de 20-35 % pour le till de Cochrane. Ce contraste s'explique peut-être encore une fois par le caractère sableux de la plupart des dépôts de la région d'étude. Ces sables sont essentiellement formés de minéraux cristallins, tels que feldspaths et quartz, lesquels sont inertes d'un point de vue teneurs en carbonates. De plus, les processus d'altération secondaire peuvent également jouer un rôle dans ces différences régionales.

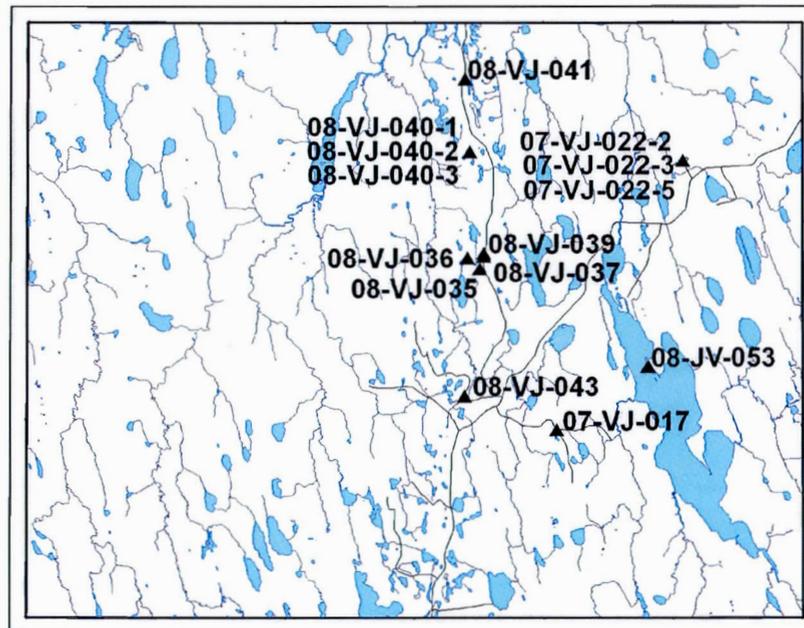


Figure 4.22 Localisation des échantillons Cochrane ayant fait l'objet d'analyses calcimétrique.

Les résultats sur le rapport Calcite/Dolomite permettent également une certaine mise en contexte des concentrations réelles en carbonates par rapport au processus secondaire comme l'altération des carbonates par les pluies (altération météorique) ou le lessivage des matériaux. Tel que mentionné précédemment, un rapport élevé (près de 1,0) témoigne d'une plus grande concentration en carbonates authentique alors qu'à l'opposé, un rapport plus faible (près de 0,1) démontre que l'échantillon a été davantage affecté par ces processus d'altération secondaire. En moyenne, le rapport Calcite/Dolomite pour l'ensemble des échantillons est de 0,34 (fig. 4.24), ce qui suggère un rôle important de la météorisation sur la composition de ces sédiments.

En tenant en compte des valeurs obtenues lors des analyses granulométriques, généralement plus sableuses que celles émises par Paulen (2001), plus au sud, on pourrait croire que les sédiments fins, riches auraient pu être délavés. De plus, ces sables qui composent une portion importante des sédiments Cochrane sont issus, en partie, de la remobilisation des sédiments Matheson qui sont pour leurs parts peu carbonatés. Compte tenu de la provenance des tills de Cochrane et considérant la localisation de la source en roches carbonatées au nord de la région d'étude, on pourrait s'attendre à voir une diminution des teneurs en carbonates du nord vers le sud dans les tills de Cochrane. Malheureusement, la faible répartition régionale des échantillons, de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres, ne permet pas d'observer ce phénomène.

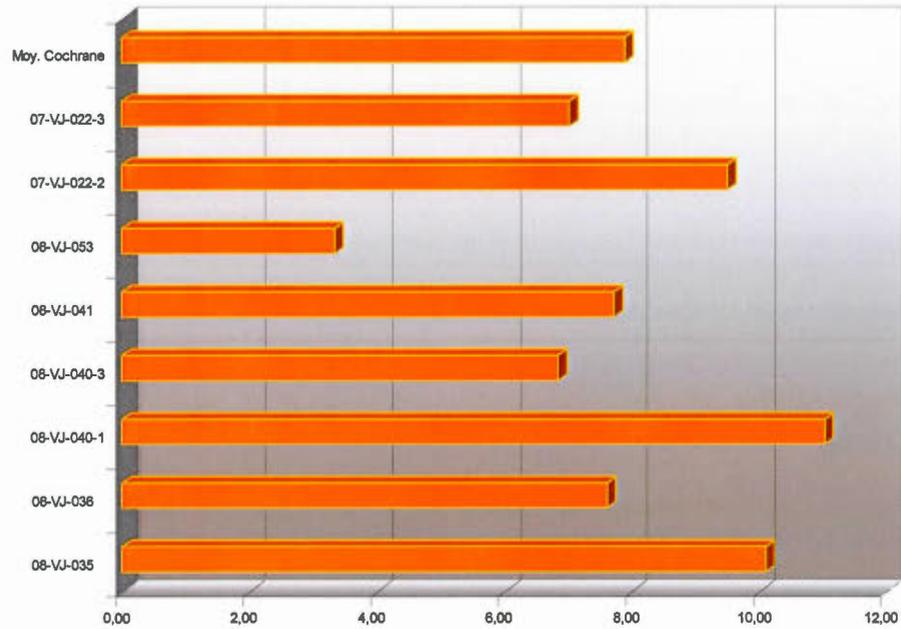


Figure 4.23 Histogramme illustrant la teneur en carbonate présent dans la matrice (63 µm) des échantillons associés au till de Cochrane. Les résultats sont exprimés en pourcentage du poids par volume de l'échantillon.

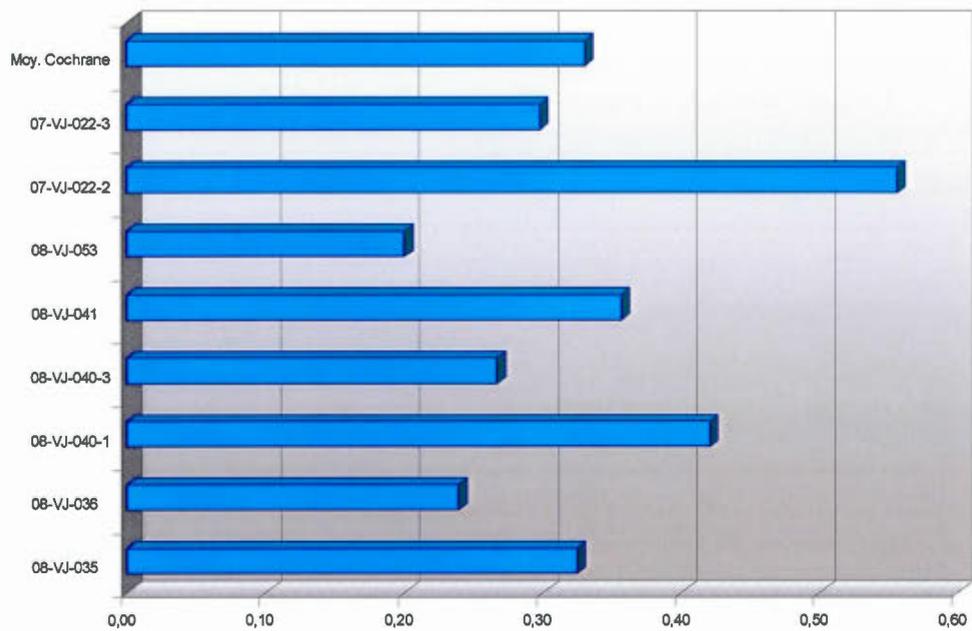


Figure 4.24 Histogramme illustrant le rapport calcite/dolomite obtenu à partir de la mesure des carbonates présents dans la matrice (63 µm) des échantillons associés à l'avancée glaciaire du Cochrane.

#### 4.2.4.4 Écoulements glaciaires

Comme il a été mentionné précédemment (section 2.4) la chronologie des écoulements glaciaires reliée aux événements, Cochrane reflète une série d'écoulements complexe ayant subi une migration de mouvements glaciaires complexes qui reflètent des migrations importantes des sens d'écoulement de la glace (fig. 4.25). Même si la morphologie régionale est profondément marquée par ces réavancées, les indicateurs cinétiques sont plus difficilement mesurables en raison de leur plus grande rareté des affleurements rocheux. De plus, lorsque présents, ces affleurements ne possèdent pas de poli glaciaire susceptible de préserver des marques d'érosion comme des stries et cannelures sont rares dans la zone d'étude. Néanmoins, les directions des écoulements glaciaires recueillis sur le terrain concordent avec la chronologie des mouvements glaciaires régionaux, à savoir une migration dans le sens antihoraire depuis l'ouest-sud-ouest vers le sud-est (Veillette *et al.*, 1999).

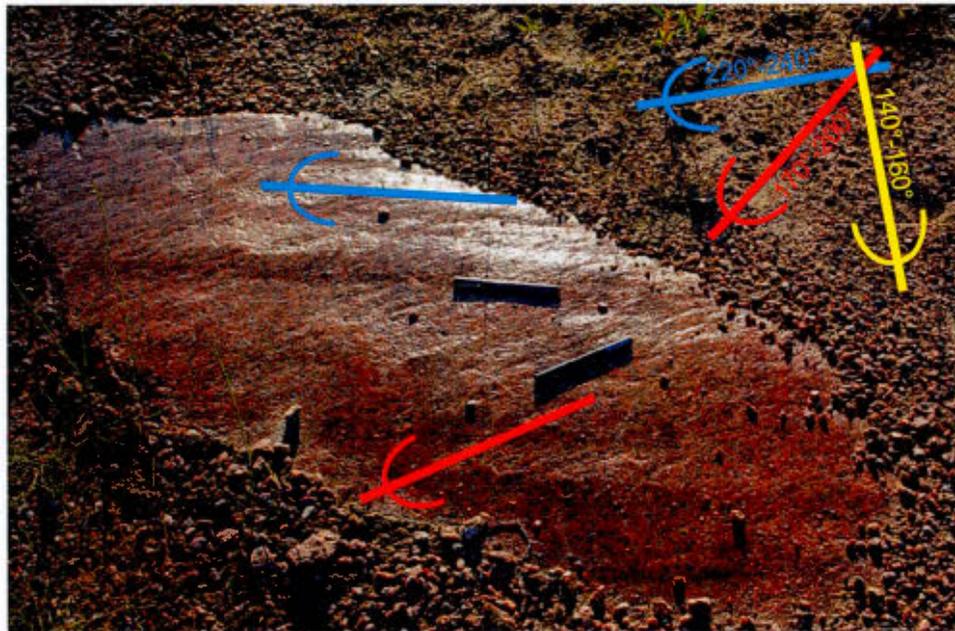


Figure 4.25 Exemples de marques d'érosion glaciaire sur le terrain et à partir desquelles la chronologie des mouvements glaciaires régionaux. Site 07-VJ-023.

## Données SRTM

Les modèles d'élévation numérique générés à partir des données SRTM permettent des éclairages à partir de sources avec différents angles, ce qui donne des ombrages qui permettent de faire ressortir différents éléments morphologiques de la région d'étude (Veillette et al. 2008). La figure 4.26 montre un secteur situé à quelques kilomètres à l'ouest de la zone d'étude (42H/16). La source lumineuse, située au nord ( $45^\circ$ ) à un angle de  $30^\circ$  par rapport à l'horizon fait ressortir les formes fuselées associées à la dernière phase des écoulements Cochrane, lesquelles sont orientées vers le SSE. La figure 4.27 montre un secteur à partir d'une source lumineuse située au nord ( $360^\circ$ ) à un angle de  $30^\circ$  par rapport à l'horizon, ce qui fait ressortir des formes fuselées associées à une phase plus précoce des écoulements Cochrane et orientées vers le SO.

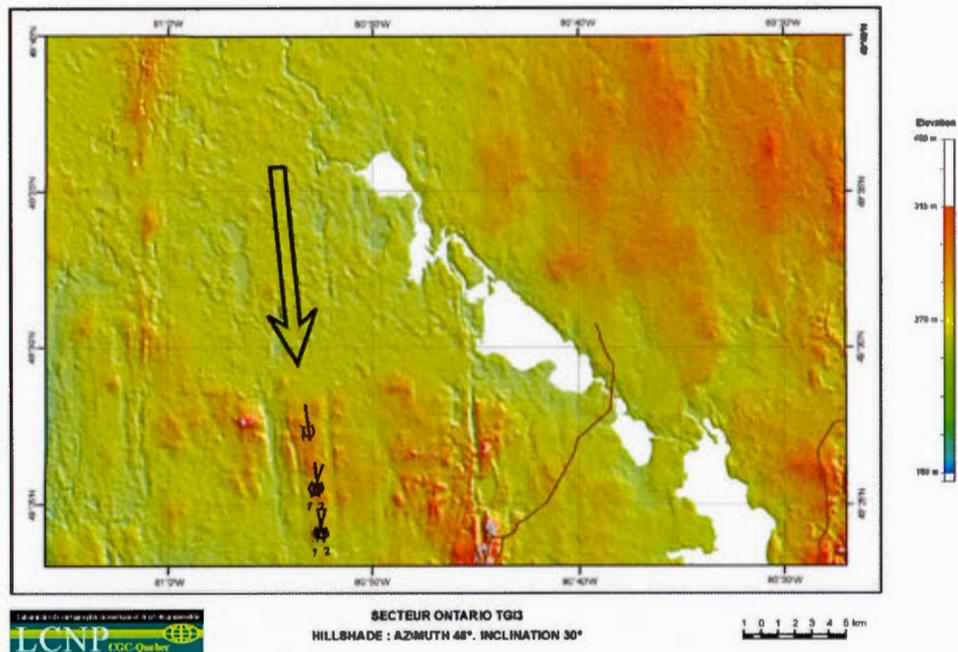


Figure 4.26 Image SRTM dont la source lumineuse située au nord ( $45^\circ$ ) à un angle de  $30^\circ$  par rapport à l'horizon fait ressortir les formes fuselées orientées vers le SSE. Tiré de Veillette et al. 2008.

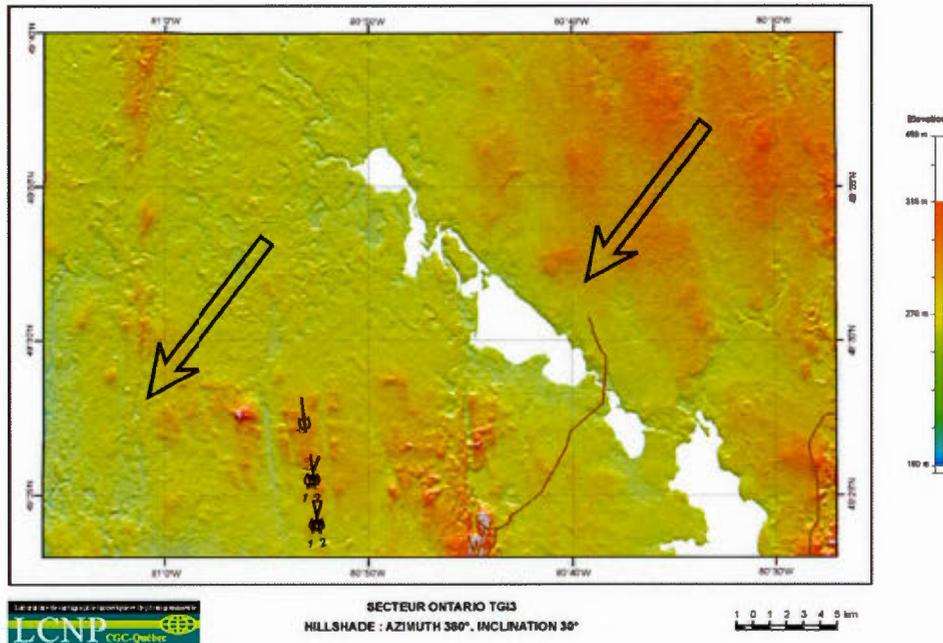


Figure 4.27 Image SRTM dont la source lumineuse située au nord ( $360^\circ$ ) à un angle de  $30^\circ$  par rapport à l'horizon fait ressortir les formes fuselées orientées vers le SO. Tiré de Veillette et al. 2008.

#### 4.2.5 Dépôts alluviaux (A)

Les dépôts alluviaux sont constitués de silt et de sable renfermant de la matière organique décomposée, ce qui leur confère une couleur foncée. Ces dépôts holocènes se retrouvent sous forme d'accumulations latérales le long des plaines alluviales. Les rivières forment des méandres dans la plaine de sédiments lacustres à granulométries fines, dans les dépôts organiques et dans le till de Cochrane (fig. 4.28). On retrouve également des dépôts alluviaux à l'intérieur d'anciens chenaux maintenant asséchés, lesquels témoignent du drainage de la déglaciation qui s'effectuait alors vers le sud, à l'opposé du drainage actuel qui s'effectue vers le nord.



Figure 4.28 Vue aérienne des dépôts alluviaux mis en place dans les méandres d'un cours d'eau incisant le till de Cochrane. Photo: G.St-J.

#### 4.2.6 Dépôts organiques (O)

Les dépôts organiques sont très répandus la région d'étude et ils se présentent dans de nombreux contextes. Les grandes étendues de dépôts organiques mal drainés (fig. 4.28) sont généralement associées à un territoire à faible relief dominé par la présence importante de dépôts argileux imperméables d'origine glaciolacustre post-Cochrane, ainsi qu'au-dessus des dépôts argileux formant le till de Cochrane. L'épaisseur de la matière organique est variable, mais elle est généralement comprise entre 1 à 2,5 m. Les grandes étendues de terrain organique mal drainé (fig. 4.29) découlent d'un territoire à faible relief dominé par la présence importante de dépôts argileux imperméables qui sont d'origine glaciolacustre.

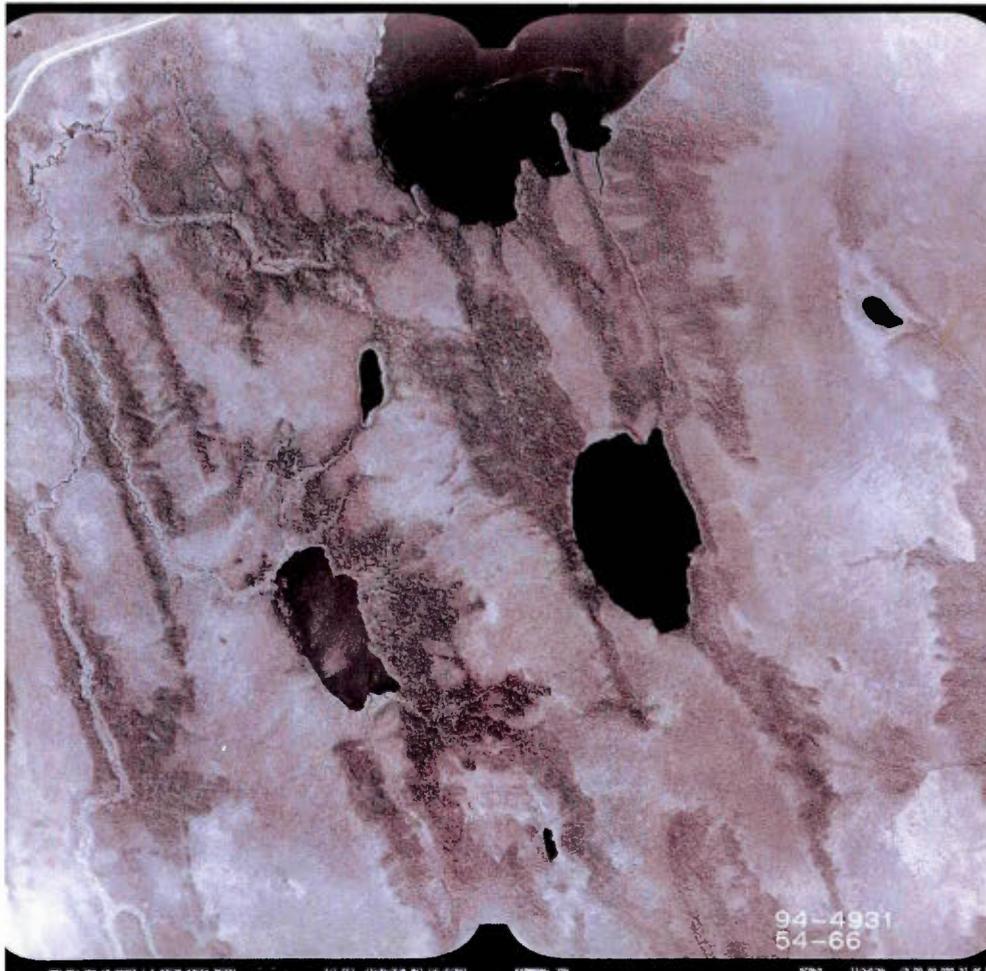


Figure 4.29 Photographie aérienne à l'échelle 1 / 10 000 montrant l'importance de la couverture de sédiments organiques (zones plus pâles) dans la portion ouest de la région d'étude (42h316 SNRC). Photo 1/10 000 94-4931 54-66 MRNO.

### 4.3 Éléments géomorphologiques

Les éléments géomorphologiques marquants du terrain d'études sont en grande majorité d'origine glaciaire, la plupart du temps associée aux avancées de Cochrane. D'autres sont cependant de nature ponctuelle et associée à la déglaciation du territoire ou à des phénomènes d'origine non-glaciaire. La section qui suit présente les principaux éléments géomorphologiques qu'on retrouve sur la carte des dépôts de surface qu'on retrouve en pochette de ce mémoire.

#### 4.3.1 Sillon d'iceberg

Lorsque la tranche d'eau devient insuffisante, la quille des icebergs marque d'un sillon le fond du bassin ou les hauts reliefs telles les crêtes d'eskers. Ces formes de terrains sont généralement concentrées à des altitudes avoisinantes la limite maximale du Lac Ojibway ( $\pm 305$  m) (Veillette et Paradis, 1996). L'altitude de la portion sud-est de la zone d'étude (42H/16 SNRC) se situe à près de 300 m. La marge sud du front morainique délimite une zone où l'on observe une grande concentration d'iceberg (voir carte en pochette). Ces icebergs sont des transporteurs non négligeables de blocs erratiques et de débris grossier (*dropstones*). La répartition de ces dépôts représente un marqueur important quant à l'étude du retrait glaciaire. L'orientation des sillons d'icebergs forme également un indice des paléo-vents de cette époque, ou encore sur la direction de l'appel des eaux vers un site de déversement (exutoire) ou de drainage. Aucun traitement statistique n'a été réalisé quant à l'orientation des sillons sur le terrain d'étude. Cependant, l'observation de l'orientation générale des sillons concorde avec la compilation portant sur plus de 8 000 sillons au nord du 49° N au Québec réalisé par Veillette et Paradis (1996). Ces sillons on axe qui est généralement orienté à 108°-288°, soit vers le ONO-ESE (figure 4.30).



Figure 4.30 Sillon d'iceberg suivant un axe ONO-ESE d'une largeur d'environ 20 m. Ce sillon est situé dans la portion sud-est de la zone d'étude (42H316). Photo: G.St-J.

#### 4.3.2 Dépression annulaire

On retrouve des formes circulaires qui marquent le couvert forestier de la région d'étude, qui comprend essentiellement des épinettes noires. Ces anneaux apparaissent sous une teinte pâle dans la végétation. Ils peuvent atteindre jusqu'à 1 km de diamètre (fig. 4.31) et ils se retrouvent dans divers types de sol, dont notamment les sédiments glaciolacustre (tourbières) et le till de Cochrane. L'origine exacte de ces formes n'est pas encore déterminée. Cependant, un lien entre la répartition des anneaux et les sols carbonatés a été établi (Veillette et Giroux, 1999). Ceci est particulièrement bien illustré par la grande abondance d'anneaux au-dessus, ou en aval glaciaire, des basses-terres de la Baie d'Hudson qui reposent sur les roches carbonatées de la plate-forme Paléozoïque de la Baie d'Hudson.

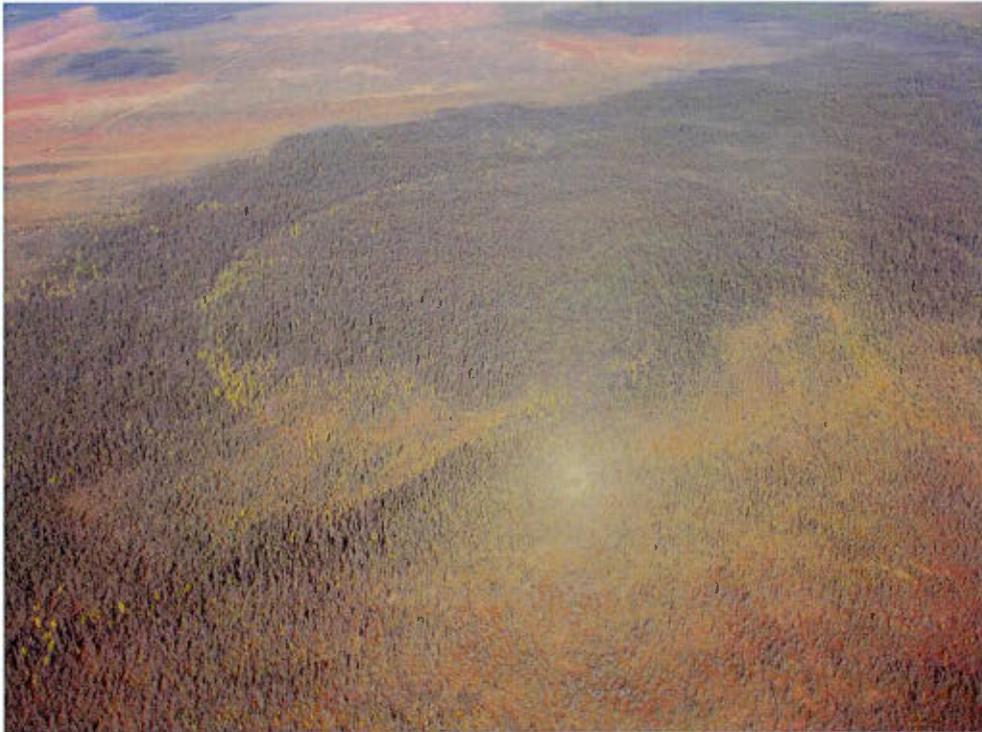


Figure 4.31 Dépression annulaire d'environ 350 m de diamètre s'étant développé dans le till de Cochrane dans la portion sud de la zone d'étude (42H316). Photo: G. St-J.

### 4.3.3 Drumlins et drumlinoïdes

Les terrains argileux de la région d'étude sont typiquement marqués par des formes fuselées qui marquent le passage des glaces associées aux crues du Cochrane. Ces formes de terrains consistent essentiellement à des drumlins et autres formes drumlinoïdes qui peuvent prendre des dimensions considérables (fig. 4.32). Ces formes fuselées montrent une orientation NNO-SSE, avec une légère déflexion vers le sud-est dans la partie sud-est du territoire cartographié.



Figure 4.32 Drumlins et drumlinoïdes dans la portion nord-est de la zone d'étude (42H/16 SNRC). Le drumlin recoupant le lac est d'une largeur de 20 à 50 m et mesure plusieurs centaines de mètres de long. Photo 1/10 000 94-4930 54-37 MRNO.

#### 4.4 Profil stratigraphique local et régional

Les des campagnes de terrain effectuées ont permis de recensé un certain nombre d'unités lithostratigraphiques qui globalement forment un cadre stratigraphie locale relativement simple (Figure 4.33). Les nombreux changements de faciès associés à des transitions ou exprimant des phénomènes ponctuels complexifient l'harmonisation de ces unités avec la stratigraphie régionale.

Néanmoins, on remarque que les dépôts holocènes constitués principalement d'alluvions modernes et de dépôts organiques (tourbières), sont relativement minces (1 à 2 m tout au plus) et occupent qu'une n'occupe pas une place secondaire dans la stratigraphie locale. De façon générale, une mince couche de sol recouvre les dépôts meubles plus anciens. Sauf exception, le sommet de la stratigraphie est généralement occupé par des dépôts de récurrences glaciaires, principalement représenté par le till de Cochrane (fig. 4.32). Dans sa portion supérieure, le till de Cochrane est généralement sableux, notamment lorsqu'il constitue des formes fuselées ou lorsqu'il se situe en aval d'un esker. En de rares endroits, il est possible d'observer des sédiments glaciolacustre et parfois même de faciès d'eau profonde (constitués de séries de varves) qui sont intercalés dans des diamictons pré-Cochrane. Sur le flanc des eskers, on peut constater que les épandages fluvio-glaciaires se sont déposés en continu durant l'ensemble des évènements du Cochrane.

Des bancs d'emprunts recoupant plusieurs unités lithostratigraphique révèlent parfois la présence de plusieurs unités lithostratigraphiques anciennes. Dans ces excavations on retrouve généralement des lits de sable massifs situés entre les sédiments de Cochrane et l'unité glaciaire sous-jacente formée par le till de Matheson. Différents faciès de cette unité ont été observés sans jamais que l'on puisse les associer à d'autres évènements glaciaires ou interglaciaires. L'absence, ou le nombre limité de données de forages ne permettent pas d'établir un modèle stratigraphique exhaustif pour l'ensemble de la zone d'étude.

Les études stratigraphiques réalisées au niveau régional ont été effectuées au nord de Timmins par Paulen (2001). Cependant, étant situé plusieurs dizaines de kilomètres au sud de la région d'étude, le contexte dans lequel les crues du Cochrane ont évolué est

relativement différent, notamment caractérisé par une marge distale du Cochrane, les glaces associées aux diverses crues étaient principalement flottée. Dans ce contexte, on remarque que les sédiments Ojibway recensés par Paulen (2001) sont beaucoup moins perturbés dû aux faibles apports de glace. Ceci contraste avec la région d'étude où l'on retrouve très peu de sédiments glaciolacustre, lesquels ont été incorporés lors des réavancées glaciaires. Grâce aux nombreux forages, l'auteur (2001) a de plus recensé des sédiments d'origine glaciaire et non-glaciaires beaucoup plus anciens.

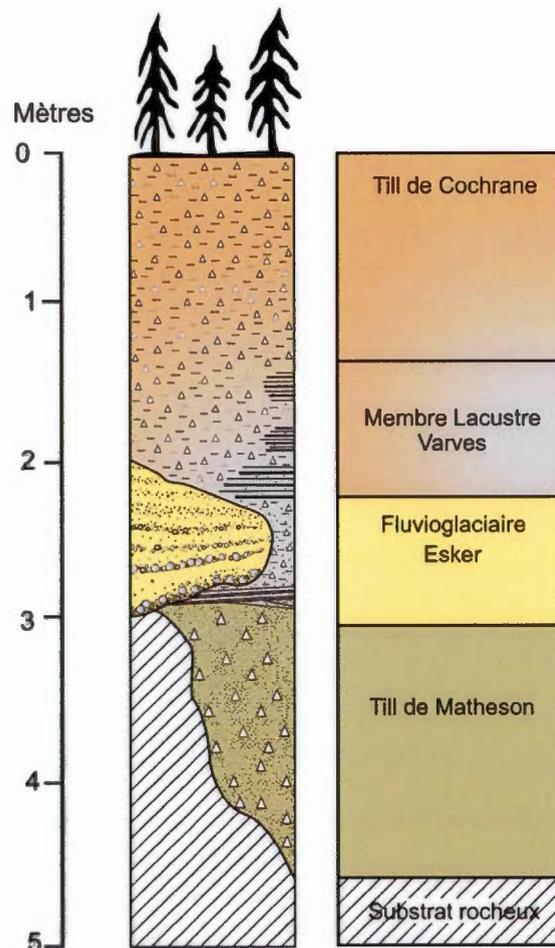


Figure 4.33 Coupe stratigraphique composite de la zone d'étude refermant l'ensemble des unités observées sur le territoire cartographié.

## CHAPITRE V

### ORIGINE DES SABLES TARDIGLACIAIRES DANS LA REGION DE COCHRANE : IDENTIFICATION PAR LA METHODE DE LA LUMINESCENCE OPTIQUE ET PAR MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE

#### 5.1 Introduction

Dès les premières investigations menées sur le terrain, nous avons constaté une importante quantité de sédiments sableux au sein des dépôts quaternaires de la région d'étude. L'abondance des ces sables, constitue un caractère particulier des unités lithostratigraphique. Cette caractéristique a aussi été observée lors des travaux de photo-interprétation. Leurs surreprésentations au sein des formations fluvioglaciales ainsi que leurs présences entre le till de Cochrane et le till de Matheson ne peuvent s'évaluer que par la comparaison entre des environnements semblables au Québec (Veillette *et al.*, 2008). De par leur étendue marquée sur le territoire cartographié et leur abondance, l'origine (source) de ces sables peut être considérée énigmatique.

Afin d'identifier la provenance et le processus de mise en place de ces dépôts sableux et de mieux comprendre la dynamique glaciaire locale, des études de détail ont été entreprises sur ces sables. La détermination de leurs âges et l'étude de leurs caractéristiques morphologique ont été mises de l'avant comme paramètre pour y arriver. L'application de la méthode de datation par luminescence optique (OSL) de ces différentes unités est motivée non seulement par la simple présence de ces sables, mais aussi parce qu'ils peuvent constituer un excellent marqueur chronologique. L'analyse de ces sédiments au microscope électronique à balayage (MEB) a aussi permis de faire ressortir certaines particularités morphologiques et ainsi préciser leur origine.

### 5.1.1 Distribution et contexte stratigraphique des sables dans la région d'étude

Les travaux de cartographie révèlent que la géomorphologie du territoire est dominée par des formes fuselées suivant un axe nord-ouest/sud-est, constituées principalement par la remobilisation des dépôts argileux d'origine lacustre lors des crues du Cochrane. Par endroits, l'épaisse couverture sédimentaire recouvre de subtiles formes reliques orientées dans un axe NE/SO, lesquelles sont attribuées à des écoulements glaciaires antérieurs. Un imposant complexe fluvio-glaciaire, d'une largeur variant de quelques centaines de mètres à un kilomètre, traverse la zone d'étude du nord au sud. Cet esker, constitué essentiellement de sédiments sableux fins, est tronqué par les formes de terrain associées aux mouvements du Cochrane (vers le SE) plus récents.

Les données de terrain, recueillies lors des travaux de cartographie, indiquent que la stratigraphie locale est majoritairement constituée de dépôts associés à la fin de la dernière glaciation. Les accumulations de sables sont principalement comprises au sein d'eskers et de crêtes drumlinisées qui se situent pour la plupart dans la portion supérieure de la stratigraphie locale (voir carte en pochette). Une autre accumulation de sables a été relevée entre le Till de Matheson et le Till de Cochrane. Cette unité sableuse est non négligeable, autant par sa répartition géographique que par son épaisseur, qui peut atteindre plus de 5 mètres par endroits. Ces sables fins bien triés montrent de nombreuses rides de courant qui indiquent une mise en place par des eaux de fontes s'écoulant localement vers l'ouest-sud-ouest. Ces indicateurs permettent de dissocier les sables du complexe fluvioglaciaire plus récent, lequel montre localement des paléocourants vers le sud-sud-ouest. Ils suggèrent ainsi une mise en place lors d'un retrait de la marge glaciaire ayant déposé le till de Matheson. Il est important de rappeler que ces sables tardiglaciaires occupent une position stratigraphique, à l'échelle régionale, où l'on retrouve habituellement des sédiments lacustres fins (varves) associés au faciès d'eau profonde du Lac Ojibway. Peu de varves ont été retrouvées sur le territoire d'étude, mais le till de Cochrane montre une matrice à texture fine, ce qui suggère l'érosion de dépôts fins lors de ces réavancés. De plus, d'autres accumulations de sables sont présentes dans la région, la plus importante est la moraine de Pinard localisée à l'ouest de la zone d'étude (fig.

1.3). Les sédiments qui forment cette moraine sont majoritairement constitués de sables et sont recouverts d'une mince couche de till de Cochrane. Enfin, dans la zone d'étude, on retrouve aussi une seconde accumulation, celle-ci formant un arc de cercle discontinu et aussi constitué de sables, mais de quantité moindre. Contrairement à la moraine de Pinard, cette mégaforme que l'on pourrait associer à une pause lors du retrait glaciaire semble avoir été remaniée par les réavancées du Cochrane.

## 5.2 Application de la luminescence optique à l'étude des sables

Les sables des ensembles sédimentaires de la région d'étude montrent des caractéristiques sédimentologiques (rides de courant et classes granulométriques uniformes) qui suggèrent des distances de transport considérables, les rendant ainsi théoriquement propices à l'étude en OSL. Les travaux en luminescence optique de ces différentes unités sableuses pourraient révéler des contraintes chronologiques importantes ou fournir, à tout le moins, des indices sur leurs origines ou modes de mise en place.

### 5.2.1 Principe de datation par luminescence optique

Le principe physique à la base de cette méthode de datation repose sur le fait que des électrons se retrouvent piégés à l'intérieur de défauts (appelés pièges ou *traps*) présents dans la structure cristalline des minéraux. De façon générale, les structures cristallines des minéraux présentent des imperfections de deux ordres : extrinsèque et intrinsèque. Les imperfections d'ordre extrinsèque apparaissent le long de dislocations ou d'impuretés de la maille cristalline et sont dues à des imperfections chimiques introduites dans le cristal. Les imperfections d'ordre intrinsèque sont, quant à elles, associées à des ions interstitiels constituant des « vacances » et sont dues à des imperfections physiques dans la structure cristalline. Ces imperfections de la maille élémentaire laissent ainsi place à des sites dits discrets où se logeront des charges libres.

Dans un milieu naturel, les minéraux sont soumis de façon constante à la radiation naturelle de leur environnement. La désintégration de différents isotopes radioactifs

( $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$ ) présents dans certains minéraux permet d'ioniser certains atomes et les électrons ainsi libérés viendront remplir les pièges ou défauts cristallins. Bien que les radiations cosmiques jouent également un rôle dans ce processus, elles sont considérées comme relativement mineures et leur contribution à la dose annuelle peut être estimée par rapport à la position latitudinale et longitudinale du site étudié. Donc, plus la durée de l'exposition du minéral à l'action de la radioactivité sera longue, plus la proportion d'électrons piégés sera grande. À l'inverse, les minéraux qui forment les dépôts modernes, lesquels sont couramment exposés à la lumière, ne contiennent théoriquement pas d'électrons dans leurs défauts cristallins, car le rayonnement solaire a une capacité d'évincer ces électrons. Ce processus, communément appelé « remise à zéro » du matériel, est essentiel à la datation, car il nous assure que le matériel daté ne contient aucune charge d'un épisode d'enfouissement antérieur.

Ainsi, suite à une stimulation thermique ou optique du minéral, les électrons qui sont piégés pourront être libérés et se recombinaison à un autre défaut cristallin. Cette recombinaison s'accompagne parfois par l'émission d'un photon. Tel que mentionné précédemment, la quantité de lumière émise par un minéral est proportionnelle à la quantité de charges préalablement piégées. La mesure de ce flux en laboratoire permet de déterminer une « paléodose ». On obtient cette mesure en comparant la luminescence naturelle de l'échantillon (aliquote) et la luminescence induite par une source radioactive à un autre aliquote. Cette mesure correspond donc à la quantité de radiations à induire pour que le taux soit égal à celui acquis entre la remise à zéro et la durée de son enfouissement. Afin de connaître la durée de son enfouissement (âge), on doit donc connaître la dose annuelle, laquelle représente le taux de radiation naturelle dans le milieu sédimentaire. Ainsi, l'âge est fonction de cette mesure, car le taux avec lequel les électrons sont piégés dans un minéral dépend du flux radiatif auquel ce même minéral est exposé. Cette dose annuelle est calculée à partir d'analyses chimiques INAA (activation neutronique des éléments radioactifs) qui déterminent la composition en uranium, en thorium et en potassium (U, Th, K) du matériel daté. Finalement, le calcul de l'âge se détermine comme suit :

$$\text{Âge} = \text{Paléodose (Gy)} / \text{Dose annuelle (Gy/ka)}$$

### 5.2.2 Caractéristiques des échantillons

Cinq (5) échantillons ont été analysés par luminescence optique. Voici leurs principales caractéristiques et des détails sur leur environnement sédimentaire d'origine.

#### Échantillon 08-VJ-055

L'environnement dans lequel cet échantillon a été prélevé possédait à première vue toutes les caractéristiques sédimentologique et morphologiques associées au remaniement éolien. Ce dépôt s'apparentait à une dune et présentait une homogénéité granulométrique, en plus de figures sédimentaires (rides) (fig. 5.1). Ces caractéristiques devaient donc assurer une bonne remise à zéro du sédiment. De plus, les résultats des analyses préliminaires, telles la teneur et la saturation en eau, ainsi que l'analyse INAA, suggérant qu'un âge pourrait être obtenu à partir de cet échantillon (voir annexe B). L'obtention d'un âge OSL permettrait un contrôle chronologique quant à l'exondation du territoire des eaux du Lac Ojibway, marquant la fin des événements glaciaires régionaux.

#### Échantillon 08-VJ-056

Cet échantillon provient d'un banc d'emprunt allongé dans l'axe NE/SO, donc probablement associé aux écoulements glaciaires antérieurs (Matheson). Ces sédiments sont enfouis sous une mince couche de till de Cochrane (moins de 3 m) et le sommet de l'unité est constitué de sables silteux possédant de nombreuses rides de courant très bien développées. (fig. 5.1). L'obtention d'information chronologique à partir de cet échantillon permettrait de mieux connaître la mise en place de ces matériaux qui supposent une remobilisation des sédiments fins à l'approche des récurrences glaciaires au sein d'un bassin glaciolacustre peu profond.

#### Échantillon 08-VJ-062

La position stratigraphique de cet échantillon s'apparente beaucoup au précédent (08-VJ-056). L'orientation générale de la morphologie locale est aussi profilée dans l'axe NE/SO. Cependant, la couverture du till de Cochrane est beaucoup plus mince (moins d'un mètre). Les sables fins sont massifs et ne présentent pas de rides de courant. Par contre, il y a des figures de charge marquant l'expulsion de l'eau (*dewatering*) (fig. 5.1). Ce sédiment aurait pu confirmer l'âge de l'échantillon 08-VJ-056, prélevé dans un environnement très similaire tout en étant dans un plan d'eau moins dynamique.

#### Échantillon 08-VJ-098-1

Cet échantillon consiste en des sédiments prélevés dans la moraine de Pinard qui est associé à l'avancée maximale de la première phase des crues de Cochrane. L'âge de la mise en place de cette mégaforme qui marque la marge glaciaire en contact avec le Lac Ojibway pourrait nous informer quant au début des événements Cochrane I sur le territoire ontarien et ainsi permettre une mise en relation avec les événements du Québec. L'échantillon prélevé dans les sables de la moraine de Pinard se situait à moins d'un mètre sous l'unité supérieure constituée d'un till argileux (fig. 5.1). Localisés sur le versant aval de la moraine, les sables présentent une très forte concentration de rides de courant fournissant de bonnes conditions de remise à zéro.

#### Échantillon 08-VJ-112

Cet échantillon provient d'un d'esker situé dans la région de Cochrane, à mi-chemin entre la région d'étude (42H/16) et la ville de Timmins. Cet esker, dont la crête est partiellement enfouie sous un faciès distal du till de Cochrane (fig. 5.1), perce l'épaisse couverture argileuse, ce qui témoigne de la persistance des dépôts fluvio-glaciaires dans la région. Selon Paulen (2001), les eskers de la région de Timmins se seraient déposés de façon continue en incisant les dépôts Matheson au cours des événements Ojibway et auraient perduré durant les événements Cochrane. L'échantillon 08-VJ-112 fut prélevé à quelques mètres sous la surface (3,75 m) à partir d'un esker partiellement enfouis sous le till de Cochrane. L'obtention d'une date OSL contribuerait à clarifier la chronologie des dernières récurrences Cochrane en rapport avec la mise en place des épandages fluvio-glaciaires au sein du bassin Ojibway.

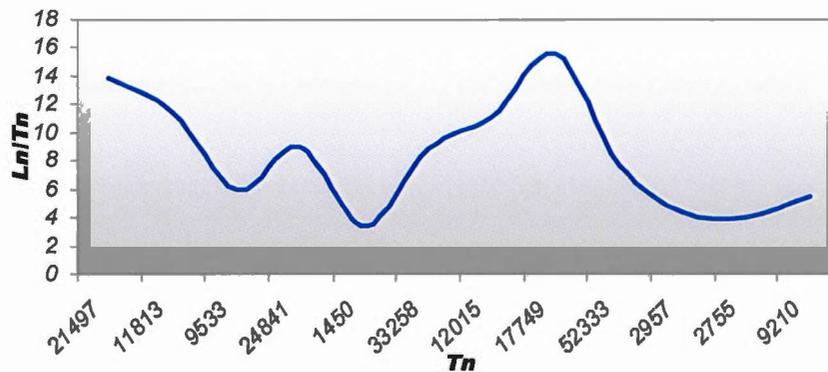


Figure 5.1 Environnement sédimentaire des cinq échantillons 08-VJ-055, 08-VJ-056, 08-VJ-062, 08-VJ-098-1 et 08-VJ-112.

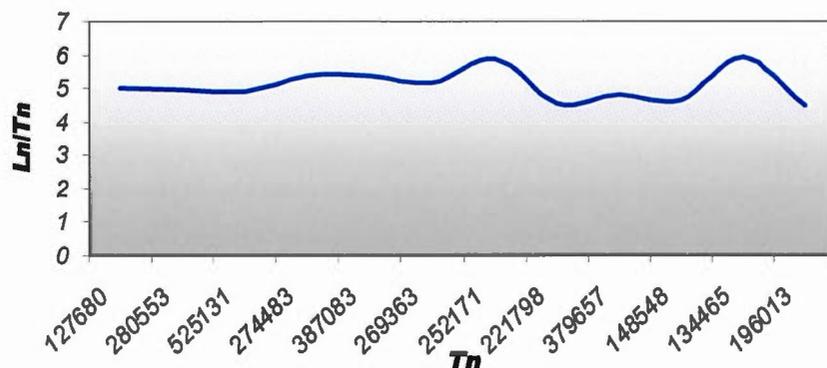
### 5.2.3 Résultats

Les résultats obtenus suite à l'analyse des valeurs de lumière naturelle ( $L_n$ ) versus lumière induite ( $T_n$ ) démontrent clairement qu'aucun des échantillons n'a été remis à zéro. La figure 5.2 présente sous forme de graphiques les valeurs  $L_n/T_n$  obtenues ainsi que l'expression sous la forme de courbes pour chaque échantillon analysé. Ces courbes devraient, dans le cas d'une remise à zéro, ne serait-ce que partielle, montrer une fonction bimodale dans l'évolution des résultats. Au lieu de cela, nous obtenons une distribution à dôme unique (fig. 5.2 ; 08-JV-112) ou une courbe en dent de scie (fig. 5.2 ; 08-VJ-098-1). Même si ces résultats ne nous permettent pas de poursuivre les datations OSL et d'obtenir des datations absolues, il n'en demeure pas moins que nous pouvons déduire certaines caractéristiques du mode de mises en place pouvant expliquer le fait que les sédiments n'ont pas été remis à zéro. Ainsi, ces résultats suggèrent une mise en place des sédiments dans un environnement quasi exempt de lumière, caractérisé par des eaux troubles (opaques), typiques des environnements proglaciaires.

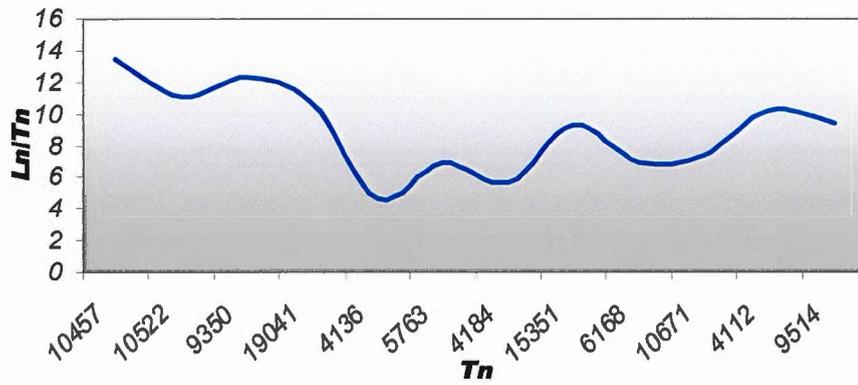
**Échantillon 08-VJ-055**



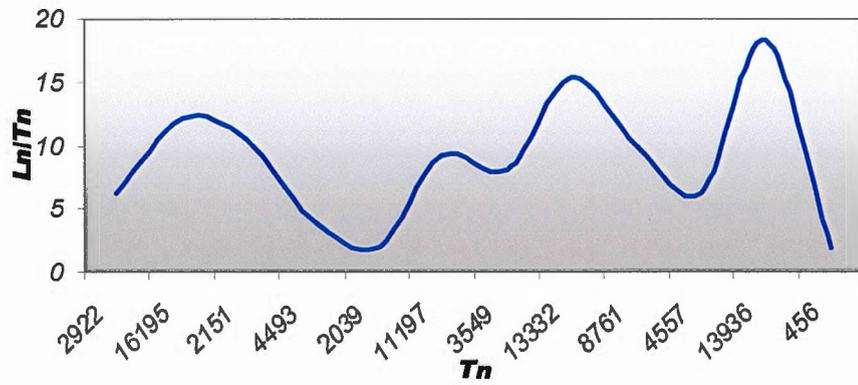
**Échantillon 08-VJ-056**



Échantillon 08-VJ-062



Échantillon 08-VJ-098-1



Échantillon 08-VJ-112

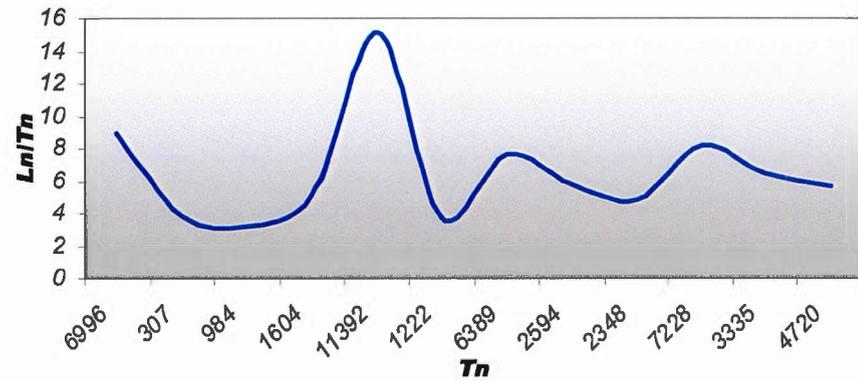


Figure 5.2 Résultats sous forme de courbe des rapports  $\text{Ln/Tn}$  pour chaque échantillon analysé; 08-VJ-055, 08-VJ-056, 08VJ-062, 08-VJ-098-1 et 08-VJ-112.

Ainsi, l'hypothèse qui attribuait l'échantillon qui semblait appartenir à une dune située sur le flanc est d'un esker traversant la région d'étude (échantillon 08-VJ-055) s'avère erronée. Les résultats et d'autres indices géomorphologiques suggèrent que ces sables appartiennent à un ensemble sédimentaire beaucoup plus grand dont la mise en place serait associée à une pause ou à une position frontale de la marge glaciaire. Dans le cas des sables associés au Matheson (échantillon 08-VJ-056 et 08-VJ-062), il pourrait s'agir de sédiments remobilisés lors de la mise en eau du bassin Ojibway ou par des coups d'eau précurseurs des avancées Cochrane. Ces événements se seraient alors produits soit sous un couvert de glace en régression, soit dans un bassin moyennement profond à forte turbidité.

L'échantillon prélevé au sein de la moraine de Pinard (échantillon 08-VJ-098-1) tout comme les autres ne montrent pas de remise à zéro. Le fait que l'on retrouve des sédiments glaciaires en aval de la moraine de Pinard suggère que des épisodes de crues plus récents ont chevauché, puis dépassé cette mégaforme. Le fait que les échantillons aient été collectés à peine à 1 mètre sous les dépôts du Cochrane pourrait expliquer pourquoi ils n'ont pas été exposés à la radiation solaire. De plus, la proximité du bassin lacustre du bassin Ojibway (eau profonde et turbide), lors de la mise en place de la moraine de Pinard, constitue un élément à ne pas négliger dans l'explication de la non-remise à zéro de ces échantillons.

Pour ce qui est des sables associés au flanc de l'esker (échantillon 08-VJ-112), ces derniers n'ont pas été remis à zéro. Même si ces sédiments ont été prélevés près de la limite lacustre Ojibway supposée, la tranche d'eau fut soit trop importante, soit trop trouble pour permettre une remise à zéro efficace des sédiments. De plus, ces sables sont partiellement recouverts du faciès distal du till de Cochrane et associés à des langues partiellement flottées. Ce contexte stratigraphique suggère un environnement avec forte turbidité ou encore une faible exposition à la lumière, atténuant ainsi les chances de remise à zéro de ces sédiments.

### 5.3 Analyse au microscope électronique à balayage optique

Les grains formant les sables qui abondent dans la région d'étude ont également été étudiés afin de définir leurs caractéristiques morphologiques et ainsi obtenir de l'information sur leur mode de transport et de mise en place, cela dans le but de caractériser leur provenance. Les analyses ont été effectuées à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB) sur des grains de quartz en raison de l'abondance de ce minéral dans les dépôts sableux et de la capacité ces grains de quartz à préserver les traces de leurs environnements sédimentaires récents et antérieurs sur leurs surfaces. L'imagerie obtenue permet l'étude de deux principaux aspects, soit leur caractère morphométrique et leur caractère morphoscopique, lesquels renseignent sur le type d'usure responsable de leurs caractères morphologiques extrinsèques, de même que sur les agents de transport et leur provenance.

#### 5.3.1 Principes d'étude exoscopique de grains de sable quartzeux à l'aide du MEB.

La méthode de détermination de l'histoire sédimentaire des grains de sable par l'étude de leur surface au MEB est relativement simple. Elle repose sur le fait que chaque environnement naturel est caractérisé par un ensemble de facteurs d'origine diverse : physique (pression, température), chimique (concentration de silice dissoute dans l'eau, présence d'hydroxydes de fer), mécanique (chocs éoliens ou subaquatiques, frottements, broyage) et biologique (bactéries, diatomées). Ces facteurs laissent à la surface des grains de quartz des traces et des formes de taille caractéristiques des facteurs qui les ont générées. Lorsque les grains passent d'un environnement à un autre, ces traces sont modifiées de façon spécifique selon les caractéristiques du nouvel environnement. L'exoscopie est basée sur l'identification puis l'interprétation de 250 caractères de base, qui permettent non seulement de déterminer avec précision le milieu de dépôt d'un grain de sable, mais même de retracer l'ensemble de son histoire géologique et dans certains cas son origine géographique. Cependant, il est mathématiquement impossible de trouver deux grains de sable en tous points identiques, chaque grain possédant une multitude d'informations spécifiques reliées à son origine et divers épisodes de son existence. C'est pourquoi l'étude préalable de la morphologie des grains (morphométrie), tout comme

l'étude des microstructures (morphoscopie), est essentielle à la caractérisation des formes et des traces présentes à la surface des grains (exoscopie).

La morphométrie consiste, entre autres, à déterminer l'arrondi, la sphéricité et le rapport entre les différents axes du grain. L'arrondi, qui réfère aux angles des pointes des grains, peut être déterminé quantitativement à l'aide d'un rapport ( $r^1/R$ ) où  $r^1$  est le rayon du coin le plus aigu et (R) le rayon de la sphère inscrite. Ces méthodes sont cependant fastidieuses et trop souvent imprécises. C'est pourquoi ces paramètres ont été caractérisés de façon qualitative à partir d'échantillons témoins et de la charte visuelle de Krumbein et Sloss (1963) d'après les classes suivantes : anguleux, subanguleux, subarrondis, puis arrondis. La sphéricité réfère à la tendance qu'a un grain à se rapprocher d'une forme sphérique, déterminée de la même façon que l'arrondi ; elle peut être classifiée comme étant haute, moyenne ou basse. L'étude morphométrique de grains permet aussi une classification basée sur les rapports entre la longueur, la largeur et l'épaisseur d'un fragment donné. Le rapport entre ces axes permet par la suite de classer les grains à l'intérieur de trois différentes catégories : oblate, tabulaire ou discal ; égale, cubique ou sphérique ; lamelle et prolata, (e.g., Krumbein et Sloss, 1963; Cailleux et Tricart, 1942, 1959)

La morphoscopie consiste, quant à elle, à l'étude des microstructures présentes à la surface des grains. Ces caractéristiques sont ici regroupées sous trois principales classes : les grains non usés (NU), les grains ronds mats (RM) et les grains émoussés luisants (EL) (Cailleux et Tricart, 1959). Cette classification permet d'associer les grains à différents environnements sédimentaires et types de transport qui les ont façonnés.

Les grains NU se caractérisent par leur forme anguleuse. Les arêtes vives, les pointes et les anfractuosités des grains ne présentent aucune trace de polissage ni d'arrondissement. Leur aspect de surface peut être mat ou luisant. Ces grains sont typiques aux transports dans les cours d'eau douce sur de très faibles distances, comme dans le cas des environnements glaciaires et fluvio-glaciaires. En général, les grains RM ont une morphologie générale subsphérique pouvant parfois atteindre celle d'une sphère parfaite. L'arrondi est maximum pour les fractions grossières (0.5 à 0.7 mm). Ils sont caractéristiques d'une évolution en milieu éolien et ils sont donc principalement trouvés sur les dunes littorales. Cependant, les grains RM sont constitués de deux sous-catégories,

les RM propres et les RM cimentés (sales). Les RM propres ont une forme arrondie, à peine plus longue que large et leurs surfaces sont entièrement mates du fait des marques de choc résultant du transport éolien. Les RM cimentés se distinguent par la présence de restes de ciment diagenétique quartzeux ou ferrugineux et de grains cassés. Il s'agit généralement de grains qui ont été incorporés dans un grès, puis libérés à nouveau lorsque celui-ci s'est effrité. Les RM cimentés sont fréquents près des bordures paléozoïques des vieux boucliers, ce qui est le cas pour le Canada méridional. Finalement, les grains EL présentent une dominance d'arêtes arrondies et peuvent parfois avoir la forme d'une sphère presque parfaite. Leur aspect de surface est toujours très poli, brillant, luisant sous l'éclairage de la loupe binoculaire. Ils sont spécifiques aux longs transports en milieux aquatiques continentaux (rivières, fleuves) ou à une évolution en milieux marins (plateau continental, plages, etc.). Selon Cailleux et Tricart (1942), une proportion de 20% de grains EL serait attribuable à un transport fluvial, 20 à 30% à un environnement marin probable. Au-delà de cette proportion, l'influence marine est indéniable.

Employée seule, la morphométrie et/ou morphoscopie ne permet pas de déterminer l'histoire ancienne des grains, notamment dans le cas où il y a eu une reprise sédimentaire. Lorsque remobilisés, les formes et caractères à la surface des grains tendent à être effacés ou modifiés au profit des caractéristiques associées à l'agent de transport responsable de la reprise en charge.

La mise au point de l'exoscopie (LeRimbault, 1973), qui consiste en l'étude des caractères purement extrinsèques des grains (distincts des caractères associés aux classes de Cailleux), permet de dépasser ces limites et d'approfondir la lecture de la « mémoire » des grains de sable grâce à l'utilisation du MEB. Ainsi, l'analyse exoscopique permet non seulement d'associer les grains à certains types d'environnements récents, mais aussi de retracer certaines formes fossiles héritées de transports antérieurs. Le croisement des résultats de la morphométrie, de la morphoscopie et de l'exoscopie rend possible la reconstitution du parcours sédimentaire des grains. Et ce, notamment grâce à l'arrondissement et la sphéricité qui impliquent un plus long transport avant de subir une modification de leurs formes acquises lors de leurs mobilisations antérieures.

### 5.3.2. Méthodologie

Les analyses au MEB ont été réalisées avec un appareil de type Hitachi S-4300SE/N (VP-SEM) au département des sciences de la Terre de l'Université du Québec à Montréal. Les échantillons analysés sont les mêmes que ceux utilisés pour les études par luminescence optique. Les caractéristiques de ces échantillons ont été présentées à la section 5.2.2 ci-dessus. Une douzaine de grains de quartz (fraction 125 $\mu$ m-250 $\mu$ m) ont été analysés dans chacun des quatre échantillons. Les grains de quartz ont été sélectionnés à l'aide d'une loupe binoculaire sur la base de leur représentativité et placés sur un présentoir en aluminium pour les analyses au MEB. Les grains ont été identifiés à l'aide d'une grille d'observation, basée sur un croisement entre les méthodes de Cailleux et Tricart (1959) et LeRimbault (1973), qui permet de faire ressortir les caractéristiques de chaque échantillon. Les analyses ont été réalisées à partir des agrandissements, puis les captures d'images ainsi effectuées ont mené à l'observation de la morphologie et des différents types d'usures des grains. La description de ces analyses est basée sur la fréquence de l'apparition des microformes les plus caractéristiques et leur association avec le type de grains auxquels elles appartiennent. Les résultats rendent compte de la fréquence (exprimée en pourcentage) de l'apparition des caractères morphométriques et des microstructures et font ressortir de façon statistique certaines caractéristiques communes à ces grains.

Les analyses morphoscopiques ont porté sur les caractéristiques d'arrondissement (très anguleux, anguleux, subanguleux, arrondis, très arrondis), ainsi que sur la sphéricité des grains. Quant aux analyses exoscopiques, elles ont été réalisées de façon qualitative en se basant sur des critères intrinsèques aux grains. Ces critères ont été choisis parmi les 250 décrits par Cailleux et Tricart (1942), sur la base des caractères exhaustifs et de la représentativité de l'agent de transport de l'environnement sédimentaire auquel les grains appartiennent. Afin de corroborer l'exactitude de l'interprétation des caractéristiques morphologiques de l'ensemble du grain et des ses formes et marques, nous avons comparé nos observations à des échantillons témoins (appendice C). Une sélection de grains représentatifs de l'échantillon apparaît aux figures 5.3, 5.4, 5.5, 5.6. Les observations obtenues, suite aux analyses morphométriques et exoscopiques, ont été insérées au sein de tableaux synthèses (tableaux 5.3, 5.5, 5.7, 5.9) illustrant les principales caractéristiques, formes et marques de chacun des grains.

### 5.3.3 Résultats

Les résultats des analyses morphométriques et morphoscopiques, ont exprimé en pourcentage (tableau 5.1, 5.2, 5.3, 5.4); le total de ceux-ci est équivalent à la somme des critères observés. Ces tableaux rendent compte de la récurrence de certaines microformes ou morphologies, permettant ainsi la comparaison des grains des différents échantillons.

#### Échantillon 08-VJ-055

Grâce aux observations de terrain, laquelle corroborées par les travaux de cartographie et par les analyses menées en OSL, il est possible de croire que ces sables appartiennent à un ensemble sédimentaire beaucoup plus grand dont la formation serait associée à une pause ou à une position frontale de la marge glaciaire. Les observations effectuées au MEB confirment les analyses (OSL) indiquant que les sédiments n'ont pas été soumis à une remobilisation éolienne. Ainsi, les analyses morphométriques révèlent que les grains sont majoritairement subarrondis (fig. 5.3 grain 08-VJ-055-09 et 12) et subanguleux (fig. 5.3 grain 01), et que le coefficient de sphéricité varie de moyens à haut (tableau 5.1). L'analyse morphoscopique des microformes à la surface des grains indique la présence d'une majorité de grains de type NU d'origine glaciaire, lesquels présentent des reliefs tourmentés, ainsi que des cassures conchoïdales et des cisaillements en gradins (fig. 5.3 grain 011).

La grande quantité de grains NU cadre bien avec l'environnement glaciaire dans lequel il a été prélevé. En comparant les caractéristiques extrinsèques des grains avec les résultats obtenus par Ritchot et Cailleux (1971) pour le même type d'environnement, nous pouvons en déduire que le transport fut relativement long, soit de l'ordre d'une centaine de kilomètres. La prépondérance des grains présentant des microstructures de type glaciaire (NU) amène à croire que ces sédiments proviennent soit de la remobilisation de sédiments anciens (till ou autres sédiments glaciaires), soit de l'érosion glaciaire synchrone à l'édification de cette mégaforme.

L'analyse des grains indique également la présence d'une importante pellicule carbonatée sur les grains (fig. 5.3 ; grain 012). Celle-ci est attribuable au lessivage des eaux glaciolacustre carbonatées et la composition dominante, riche en calcaires, des basses-terres d'Hudson. La présence de grains fluviaux (EL) ayant une tendance à l'arrondi et à la sphéricité au détriment des grains fluvio-glaciaires (NU) (tableau 5.2) évoque la présence de systèmes deltaïques associés à l'édification de cette mégaforme de type morainique. L'orientation des rides de courant indique des paléocourants s'écoulant vers le sud/est, soit perpendiculairement à l'axe de la forme morainique (nord/est-sud/ouest). La présence de grains cimentés (RM) provenant de la remobilisation de dépôts anciens concorde avec le scénario établi pour la mise en place de ces matériaux.

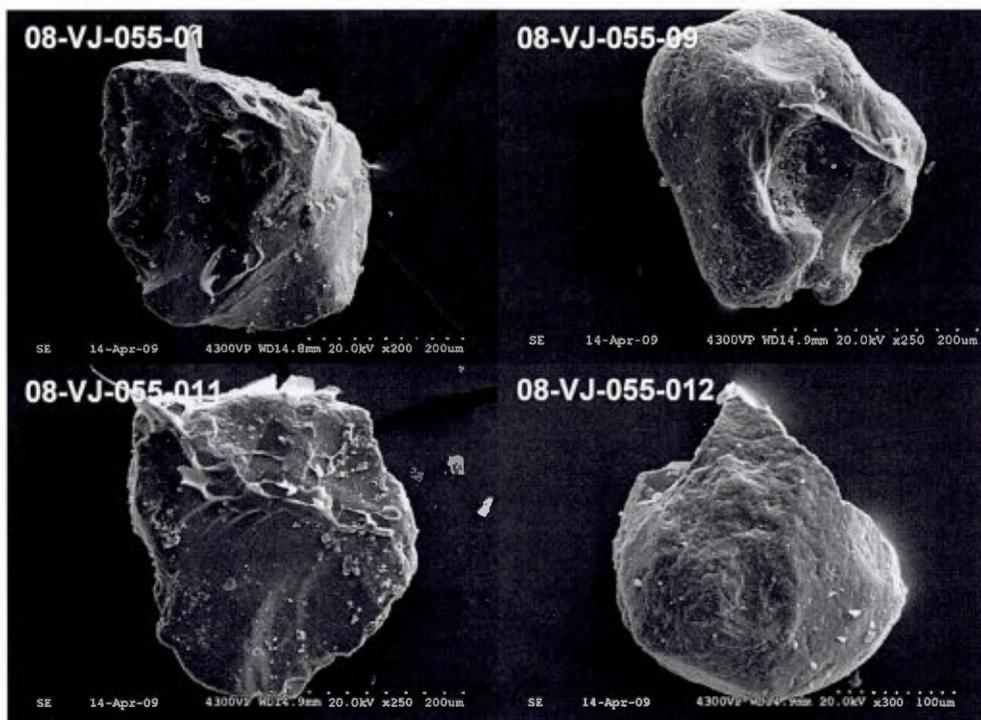


Figure 5.3 Sélection de grains représentatifs de l'échantillon 08-VJ-055.

		08-VJ-055 (Grains)												
		01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	Total (%)
<b>Non Usé</b>	<b>Glaciaire</b>													<b>57,7</b>
	Cassures conchoïdales	•				•			•	•	•	•	•	13,5
	Relief tourmenté	•		•	•	•	•	•	•			•		15,4
	Cisaillement en gradins	•					•	•	•		•	•	•	13,5
	Stries de frottement	•					•		•			•		5,8
	Indentation irrégulière					•			•	•		•		7,7
	<b>Fluvioglaciales</b>													<b>3,8</b>
	Arrêtes planes et	•				•								3,8
	Écailles d'alt. dissoutes													0
	Polis. prop. transport													0
<b>Rond Mat</b>	<b>Cimenté</b>	<b>Altération des grès</b>												<b>7,7</b>
		Ciments de Qtz	•				•							3,8
		Grains doubles												0
		Grains cassés									•	•		3,8
	<b>Propre</b>	<b>Éolienne</b>												<b>9,6</b>
		Traces de chocs en V									•	•		3,8
		Pellicule de silice												0
			•				•					•	5,8	
<b>Émoussé Luisant</b>	<b>Fluviatile</b>												<b>11,5</b>	
	Gradient de polissage					•							2,9	
	Dépôt de silice		•		•	•		•					9,6	
	<b>Marin et intertidal</b>												<b>2,9</b>	
	Dissolution de la silice			•									2,9	
	Piégeage de débris												0	
	<b>Infratidal</b>												<b>7,7</b>	
	Dissol. des pellicules												0	
Figure de dissolution		•					•		•			7,7		
<b>Arrondi</b>	Anguleux										•		8,3	
	Sub-anguleux	•			•		•		•				33,3	
	Sub-arrondis		•	•		•		•				•	41,7	
	Arrondis									•			16,7	
<b>Sphéricité</b>	Haute			•			•			•			33,3	
	Moyenne	•	•		•	•						•	41,6	
	Basse							•	•		•		25	

Tableau. 5.1 Caractéristiques morphoscopique et morphométrique des sables de l'échantillon 08-VJ-055. Dans la colonne de droite, les chiffres en italique représentent les pourcentages de chacune des caractéristiques morphoscopique, et en gras le total de ces caractéristiques pour chaque type de transport.

### Échantillon 08-VJ-056

Cet échantillon provient des sables compris entre le till de Cochrane et le till de Matheson. L'analyse morphométrique des grains fait ressortir l'aspect hétéroclite de cet échantillon, lequel se manifeste par une forte proportion de grains à caractère anguleux et subanguleux, tout en ayant aussi une forte quantité de grains arrondis, dont la sphéricité est moyenne (fig. 5.4 ; grain 08-VJ-056-05 et 09). La compilation des microformes, composées de grains à la surface, montre l'importance des grains NU à caractère glaciaire ou fluvioglaciaire. On y dénote aussi une proportion non négligeable de grains EL de type fluviatile (tableau 5.2).

Prélevés en aval d'une mégaforme allongée, suivant l'axe nord/est-sud/ouest, ces sédiments sableux sont constitués de figures sédimentaires qui indiquent la présence de paléocourants s'écoulant vers l'ouest/sud/ouest (235°), associés à un écoulement glaciaire ancien (till de Matheson). Les nombreuses rides de courant témoignent d'un environnement fluviatile à haute énergie. La forte proportion de grains de type glaciaire, combinée au caractère anguleux à subanguleux des grains, confirme l'héritage glaciaire de ces sables (fig 5.4 ; grains 07 et 10). Les microformes de types fluvio-glaciaire et fluviatile sont compatibles avec la présence de figures sédimentaires de courant, ce qui permet aussi d'expliquer le caractère arrondi et la sphéricité moyenne à élevée de certains grains (appendice C; grain 09). Le contenu lithologique, la faible teneur en carbonates et la couleur (2,5Y6/3, *light yellowish brown*) de ces dépôts correspondent aux caractéristiques émises par Paulen (2001) pour décrire les sédiments Matheson. Le croisement de l'ensemble de ces informations nous invite à croire que ces sédiments proviennent d'épandages fluvio-glaciaires subaquatiques mis en place lors du retrait de l'inlandsis Laurentidien au sein du Lac Ojibway lors de la mise en eau du Lac Ojibway.

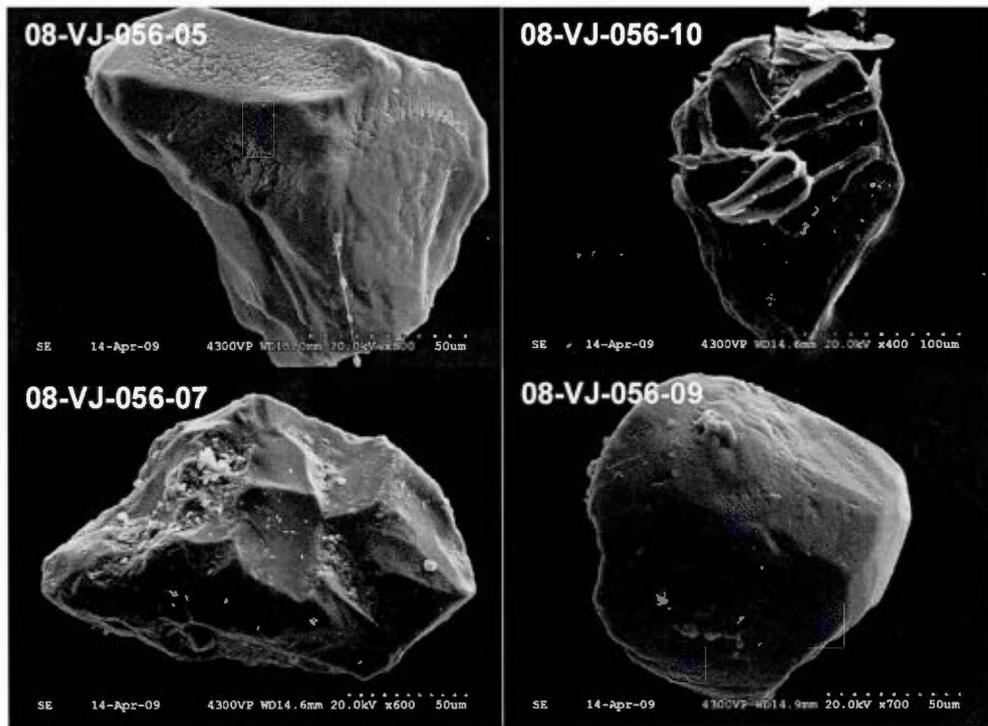


Figure 5.4 Sélection de grains représentatifs de l'échantillon 08-VJ-056

		08-VJ-056 (Grains)												Total (%)	
		01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12		
<b>Non Usé</b>	<b>Glaçaire</b>													<b>35,1</b>	
	Cassures conchoïdales	•			•		•	•						7,0	
	Relief tourmenté	•		•			•	•	•		•	•		12,3	
	Cisaillement en gradins	•			•			•						5,3	
	Stries de frottement				•		•				•			5,3	
	Indentation irrégulière	•		•					•					5,3	
	<b>Fluvioglaçaire</b>													<b>26,3</b>	
	Arrêtes planes et propres					•	•	•		•	•	•		10,5	
	Écailles d'alt. dissoutes				•				•	•				5,3	
Polis prop. au transport		•		•	•	•			•			•	10,5		
<b>Rond Mat</b>	<b>Cimenté</b>	<b>Altération des grès</b>												<b>8,8</b>	
		Ciments de Qtz						•	•		•			5,3	
		Grains doubles													0
		Grains cassés						•					•		3,5
	<b>Propre</b>	<b>Éolienne</b>													<b>0</b>
		Traces de chocs en V													0
		Pellicule de silice soluble													0
	Traces de chocs													0	
<b>Émoussé Luisant</b>	<b>Fluvialité</b>													<b>17,5</b>	
	Gradient de polissage					•	•			•			•	7,0	
	Dépôt de silice	•	•	•				•	•				•	10,5	
	<b>Marin et Intertidal</b>													<b>3,5</b>	
	Dissolution de la silice		•											1,8	
	Piégeage de débris								•					1,8	
	<b>Infratidal</b>													<b>8,8</b>	
Dissolution des					•								1,8		
Figure de dissolution		•	•		•				•				7,0		
<b>Arrondi</b>	Anguleux							•			•	•		25	
	Sub-anguleux	•		•			•		•					33,3	
	Sub-arrondis				•									8,3	
	Arrondi		•			•				•			•	33,3	
<b>Sphéricité</b>	Haute				•					•				16,7	
	Moyenne	•	•	•		•	•					•	•	58,3	
	Basse							•	•	•				25	

Tableau. 5.2 Caractéristiques morphoscopique et morphométrique des sables de l'échantillon 08-VJ-056. Dans la colonne la plus à droite, les chiffres en italique représentent les pourcentages de chacune des caractéristiques morphoscopique, et en gras le total de ces caractéristiques pour chaque type de transport.

## Échantillon 08-VJ-062

La position stratigraphique de cet échantillon, situé entre le till de Matheson et le till de Cochrane, s'apparente beaucoup au précédent (échantillon 08-VJ-056). Cependant, les sédiments constitués de sables fins à moyens présentent des figures d'expulsion d'eau. Par ailleurs, la couverture du till de Cochrane est beaucoup plus mince (< 1m). Le till de Cochrane y est constitué d'un faciès très sableux, typique des sommets des formes fuselées de la dernière récurrence glaciaire. Deux types de grains constituent cet échantillon : les grains NU à caractère glaciaire ou fluvio-glaciaire, et les grains EL à caractère fluvial. L'analyse morphométrique démontre une forte proportion de grains arrondis avec une haute sphéricité (fig. 5.5; grain 08-VJ-062-06 et 08) (tableau. 5.3).

Même si une proportion importante des grains est de type fluvio-glaciaire ou fluvial, il est possible, sur la base de la lithologie; riche en matériaux précambriens, d'associer de même ces matériaux aux sédiments Matheson (Paulen 2001). Certains grains ont conservé leurs caractères morphoscopiques glaciaires ainsi que leur angulosité et une basse sphéricité (fig. 5.5; grain 01 et 07). Cependant, plusieurs caractéristiques sédimentaires les différencient. La présence de nombreuses figures de charge associées à l'expulsion d'eau (*dewatering structures*) laisse supposer que ces matériaux ont été mis en place dans un environnement où l'eau dominait et qu'ils ont subi une pression surincombante importante, comme dans le cas des dépôts de Cochrane liés aux réavancées glaciaires. De plus, l'ensemble des grains étudiés est beaucoup plus homogène, se composant surtout de grains à caractère arrondi et avec une sphéricité élevés, ce qui suggère un transport beaucoup plus long. La présence accrue d'une pellicule de carbonate autour des grains, typique de l'apport des eaux associées aux crues du Cochrane, laisse supposer que ces sables se sont accumulés au sein du bassin lacustre Ojibway, peu de temps avant la récurrence glaciaire. L'environnement sédimentaire local, constitué de formes profilées de faible amplitude, suggère donc que le site de déposition a été chevauché fort probablement par une langue glaciaire partiellement flottée au sein du Lac Ojibway (réavancée du Cochrane). Ce contexte de sédimentation pourrait expliquer l'apport turbiditique de matériaux glaciaires typiques ayant une forte teneur de carbonates solubles.

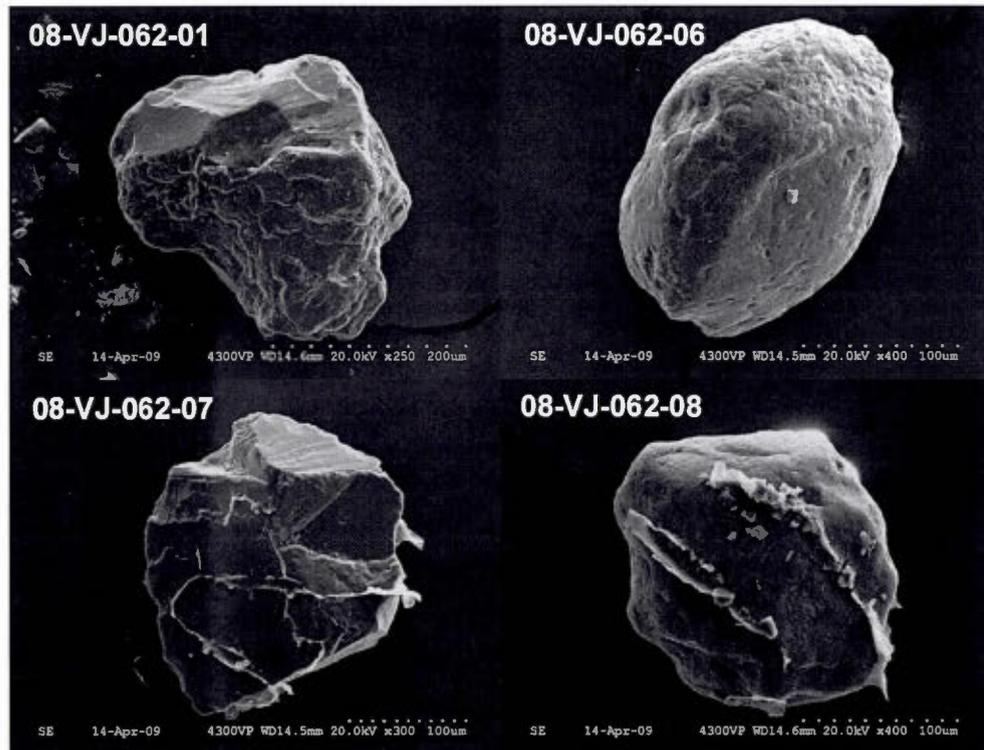


Figure 5.5 Sélection de grains représentatifs de l'échantillon 08-VJ-062

		08-VJ-062 (Grains)											
		01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	Total (%)	
<b>Non Usé</b>	<b>Glaçaire</b>											<b>23,7</b>	
	Cassures conchoïdales	•						•				5,3	
	Relief tourmenté	•						•			•	7,9	
	Cisaillement en gradins	•										5,3	
	Stries de frottement					•		•				7,9	
	Indentation irrégulière							•				2,6	
	<b>Fluvioglaçaire</b>											<b>26,3</b>	
	Arrêtes planes et propres		•					•	•				7,9
	Écailles d'alt. dissoutes	•			•	•					•		10,5
	Polis. prop. au transport			•				•		•			7,9
<b>Rond Mat</b>	<b>Cimentité</b>	<b>Altération des grès</b>										<b>15,8</b>	
		Reste de ciments de Qtz			•				•	•	•		10,5
		Grains doubles											0
		Grains cassés		•					•				5,3
	<b>Propre</b>	<b>Éolienne</b>											<b>0</b>
		Traces de chocs en V											0
		Pellicule de silice soluble											0
		Traces de chocs orientés											0
<b>Émoussé Luisant</b>	<b>Fluviatile</b>											<b>28,9</b>	
	Gradient de polissage			•		•	•		•	•		13,2	
	Dépôt de silice globuleux	•	•	•	•					•	•	17,1	
	<b>Marin et Intertidal</b>											<b>0</b>	
	Dissolution de la silice											0	
	Piégeage de débris											0	
	<b>Infratidal</b>											<b>5,3</b>	
	Dissolution des pellicules			•				•				5,3	
Figure de dissolution											0		
<b>Arrondi</b>	Anguleux	•						•				20	
	Sub-anguleux											0	
	Sub-arrondis		•							•	•	30	
	Arrondis			•	•	•	•		•			50	
<b>Sphéricité</b>	Haute			•	•	•	•		•	•		50	
	Moyenne		•								•	20	
	Basse	•						•				20	

Tableau. 5.3 Caractéristiques morphoscopique et morphométrique des sables de l'échantillon 08-VJ-062. Dans la colonne la plus à droite, les chiffres en italique représentent les pourcentages de chacune des caractéristiques morphoscopique, et en gras le total de ces caractéristiques pour chaque type de transport.

### Échantillon 08-VJ-112

Cet échantillon, prélevé au sein d'un esker partiellement enfoui sous le till de Cochrane, témoigne de la pérennité des accumulations de sédiments fluvio-glaciaires à la marge distale des écoulements liés aux réavancées du Cochrane dans le lac Ojibway. L'analyse morphométrique indique une forte majorité de grains arrondis à subarrondis tendant vers une sphéricité haute à moyenne (figure 5.6 ; grain 08-VJ-112-03 et -09). Ces observations concordent avec la dominance des grains NU et EL de types fluvio-glaciaire et fluvatile. Les sables de cet échantillon comptent néanmoins plus de grains NU (fig. 4.5 ; grain 01 et 11) que tout autre type de grains, et notamment de nombreux grains comportant plusieurs caractéristiques glaciaires (tableau. 5.4). Selon Ritchot et Cailleux (1971), les microstructures s'acquièrent et se perdent beaucoup plus rapidement que s'effectue la modification de l'arrondi et de la sphéricité. Partant de ce concept, il est possible de croire que les grains recueillis au sein de cet esker proviennent de la remobilisation pré-Cochrane.

Les résultats (tableau. 5.4) démontrent que la majorité des grains sont de type NU. On remarque aussi que la proportion de microstructures associées au transport fluvio-glaciaire y est parfois forte et même à la proportion de microstructures d'origine glaciaire. La seconde classe en importance est constituée de grains de type EL qui sont d'origine fluvatile, ce qui coïncide bien avec les résultats morphométriques qui font ressortir le caractère arrondi à subanguleux des grains.

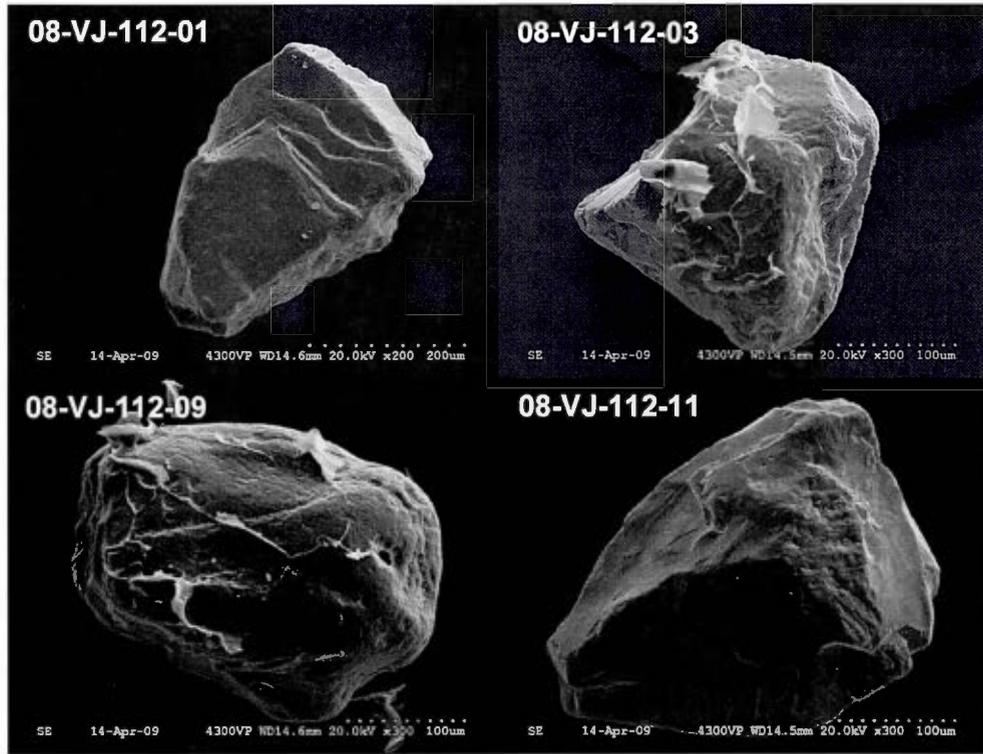


Figure 5.6 Sélection de grains représentatifs de l'échantillon 08-VJ-112

		08-VJ-112 (Grains)												Total (%)
		01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	
Non Usé	<b>Glaçaire</b>													<b>36,5</b>
	Cassures conchoïdales	•			•		•				•			7,7
	Relief tourmenté	•	•		•		•	•			•	•		13,5
	Cisaillement en gradins	•					•	•			•		•	9,6
	Stries de frottement							•		•				3,8
	Indentation irrégulière						•							1,9
	<b>Fluvioglaçaire</b>													<b>30,8</b>
	Arrêtes planes et propres	•				•						•		5,8
	Écailles d'alt. dissoutes			•	•	•				•	•		•	11,5
	Polis. prop. au transport		•	•	•	•				•		•	•	13,5
Rond Mat	Cimenté	<b>Altération des grès</b>												<b>13,5</b>
		Reste de ciments de Qtz		•	•			•				•	•	9,6
		Grains doubles												0
		Grains cassés			•			•						3,8
	Propre	<b>Éolienne</b>												<b>0</b>
		Traces de chocs en V												0
		Pellicule de silice soluble												0
		Traces de chocs orientés											0	
Émoussé Luisant	<b>Fluvialite</b>												<b>19,2</b>	
	Gradient de polissage					•		•	•	•	•	•	11,5	
	Dépôt de silice globuleux		•	•		•		•					7,7	
	<b>Marin et intertidal</b>												<b>0</b>	
	Dissolution de la silice												0	
	Piégeage de débris												0	
	<b>Infratidal</b>												<b>0</b>	
		Dissolution des pellicules											0	
		Figure de dissolution											0	
Arrondi	Anguleux	•					•	•					25	
	Sub-anguleux												0	
	Sub-arrondis		•	•	•			•		•	•		50	
	Arrondis					•				•		•	25	
Sphéricité	Haute					•		•	•			•	33,3	
	Moyenne		•	•	•						•	•	41,6	
	Basse	•					•	•					25	

Tableau. 5.4 Caractéristiques morphoscopique et morphométrique des sables de l'échantillon 08-VJ-112. Dans la colonne la plus à droite, les chiffres en italique représentent les pourcentages de chacune des caractéristiques morphoscopique, et en gras le total de ces caractéristiques pour chaque type de transport.

#### 5.4 La provenance des sables

La prédominance des sables au sein des différents types de dépôts glaciaires au niveau régional, suscite des interrogations quant à l'origine (provenance) de ces sables. Bien que la plupart des échantillons aient été prélevés au sein d'environnements fluvio-glaciaires ou sont associés à des événements dépendants de la mise en eau du bassin Ojibway, les analyses MEB des caractéristiques morphologiques et morphoscopiques des grains de quartz des échantillons de sable mettent en évidence des caractéristiques qu'on ne peut rattacher aux types d'environnements dans lesquels ces échantillons ont été prélevés. En plus des reliefs tourmentés des grains, l'étude de détail indique la présence d'une forte proportion de grains avec une propension à l'arrondi (subanguleux à arrondis). Normalement, des formes beaucoup plus anguleuses devraient caractériser les grains de la région d'étude en raison des nombreux événements glaciaires qui ont façonné ce territoire. Tenant compte à la fois des microstructures et de la morphologie des grains étudiés, les résultats suggèrent qu'une partie des grains de ces unités sableuses quaternaires dérivent d'anciens dépôts sédimentaires ayant subi un transport fluvial considérable. Bien que les contextes stratigraphique et sédimentologique de ces échantillons indiquent que ces sables ont été mis en place par une quantité importante d'eau de fonte glaciaire, la proportion de grains arrondis et leur niveau de sphéricité ne sont pas représentatifs de ce que ce mode de transport glaciaire aurait pu causer, même dans le contexte particulier des événements du Cochrane.

La position stratigraphique et l'environnement dans lequel les sables ont été prélevés limitent les différentes possibilités de provenance. Comme mentionné précédemment, tout indique que l'échantillon 08-VJ-055 provient de matériaux localisés au nord-ouest. La surabondance des sables au sein des systèmes fluvio-glaciaires régionaux peut difficilement provenir de la remobilisation unique de sédiments glaciaires récents (échantillon 08-VJ-112). Les formes fuselées, associées à la dernière phase des réavancées du Cochrane vers le sud-est, ont intégré de grandes quantités de sables issues des unités sous-jacentes (échantillon 08-VJ-062), lesquelles ne semblent pas pouvoir provenir uniquement de dépôts glaciaires antérieurs.

Les imposants volumes de sables qui caractérisent certains types de dépôts quaternaires de la région d'étude ont motivé la recherche d'une source sableuse en amont glaciaire. De nombreuses campagnes de forage réalisées par la Commission géologique de l'Ontario (CGO) dans le bassin de la rivière Moose (e.g., Vos, 1975; Powell *et al.*, 1986; Telford et Verma, 1978) ont démontré la présence d'unités lithostratigraphiques contenant d'importantes quantités de grès mésozoïques. Des études menées par Hamblin (1982) sur ces grès peu consolidés de la rivière Moose indiquent que ces sables sont difficilement distinguables des sables quaternaires (en forage comme en coupe) s'ils ne sont pas séparés par un till.

#### 5.4.1 Discussion

Les analyses au MEB de la morphométrie et de la morphoscopie des grains de quartz de quatre échantillons révèlent que les sédiments sableux quaternaires de la région de Cochrane renferment une forte proportion de grains de sable dérivants d'environnements glaciaires et fluvio-glaciaires. Ces résultats concordent parfaitement avec le contexte géologique de cette étude. Les analyses indiquent également qu'une portion importante des grains de quartz possède des caractéristiques typiques d'un environnement fluvial, suggérant l'existence d'une source de sable autre que celle associée au recyclage de dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires. La géologie de la région d'étude renferme une source potentielle de sables d'origine non-glaciaire. En effet, d'imposantes quantités de sable plus ou moins consolidé se retrouvent dans le bassin de la rivière Moose, tout juste au nord-ouest de la région d'étude (Figure 1.3). Ces sables d'âge Crétacé forment une extension vers le sud-est de la séquence de roches sédimentaires paléozoïques de la plateforme d'Hudson (Hamblin, 1982). Ces séquences sableuses pourraient donc avoir été érodées et ainsi contribuées à l'importante quantité de sables observée sur le territoire d'étude. La discussion qui suit évalue cette hypothèse en traçant un parallèle entre les principales caractéristiques des sables crétacés de la Rivière Moose, telles qu'elles ont été définies dans les travaux de Hamblin (1982), et les analyses faites au MEB des sables de la région d'étude (tableau. 5.5).

Caractéristiques des Sables													Échantillons														
													08-VJ-055			08-VJ-056			08-VJ-062			08-VJ-112			Formation de Mattagami		
<b>Morphoscopie</b>													Non-usé			Non-usé			Non-usé			Non-usé			Émoussé-Luisant		
Type de Grain													62			61			50			67			Non disponibles		
NU (%)													17			9			16			13					
RM (%)													22			30			34			19					
EL (%)																											
<b>Morphométrie</b>													Sub-arrondis			Sub-anguleux			Arrondis			Sub-arrondis			Sub-anguleux		
Arrondis													Moyenne			Moyenne			Haute			Moyenne			Haute à Moyenne		
Sphéricité																											
<b>Enviro. Sédimentaire</b>													Esker			Inter-till			Inter-till			Forme fuselée			Fluviatile		
Type de dépôts													Glaciaire			Glaciaire			Fluvioglaciaire			Glaciaire			Fluviatile		
Transport associé																											
<b>Matrice</b>													N/A			N/A			N/A			N/A			Peu Calcareuse		
Type													Modéré à bon			Bon			Bon			Modéré à bon			Modéré à bon		
Tri													Nul			Nul			Nul			Nul			Brun-noir		
Mat. Organique																											

Tableau 5.5 Comparaison entre les grains de sables quaternaires étudiés et ceux de la formation de Mattagami (Crétacé).

Le bassin de la Rivière Moose renferme des sédiments stratifiés pouvant atteindre une épaisseur de 250 m. Dans la partie sud de ce bassin, entre les latitudes 50° et 51° N et les longitudes 80°15' et 83°45', les roches paléozoïques sont recouvertes par des sables et des argiles non consolidées d'âge Mésozoïque (Jurassique moyen et Crétacé inférieur) (Powell *et al.*, 1986; Telford, 1982). Ces sédiments du Crétacé inférieur sont regroupés à l'intérieur de la Formation de Matagami et sont identifiés comme étant les restes isolés d'un système fluvial majeur très productif, ayant drainé une vaste portion du Bouclier Canadien à cette époque (Try *et al.*, 1984; Sanford *et al.*, 1985). Les matériaux associés à cette formation, dont l'épaisseur varie de quelques mètres à plus de 160 m, recouvrent un territoire d'environ 7 000 km<sup>2</sup>. Les séquences mésozoïques étant rarement exposées en surface, en raison des dépôts quaternaires, la plupart des connaissances stratigraphiques et lithologiques de ces sédiments ont été acquises par forage (Vos, 1975; Telford and Verma, 1978). Alors que les limites nord, est et ouest du bassin paléozoïque sont érosives, sa limite sud est associée à une faille majeure entre les gneiss archéens et les roches cambro-ordoviciennes datant de la période Siluro-Dévonienne (Sanford *et al.*, 1968). Price (1978) suggère que la présence de cette faille a occasionné la mise en place d'une série de cônes alluviaux coalescents localisés au-dessus du contact des roches précambriennes. La présence de cette faille aurait permis, par conséquent, aux sables crétacés de se retrouver près de la surface.

Concrètement, la Formation de Matagami est constituée de 9 faciès (Telford *et al.*, 1991).

#### *Faciès 1*

Des sables et graviers d'une épaisseur de 2 à 30 m; ces sables grossiers sont généralement bien triés. Ce faciès comporte des lits planaires de graviers et de rares conglomérats constitués de quartz, de chert et quelques rares roches carbonatées, le tout joint par un ciment diagénétique (pyrite, limonite). Les sables, principalement quartzitiques, se distinguent par leur forme sub-arrondi et par la présence de hornblende, de grenats roses, de magnétite, d'ilménite et de rutil.

#### *Faciès 2*

Des grès, des silts et de la matière organique constituent un faciès relativement peu abondant au sein de cette formation; on y retrouve des sables très fins et des silts laminés, contenant certaines concentrations cycliques de matières organiques.

*Faciès 3*

Les mudstones caillouteuses y sont encore moins abondantes que dans le faciès précédent. Les clastes inclus dans ces conglomérats sont semblables à ceux observés dans le faciès de sables et de graviers, mais ils contiennent davantage de mudstones.

*Faciès 4, 5, 6, 7*

Ces formations sont composées de mudstones, constituant plus de 50% des matériaux trouvés dans la Formation de Matagami. Elles sont généralement associées à des sables fins à très fins, ainsi qu'à des silts en bordure de chenaux : ces sédiments ont des teneurs différentes en matières organiques.

*Faciès 8, 9*

Deux types de lignite y sont présents : du charbon de bois, constitué de troncs carbonisés dans une matrice riche en matière organique et du charbon terre, contenant moins de bois, mais plus de boue.

Ce contexte géologique suggère qu'une grande quantité de sables non consolidés et de mudstones aurait pu être remobilisée par les événements glaciaires récents. D'autres formes d'accumulations importantes de sable sont présentes dans la région en dehors du territoire d'étude, notamment la moraine de Pinard qui est constituée de plusieurs dizaines de mètres de sable (Smith, 1992). À la lumière de ces informations sur les roches constituant la limite sud du bassin sédimentaire paléozoïque, on peut dire que la moraine de Pinard, laquelle est associée à une avancée précoce du Cochrane, occupe une position très intéressante du fait qu'elle se trouve à proximité des cônes alluviaux coalescents caractérisant cette limite australe du bassin.

#### 5.4.2 Conclusions et recommandations

L'étude de la morphométrie et de la morphoscopie au MEB de grains de quartz formant les sédiments sableux quaternaires de la région de Cochrane, indique qu'une forte proportion de grains de sable dérive d'environnements glaciaires et fluvio-glaciaires. Ces analyses révèlent également qu'une portion non négligeable des grains montre des caractéristiques typiques d'environnement fluvial. Le contexte géologique de la région d'étude, de même que l'abondance des sables étudiés dans la région, suggère qu'une partie de ces sables pourrait dériver et du recyclage des dépôts glaciaires environnants et

de la remobilisation de grès mésozoïques peu consolidés qu'on retrouve en amont de la région d'étude, dans le bassin de la rivière Moose.

Cette étude ne peut évidemment à elle seule élucider l'origine de ces sables, mais elle apporte néanmoins des indices de leur provenance. De plus amples investigations sont nécessaires afin de connaître la source exacte de ces sables. D'autres études devraient porter sur l'analyse de sédiments provenant d'un territoire beaucoup plus vaste, le long de l'axe Cochrane – Smooth Rock Falls. De plus, des analyses similaires devraient être faites sur les grès mésozoïques de la Rivière Moose, ainsi que sur des dépôts fluvio-glaciaires en dehors du secteur d'étude, dans une région où l'on ne retrouve pas de grès de ce type. Ces échantillons devraient être comparés à des sédiments issus d'environnements semblables hors de l'influence des crues du Cochrane à partir de la source supposée. De plus, des analyses géochimiques et l'étude d'autres sédiments pourraient permettre d'associer ces sables aux sédiments crétacés du bassin de la rivière Moose.

La complexité des événements glaciaires et tardiglaciaires du nord-est de l'Ontario nécessite le recoupement de plusieurs études de détail dans le but d'acquérir de nouvelles connaissances régionales en ce qui concerne les événements survenus au cours de la dernière glaciation. Ces données devraient permettre une meilleure compréhension de dynamiques glaciaire et tardiglaciaire régionale, en plus de solidifier les interprétations reliées aux patrons de dispersions glaciaires, qui sont communément documentés dans les travaux de prospection glacio-sédimentaire.

## CONCLUSION

Le nord-est de l'Ontario et la région de l'Abitibi au Québec représentent un bassin sédimentaire majeur qui renferme des informations importantes sur les multiples avancées et les retraits survenus au cours de la dernière glaciation et déglaciation qui a suivi. La cartographie des dépôts meubles jumelés à des analyses en laboratoire permettent de cumuler des indices importants quant à la nature des événements responsables de la mise en place de l'épaisse couverture sédimentaire de cette région.

Un des principaux objectifs de ce mémoire consistait en la cartographie des formations superficielles de la région du Lac Lawagamau et d'en faire ressortir les différents caractères géomorphologiques et géologiques. La réalisation d'une cartographie détaillée a permis de mettre en évidence certains phénomènes difficilement observables à plus petite échelle, ce qui contribue à la compréhension de certains événements au niveau régional. Ainsi sur la carte des formations superficielle (voir carte en pochette), il est possible d'observer certains phénomènes locaux qui pourraient être rattachés à d'autres phénomènes présents à l'échelle régionale. C'est notamment le cas pour les nombreuses formes fuselées qui donne un caractère rainuré à la morphologie locale. Il est possible d'y observer une déviation graduelle dans l'orientation des formes drumlinisées dans la portion sud-est de la carte. Ce phénomène s'observe aussi à l'échelle régionale, autant sur des images satellites que sur la carte glaciaire du Canada (Prest, 1968). Cette migration pourrait avoir été induite par un appel de la glace au sein du Lac Ojibway lors de son expansion vers le nord, lequel a mené à la création d'un exutoire dans la baie d'Hudson. Un autre phénomène local et visuellement marquant sur la carte des formations superficielles consiste en la présence de dépôts associés à un front morainique qui prend la forme d'un arc de cercle sur l'ensemble de la portion nord de la carte. Ces sédiments ont été mis en place par un front glaciaire en stagnation ou lors de son avancée maximale. La nature des sédiments qui constitue cette mégaforme la dissocie des événements liés au recul de l'inlandsis Laurentidien. La composition sédimentologique permet cependant de rattacher l'édification de cette moraine aux événements de réavancées du Cochrane. Sa

position et sa nature sédimentologique suggèrent une similarité avec la moraine de Pinard, reconnue comme étant la limite maximale des réavancées de Cochrane I. Cette corrélation est d'autant plus plausible, considérant que les deux complexes morainiques ont été remaniés pas des réavancées ultérieures (Cochrane II).

Outre ces phénomènes locaux précédemment mentionnés, certains aspects plus régionaux, mais limités toutefois à la portion ontarienne de l'Abitibi, ont été observés. C'est notamment le cas pour la présence anormalement accrue de sédiments sableux. Principalement observés au sein de formes fluvio-glaciaires ces matériaux se substituent aux graviers et aux blocs habituellement observés dans le cœur des eskers. Des échantillons formés de sable ont été analysés suivant la méthode de datation par luminescence optique. Le but premier de ces analyses consistait originalement à dater la mise en place des sédiments. Cependant, en raison de leur environnement de sédimentation, les grains compris dans les échantillons n'ont pas été suffisamment exposés à la lumière. Pour procéder aux analyses menant à l'obtention d'un âge. La provenance énigmatique de ces sédiments a aussi fait l'objet d'une investigation plus poussée. L'analyse morphologique de la surface des grains de sable, par le biais d'un microscope électronique à balayage optique, a permis l'étude exoscopique des grains. La caractérisation primaire des sédiments à partir des observations morphologiques et morphométriques concordent avec le type d'environnement dans lequel ils ont été prélevés. Cependant, l'étude statistique révèle des précisions sur la nature antérieure au transport antérieur qui a été responsable de la mise en place de ces grains. Une forte proportion de caractères primaires associés à des environnements fluviaux ou rattachés à l'érosion de grès précise la provenance de ces sédiments. L'étude des formations géologiques rocheuses en amont glaciaire a permis de déceler la présence de grès d'âge Mésozoïque de la Formation de Matagami. À défaut de comparaisons géochimiques entre les sédiments et la source, ce rapprochement demeure une hypothèse. Seules de plus amples études pourront permettre de déterminer la provenance de ces grains de sable dont la source et l'origine demeurent pour l'instant inexplicables.

D'autres types d'analyses portant sur la nature sédimentologique des échantillons d'origine glaciaire ont été réalisées : granulométrique, lithologique et calcimétrique. Les résultats de ces analyses ont permis d'associer certains échantillons aux événements

géologiques responsables de leur mise en place. Cependant, on observe que les caractéristiques des unités glaciaires sur la base de ces analyses tranchent légèrement avec la description générale faite de ces unités. Ces différences découlent principalement de la variété des environnements de mise en place, lesquels ont généré plusieurs faciès pour un évènement donné. Ainsi, la mise en contexte stratigraphique de l'environnement sédimentologique des échantillons permet d'avoir une meilleure compréhension de l'aspect silto-sableux peu décrit jusqu'ici dans la littérature (Hughes, 1961; Skinner, 1973; Paulen, 2001). Prélevés en moyenne quelques mètres sous la surface, les sédiments ont pour la plupart soit intégré des grains de sable (tardiglaciaires ou associés à la mise en eau du Lac Ojibway), soit été libérés de leurs éléments carbonatés par les eaux glaciolacustres ou de surface.

Menée seule, l'interprétation des échantillons, comme celle de la géologie des formes superficielles donne trop souvent lieu à des conclusions incomplètes ou erronées. Dans ce mémoire, nous avons favorisé, par conséquent, un jumelage des méthodes analytiques des sédiments et une cartographie des dépôts quaternaires, cela dans le but de contribuer à l'avancée scientifique et économique.

## RECOMMANDATIONS POUR DES TRAVAUX FUTURS

La complexité des événements glaciaires et tardiglaciaires du nord-est de l'Ontario nécessite le recoupement de plusieurs études de détail dans le but d'acquérir de nouvelles connaissances régionales des événements survenus au cours de la dernière glaciation. En raison du contexte lacustre dans lequel les crues glaciaires (Cochrane) sont survenues, une attention particulière devrait être portée aux formes de terrain et à la composition des sédiments afin de déterminer avec plus de justesse la limite des différentes réavancées. De plus, une harmonisation des données ou, du moins, une chronologie comparative serait d'un grand intérêt académique. La compréhension des événements du Cochrane pourrait également être augmentée par l'étude de coupe stratigraphique dans les basses terres de la baie James. De plus, le lien entre les séquences de recoupements de stries documentés dans le nord-ouest du Québec et le nord-est de l'Ontario pourrait être renforcé par l'étude de surface d'érosion dans des secteurs stratégiques comme dans les collines de Sutton (nord de l'Ontario) où l'on retrouve une grande quantité d'affleurements rocheux. Ces données devraient permettre une meilleure compréhension de la dynamique glaciaire et tardiglaciaire régionale, en plus de solidifier les interprétations reliées aux patrons de dispersion glaciaire qui sont communément décrits dans les travaux de prospection glacio-sédimentaire. Pour ce faire, la mise sur pied de projets de cartographie de détail des dépôts de surface quaternaires dans les secteurs du nord-ouest du Québec et du nord-est de l'Ontario devrait être réalisée par photo-interprétation à partir de photo-aérienne à diverses échelles et à l'aide d'images satellites. De plus, la validation de ces interprétations devrait s'effectuer lors de campagnes de terrain pour permettre la cueillette de nombreux échantillons.

## APPENDICE A

### MANIPULATION DES ECHANTILLONS POUR LA DATATION PAR LUMINESCENCE OPTIQUE

#### Ouverture des tubes

Le principe de la datation en luminescence optique repose sur la quantité d'énergie lumineuse piégée au sein du sédiment. C'est pourquoi l'ouverture des tubes doit se faire dans un environnement exempt de tout rayonnement susceptible d'altérer l'intégrité du sédiment, dans une chambre noire :

- Ouverture simultanée des deux extrémités du tube en chambre noire.
- Vider les 5 à 10 premiers centimètres de sédiment du tube échantillon et faire sécher, conserver comme «bouts» (exemple 08-VJ-098-1 Bouts). Ces sédiments seront utilisés pour les analyses INAA (voir plus bas).
- Nettoyer les extrémités des tubes afin d'éviter une contamination du matériel se trouvant au bout des tubes qui auraient pu être exposés à la lumière lors de la cueillette de l'échantillon.
- Vider le sédiment dans un bécher (600ml) et faire sécher à l'air libre.

#### Tamissage

Cette opération vise à subdiviser les échantillons obtenus à l'étape précédente en trois classes granulométriques distinctes. Dans le cas présent pour l'ensemble des échantillons, sauf pour l'échantillon 08-VJ-056, nous avons séparé les sédiments supérieurs à 250 $\mu$ m, les sédiments compris entre 250 et 125 $\mu$ m et les sédiments inférieurs à 125 $\mu$ m. Pour l'échantillon 08-VJ-056, nous avons séparé les sédiments supérieurs à 112 $\mu$ m, les sédiments compris entre 112 et 90 $\mu$ m et les sédiments inférieurs à 90 $\mu$ m.

#### Préparation

- Nettoyage des tamis :

- Nettoyage des mailles à l'aide d'une brosse à poil ras (1 à 2mm),
- Trempage du tamis dans une cuve à ultrason (face du haut vers le bas)
- Sécher au geai d'air à forte pression,
- Décoincer les grains restants à l'aide d'une aiguille fine.

- Assemblage des tamis :

- Superposer les tamis dont la taille de la maille est supérieure au dessus : exemple, le tamis de la maille de 250 $\mu$ m au dessus du tamis de maille inférieure, soit 125 $\mu$ m.
- Mettre sur une plaque perforer reposant sur les rebords du lavabo, au-dessus d'un bac de récupération de sédiments.

### Tamisage

- Verser de petites quantités de sédiments sur le montage de tamis ( $\pm$ 200ml),
- Arroser avec un geai d'eau afin de faciliter le passage des grains à travers les tamis,
- Répéter l'opération avec l'ensemble des sédiments,
- Faire circuler une grande quantité d'eau ( $\pm$ 1000ml) afin d'assurer un bon tri granulométrique.
- Recueillir le contenu du tamis de maille inférieur et celui du bac, par siphonnage et les mettre dans des béchers et les faire sécher à l'air libre.

### Densimétrie

Le but de cette opération consiste à séparer les feldspaths potassiques des autres feldspaths et quartz. En fonction de leurs masses volumiques, les différents éléments resteront en suspension ou se déposeront. Dans le cas présent, une liqueur dense constituée de polytungstate de sodium, dont la densité est ajustée à 2.58, est utilisée.

### Préparation des sédiments

- Traitement à l'acide HCl dilué à 20% :
  - Verser d'abord une petite quantité de HCl 20% (10 à 20 ml) dans le bécher afin d'anticiper la réaction avec les carbonates,
  - Recouvrir les sédiments du double de son volume en HCL puis agiter à nouveau et laisser tremper en agitant à tout les 10 minutes, jusqu'il n'y ait plus d'effervescence (au moins 20 minutes), sinon recommencer l'opération.
  - Déverser l'excédent de HCl dans le contenant de récupération de matières dangereuses,
  - Rincer le sédiment à l'aide d'H<sub>2</sub>O déminéralisé, puis verser dans le même contenant que l'opération précédente,
  - Répéter l'opération deux autres fois en agitant bien lors de chaque étape,
  - Faire sécher l'échantillon à l'air libre.

### Préparation de la liqueur

- Mesurer la quantité totale de liqueur disponible dans un bécher suffisamment grand (ici 600ml),
- Verser une quantité donnée dans un cylindre gradué (ici 500 ml dans un cylindre de 600ml),
- Mesurer la densité de la liqueur en plongeant un densimètre dans le cylindre et noter la densité obtenue,
- À l'aide des valeurs obtenues calculé la quantité d'eau (démminéralisée) à ajouter ou à soustraire (évaporation) avec la formule suivante, sachant que la densité désirée est de 2.58 :

Volume d'eau=

$$\frac{(\text{Densité de la liqueur non diluée} - \text{Densité recherché}) \times \text{Volume de Liqueur déminéralisé à ajouter}^*}{\text{Densité Recherché} - \text{Densité de l'eau déminéralisée}}$$

\*Si la valeur est négative, c'est que la densité de la liqueur est trop faible et que l'on doit soustraire de l'H<sub>2</sub>O par évaporation,

\*Si la valeur est positive, c'est que la densité de la liqueur est trop élevée et que l'on doit ajouter le volume d' H<sub>2</sub>O obtenue.

### Préparation des échantillons

- Répartir le sédiment dans des éprouvettes de plastique par tranche de 100ml de matériel.
- Remplir chaque éprouvette de liqueur jusqu'à environ 1,5 ml du rebord.
- Mélanger le sédiment et la liqueur afin de mettre en suspension l'ensemble des constituants.
- Couvrir les éprouvettes d'une pellicule de paraffine,
- Laisser décanter durant 24 heures.

### Séparation des sédiments

- Assembler le montage filtrant, constitué d'un réceptacle de verre sans fond, un papier-filtre rapide #4 (45 µm), une rondelle de plexi glass perforée, un entonnoir de verre, un bouchon perforé de caoutchouc et un erlenmeyer.
- Remplir un contenant isolé d'azote liquide.
- Submerger jusqu'à la moitié de la hauteur de l'éprouvette dans l'azote pour une durée de 2 minutes,

- Verser le contenu non gelé dans le montage filtrant.
- Répéter pour l'ensemble des éprouvettes de même échantillon.
- Récupérer la liqueur du montage filtrant en activant la succion par le biais de l'erenmeyer.
- Déplacer le montage filtrant sur un second erlenmeyer (identifié liq. + H<sub>2</sub>O),
- Rincer le contenu non gelé des éprouvettes dans le montage filtrant à l'aide d'H<sub>2</sub>O déminéralisé, puis activer la succion,
- Lorsque qu'il ne reste plus de liquide à la surface du sédiment, rincer abondamment,
- Récupérer les sédiments du montage filtrant dans un bécher et faire sécher à l'air libre,
- Répéter les opérations à l'aide d'un autre montage filtrant pour la fraction lourde lorsqu'elle sera complètement dégelée.
- Récupération et filtration de la liqueur :
  - Effectuer l'assemblage d'un nouveau montage filtrant avec un filtre lent #44 (0.45µm) sur un erlenmeyer identifié *liq. Filtré 2x*,
  - Verser le contenu de l'erenmeyer identifié *liq* dans le montage filtrant et activer la succion.
  - Rincer minutieusement la totalité des surfaces de l'ensemble des montages filtrants et de l'erenmeyer ayant été en contact avec la liqueur dans les béchers.
  - Faire évaporer, puis filtrer d'abord avec un filtre rapide #4 puis avec un filtre lent #44

### Montage des disques

Cette étape nécessite rigueur et minutie, elle consiste à sélectionner un ou plusieurs grains et les apposer sur un disque préalablement préparé à cette fin. Ces disques, une fois montés, seront déposés sur un carrousel et seront analysés au *Riso*.

#### Préparation

- Nettoyer le plan de travail à l'aide de méthanol et de papier essuie-main.
- Nettoyer la plaque qui accueillera les disques ainsi que les outils qui permettront de doser la quantité de grains sur les disques à l'aide de méthanol et de papier essuie-main.
- Préparer et nettoyer la boîte dans laquelle seront rangés les disques ainsi que son couvercle et son tapis.

#### Montage des disques

- Placer les disques dans les alvéoles de la plaque de montage et tracer un trait-

repère.

- Recouvrir les disques et la plaque de montage de la seconde plaque gabarit.
- Vaporiser une couche égale de silicone en aérosol
- Retirer les disques et les disposer sur une feuille de papier.

Pour les disques à plusieurs grains

- Placer un disque dans le calibre et visser le couvercle
- Disposer une petite quantité de grains dans un papier à peser
- Déposer une couche unique et uniforme de grains
- Expulser les grains mal collés en frappant le dessous du calibre
- Retirer le couvercle du calibre et placer le disque dans la boîte
- Répéter les opérations pour l'ensemble des disques.

Pour les disques à grains uniques

- Placer les disques sur une feuille de papier propre
- Disposer une petite quantité de grains dans un papier à peser
- Recueillir un grain à la fois à l'aide d'une pointe couverte de silicone en aérosol
- Disposer le grain sur le disque et placer le disque dans la boîte
- Répéter les opérations pour l'ensemble des disques.

Mesure de la teneur en eau

Le but de cette opération est de déterminer la teneur en eau de l'échantillon. Celle-ci influence sur la quantification de la dose annuelle puisque l'eau joue le rôle d'un filtre et absorbe une partie du rayonnement radiogénique.

- Vider le contenu des tubes de cuivre (exemple 08-VJ-055-A) dans un bécher préalablement pesé
- Peser le bécher et les sédiments humides qui s'y trouvent
- Mettre à l'étuve pendant 5 à 7 jours.
- Sortir et laisser refroidir le bécher avant de peser l'échantillon.
- Calculer la teneur en eau de la façon suivante:

$$\text{Teneur en eau} = \frac{\text{Poids en eau}}{\text{Poids de l'échantillon sec}}.$$

#### Mesure de la saturation en eau

Pour les mêmes raisons que la teneur en eau il est important de connaître la quantité maximale de teneur en eau (niveau de saturation) que l'échantillon a pu atteindre au fil du temps et dans son environnement géologique (déglaciation et conditions hydrologiques actuelles).

Perforer les extrémités du second tube de cuivre (exemple 08-VJ-055-B)

- Submerger le tube dans un bécher et laisser tremper 5 à 7 jours.
- Retirer du bécher et laisser égoutter quelques secondes afin d'enlever le surplus d'eau
- Transvider le contenu du tube dans un bécher préalablement pesé
- Mettre à l'étuveuse 5 à 7 jours
- Sortir et laisser refroidir le bécher avant de peser l'échantillon.
- Calculer la teneur en eau de la façon suivante:

$$\text{Saturation en eau} = \frac{\text{Poids en eau}}{\text{Poids de l'échantillon sec}}.$$

#### Analyse INAA

Dans un milieu naturel, les minéraux sont soumis de façon constante à la radiation naturelle de leur environnement. La désintégration de différents isotopes radioactifs ( $U_{238}$ ,  $Th_{232}$ ,  $K_{40}$ ) permet d'ioniser certains atomes et les électrons ainsi libérés viendront remplir les pièges ou défauts minéralogiques. C'est pourquoi il est essentiel de connaître la teneur en isotopes radioactifs au sein des échantillons à l'étude. Pour cette analyse il est suggéré d'utiliser soit les extrémités provenant des tubes de l'échantillon principal (exemple 08-VJ-055-Bouts), ce qui a été fait dans le cas présent, ou à partir des tubes de cuivres (08-VJ-055-A). Les échantillons seront sceller dans des capsules de plastique prévu à cet effet puis envoyés dans un laboratoire spécialisé.

#### Préparation de l'échantillon; le broyage

- Faire sécher l'échantillon à l'étuveuse de 5 à 7 jours
- Mettre l'échantillon et les billes dans le creuset et le placer dans le broyeur
- Programmer la durée du broyage et ajuster à fin d'obtenir un broyage adéquat
- Bien nettoyer entre chaque échantillon.

#### Pesée

- Il est essentiel pour cette étape d'utiliser une balance de précision
- Peser d'abord la capsule, puis calibrer à zéro la balance (*tare*)
- Identifier la capsule correspondante au numéro de l'échantillon en fonction du code attribué dans le cahier d'activation neutronique du laboratoire LUX
- Remplir la capsule d'au moins 1 gramme de matériel et peser
- Indiquer dans le cahier prévu à cet effet le poids du matériel contenu dans la capsule
- Fermer la capsule et la sceller à l'aide d'un fer chauffant
- Joindre à l'envoi une capsule standard W27.

#### Analyse $L_n/T_n$

La construction d'une courbe de croissance de la mesure naturelle ( $L_n$ ) en fonction de la lumière induite ( $T_n$ ) s'est faite de façon automatisée. Nous vous présentons ici qu'un sommaire des ces opérations.

- Disposer les disques sur le carrousel, uniquement sur les emplacements impairs
- Placer le carrousel dans l'appareil, entrer les paramètres et démarrer
- Préchauffe du matériel
- Lecture de la luminescence naturelle ( $L_n$ )
- *Bleach*
- Irradiation *test dose*
- Préchauffe
- Lecture de la luminescence induite ( $T_n$ ).

## APPENDICE B

### RESULTATS DES ANALYSES OSL

#### Mesure de la teneur en eau

##### Démarche :

- Poids du bécher et du sédiment humide - Poids du bécher et du sédiment sec = Poids en eau
- Poids de l'échantillon sec – Poids du Bécher = Poids de l'échantillon sec
- Poids en eau / Poids de l'échantillon sec = Teneur en eau

Tableau B.1 Teneur en eau

Échantillon	Poids en eau (gr)	Poids de l'échantillon sec (gr)	Teneur en eau
08-VJ-055	3,8	74,7	0,0209
08-VJ-056	4,7	82,2	0,0571
08-VJ-062	3,1	67,2	0,0461
08-VJ-098-1	0,9	105,6	0,0085
08-VJ-098-2	4,9	113,5	0,0431
08-VJ-108	7	110,9	0,0631
08-VJ-112	4,7	109,1	0,0430
08-VJ-120	0,9	106,1	0,0084

#### Mesure de la saturation en eau

##### Démarche :

- Poids du bécher et du sédiment humide - Poids du bécher et du sédiment sec = Poids en eau
- Poids de l'échantillon sec – Poids du Bécher = Poids de l'échantillon sec
- Poids en eau / Poids de l'échantillon sec = Teneur en eau

Tableau B.2 Saturation en eau

Échantillon	Poids en eau (gr)	Poids de l'échantillon sec (gr)	Teneur en eau
08-VJ-055	15,2	58	0,2620
08-VJ-056	15,5	67,5	0,2296
08-VJ-062	13,9	50,3	0,2763
08-VJ-098-1	5,8	83,7	0,0692
08-VJ-098-2	17,4	68,9	0,2525
08-VJ-108	21,2	77,5	0,2735
08-VJ-112	19,2	75	0,256
08-VJ-120	18	87	0,2069

Tableau B.3 Résultat des tests INAA

Echantillon #	poids (gr)	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)
815 08-VJ-055	2,0088	1,87	2,80	0,32
816 08-VJ-056	2,1620	1,91	3,29	0,57
817 08-VJ-098-1	2,1103	0,67	1,67	0,42
818 08-VJ-120	1,6239	1,38	2,68	0,82
819 08-VJ-112	2,2697	1,41	3,20	0,52
820 08-VJ-098-2	2,0280	1,04	3,07	0,52
821 08-VJ-108	1,9345	1,51	3,17	0,79
822 08-VJ-062	2,0009	2,30	3,46	0,62
823 W 27	1,8135	6,50	11,0	2,50

## Résultats Ln/Tn

Tableau B.4 Résultats Ln/Tn Échantillon 08-VJ-055

Int1	5-9								
Int2	100-104								
	Dose	Signal	bg	Test signal	bg	Tn	Ln/Tn	erreur	
1	Natural	305300	6483	23966	2469	21497	13,900	0,698	
3	Natural	139943	5344	14140	2327	11813	11,394	0,611	
5	Natural	58278	2031	10854	1321	9533	5,900	0,323	
7	Natural	230539	6030	27522	2681	24841	9,038	0,450	
9	Natural	5653	795	2183	733	1450	3,350	0,279	
11	Natural	301465	7828	36263	3005	33258	8,829	0,430	
13	Natural	137197	3720	13575	1560	12015	11,109	0,589	
15	Natural	283695	6859	20272	2523	17749	15,597	0,798	
17	Natural	419268	16442	60317	7984	52333	7,697	0,367	
19	Natural	13906	1094	3746	789	2957	4,333	0,291	
21	Natural	12303	1105	3599	844	2755	4,065	0,279	
23	Natural	51627	1532	10253	1043	9210	5,439	0,298	

Tableau B.5 Résultats Ln/Tn Échantillon 08-VJ-056

Int1 5-9									
Int2 100-104									
	Dose	Signal	bg	Test signal	bg	Tn	Ln/Tn	erreur	
1	Natural	651139	11356	133508	5828	127680	5,0110	0,2290	
3	Natural	1412290	25221	293365	12812	280553	4,9440	0,2200	
5	Natural	2620708	32307	541325	16194	525131	4,9290	0,2170	
7	Natural	1500595	21686	284805	10322	274483	5,3880	0,2400	
9	Natural	2113878	27723	400510	13427	387083	5,3890	0,2380	
11	Natural	1408230	24602	281576	12213	269363	5,1370	0,2290	
13	Natural	1504331	24605	264066	11895	252171	5,8680	0,2620	
15	Natural	1029575	15906	229868	8070	221798	4,5700	0,2050	
17	Natural	1863368	31005	394085	14428	379657	4,8260	0,2140	
19	Natural	704730	14526	155744	7196	148548	4,6460	0,2110	
21	Natural	811600	14142	140871	6406	134465	5,9310	0,2700	
23	Natural	895549	13120	202425	6412	196013	4,5020	0,2030	

Tableau B.6 Résultats Ln/Tn Échantillon 08-VJ-062

Int1 5-9									
Int2 100-104									
	Dose	Signal	bg	Test signal	bg	Tn	Ln/Tn	erreur	
1	Natural	144566	3899	12022	1565	10457	13	0,725	
3	Natural	119377	3097	11950	1428	10522	11	0,595	
5	Natural	118390	3287	10920	1570	9350	12	0,674	
7	Natural	209914	5392	21419	2378	19041	11	0,546	
9	Natural	20977	1313	5022	886	4136	5	0,297	
11	Natural	42149	1889	6759	996	5763	7	0,409	
13	Natural	25026	1281	5142	958	4184	6	0,354	
15	Natural	146817	3949	17152	1801	15351	9	0,482	
17	Natural	44614	1732	7264	1096	6168	7	0,404	
19	Natural	81669	2915	12195	1524	10671	7	0,399	
21	Natural	43149	1419	5062	950	4112	10	0,629	
23	Natural	92267	2799	10936	1422	9514	9	0,514	

Tableau B.7 Résultats Ln/Tn Échantillon 08-VJ-098-1

Int1 5-9									
Int2 100-104									
	Dose	Signal	bg	Test signal	bg	Tn	Ln/Tn	erreur	
1	Natural	19382	1100	3766	844	2922	6,257	0,4190	
3	Natural	202028	4359	18052	1857	16195	12,206	0,6280	
5	Natural	23771	1146	2983	832	2151	10,518	0,7570	
7	Natural	20500	1154	5417	924	4493	4,306	0,2660	
9	Natural	4778	842	2796	757	2039	1,930	0,1490	
11	Natural	106305	3471	12938	1741	11197	9,184	0,4930	
13	Natural	29776	1223	4373	824	3549	8,045	0,5120	
15	Natural	210296	4445	14948	1616	13332	15,440	0,8080	
17	Natural	89281	2461	9984	1223	8761	9,910	0,5450	
19	Natural	29835	1270	5448	891	4557	6,268	0,3820	
21	Natural	259418	4159	15478	1542	13936	18,317	0,9520	
23	Natural	1575	695	1089	633	456	1,930	0,2860	

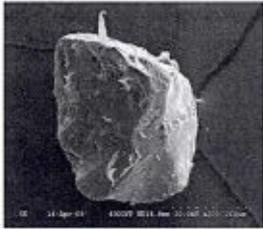
Tableau B.8 Résultats Ln/Tn Échantillon 08-VJ-112

Int1 5-9									
Int2 100-104									
	Dose	Signal	bg	Test signal	bg	Tn	Ln/Tn	erreur	
1	Natural	65374	2768	8572	1576	6996	8,949	0,514	
3	Natural	1852	670	1040	733	307	3,850	0,716	
5	Natural	3915	776	1684	700	984	3,190	0,308	
7	Natural	9189	831	2330	726	1604	5,211	0,411	
9	Natural	176127	4301	13106	1714	11392	15,083	0,805	
11	Natural	5440	813	1912	690	1222	3,786	0,331	
13	Natural	50722	1720	7392	1003	6389	7,670	0,441	
15	Natural	16124	1068	3445	851	2594	5,804	0,401	
17	Natural	12252	912	3105	757	2348	4,830	0,342	
19	Natural	60941	1805	8284	1056	7228	8,182	0,462	
21	Natural	23011	1214	4224	889	3335	6,536	0,425	
23	Natural	28216	1149	5552	832	4720	5,735	0,347	

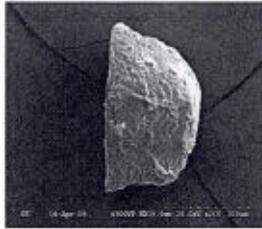
APPENDICE C

IMAGERIE OBTENUE PAR MEB

Échantillon 08-VJ-055



08-VJ-055-01



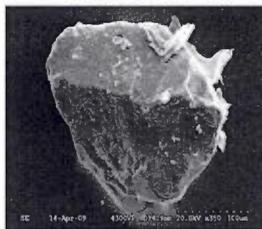
08-VJ-055-02



08-VJ-055-03



08-VJ-055-04



08-VJ-055-05



08-VJ-055-06



08-VJ-055-07



08-VJ-055-08



08-VJ-055-09



08-VJ-055-10



08-VJ-055-11



08-VJ-055-12

## Échantillon 08-VJ-056



08-VJ-056-01



08-VJ-056-02



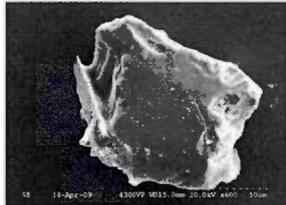
08-VJ-056-03



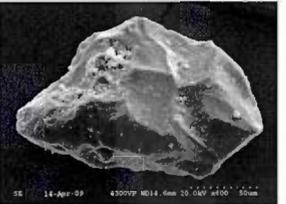
08-VJ-056-04



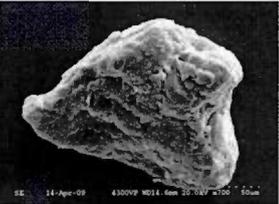
08-VJ-056-05



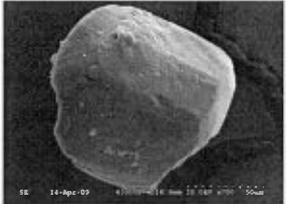
08-VJ-056-06



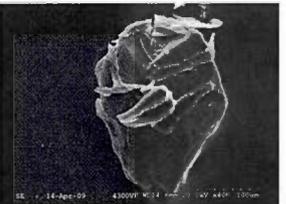
08-VJ-056-07



08-VJ-056-08



08-VJ-056-09



08-VJ-056-10



08-VJ-056-11

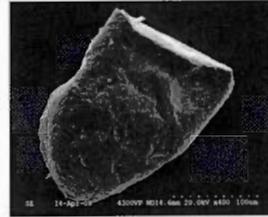


08-VJ-056-12

## Échantillon 08-VJ-065



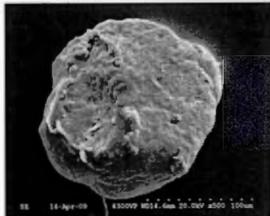
08-VJ-065-01



08-VJ-065-02



08-VJ-065-03



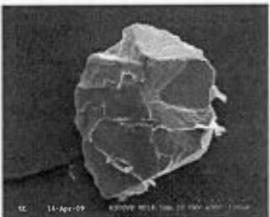
08-VJ-065-04



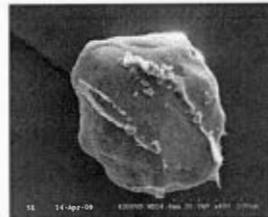
08-VJ-065-05



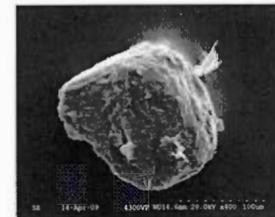
08-VJ-065-06



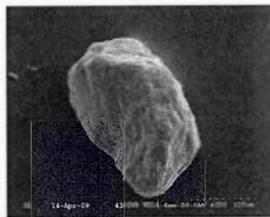
08-VJ-065-07



08-VJ-065-08



08-VJ-065-09

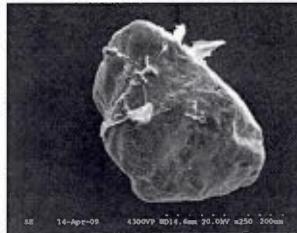


08-VJ-065-10

## Échantillon 08-VJ-125



08-VJ-125-01



08-VJ-125-02



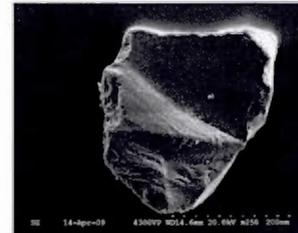
08-VJ-125-03



08-VJ-125-04



08-VJ-125-05



08-VJ-125-06



08-VJ-125-07



08-VJ-125-08



08-VJ-125-09



08-VJ-125-10



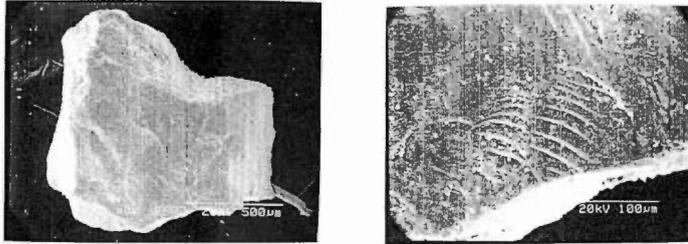
08-VJ-125-11



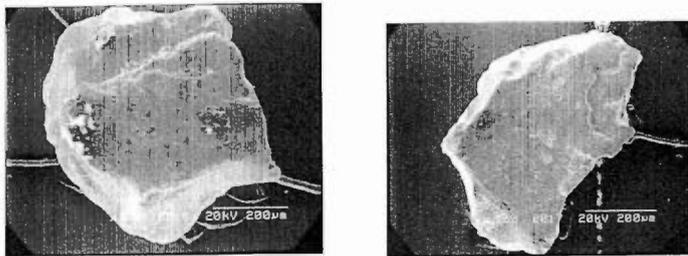
08-VJ-125-12

## Échantillon témoins

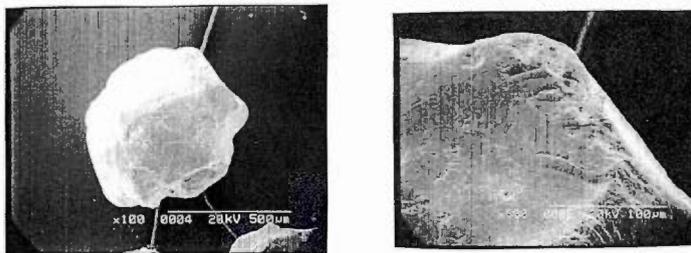
Grain provenant du lavage et tamisage d'un till du Témiscamingue



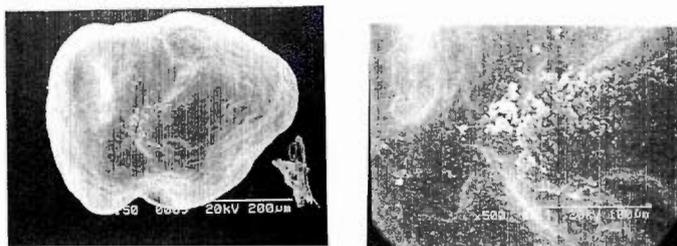
Grains de quartz d'origine glaciaire; un émoissé par transport aquatique modéré



Grain de quartz d'origine glaciaire; un émoissé par un long transport aquatique



Grain de quartz issu d'un environnement désertique montrant un transport éolien.



## BIBLIOGRAPHIE

- Allard, G. 2009. «Stratigraphie pléistocène du secteur de la rivière Nottawat, Baie James: Du dernier interglaciaire à l'Holocène». Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 161 p.
- Antevs, E. 1925. «Retreat of the last ice sheet in eastern Canada». Geological Survey of Canada, Memoir 146, 142p.
- Antevs, E. 1928. «The Last Glaciation: with special references to the Ice retreat In northeastern North America». American Geological Society, v.17, pp. 1-292.
- Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D., Gagnon, J.-M. 1999. «Forcing of the cold event 8200 years ago by outburst drainage of Laurentide lakes». Nature, v.AOO, p:344-348.
- Barnett, P.J., Henry, A.P. and Babuin, D. 1991. «Quaternary geology of Ontario, east-central sheet». Ontario Geological Survey, Map 2555; 1:1 000 000.
- Bell, J.M. 1904. «Economic resources of the Moose River bassin». Ontario Bureau of Mines, v.13, pt. 1, p.135-179.
- Bell, R. 1877. «Report on a exploration in 1875 between James Bay and lakes Superior and Huron». Geological survey of Canada, Report of Progress for 1875-1876, p.294-342.
- Boissonneau, A.N. 1966. «Geological history of northeastern Ontario». I. The Cochrane-Hearst area. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 5, p. 97-109.
- Bryan, K. and Ray, L.L. 1940. «Geological antiquity of Lindenmeir Site in Colorado». Smithsonian Misc. Collection, Washington, Paper no.3, vol.99.
- Cailleux, A. et Tricart, J. 1942. «Initiation à l'étude des Sables et des Galets ». Centre de Documentation Universitaire. Paris, 376 pages.
- Cailleux, A. et Tricart, J. 1959. «Initiation à l'étude des Sables et des Galets ». Centre de Documentation Universitaire, Paris, 3 tomes, 376 p.
- Clarke, Garry K.C., Leverington, D.W., Teller, J.T., Dyke., AS. 2004. «Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8,200 BP cold event». *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p.389-407.
- Coleman, A.P. 1909. «Lake Ojibway; Last of the great glacial lakes». Ontario Bureau of Mines, Report no. 18, pt. I, p.284.

- Dionne, J.C. 1974. «The eastward transport of erratics in James Bay area, Québec». *Revue de Géographie de Montréal*, v. 28, p. 453-457.
- Dionne, J.C. 1977. «Relict iceberg furrows on the floor of Glacial Lake Ojibway, Québec and Ontario». *Maritime Sediments*, 13 : 79-81.
- Dubé-Loubert, H. 2009. «Chronologie des événements glaciaires et non-glaciaires dans le cours inférieur de la rivière Harricana, Basses Terres de la Baie James, Québec: Implications pour la dynamique de la calotte Laurentidienne». MSc. Université du Québec à Montréal, 185 p.
- Dyke, A.S. 2004. «An outline of North American Deglaciation with emphasis on central and northern Canada ». *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology – Part II: North America. vol.2, Part 2*, 373-424.
- Dyke, A.S. et Prest, V.K. 1987. «Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet». *Géographie Physique et Quaternaire*, v.41, p.237-263.
- Dyke, A.S, Andrews, J.T., Clark, P.U., England, J.H., Miller, G.H., Shaw, J., Veillette, J.J., 2002. «The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum». *Quaternary Science Reviews*, v.21, n.1-3, p.9-31.
- Flint, R.F. 1943. «Growth of the North American ice sheet during the Wisconsin age». *Geological Society of America Bulletin*, v.54, p.325-362.
- Hamblin, A.P. 1982. «Petrography of Mesozoic and Pleistocene sands in the Moose River Basin». p.51-92, *In* Telford, P.G. and Verma, H.M., 1982, *Mesozoic Geology and Mineral Potential of the Moose River Basin, Ontario Geological Survey, Study 21*, 193p.
- Gao, C. et Day, A. 2008. «Quaternary geology of the Burntbush area, north of Lake Abitibi, northeastern Ontario»; *in* Summary of Field Work and Other Activities 2008, Ontario Geological Survey, Open File Report 6226, p.21-1 to 21-5.
- Gao, C. and Kodors, C. 2009. «Update on surficial mapping and till Sampling in the Detour Lake and Burntbush areas, northeastern Ontario»; *in* Summary of Field Work and Other Activities 2009, Ontario Geological Survey, Open File Report 6240, p.18-1 to 18-6.
- Hardy, L. 1976. «Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la Baie James». Thèse de doctorat, Montréal: Université McGill, 264 p.
- Hardy, L. 1977. «La déglaciation et les épisodes lacustres et marins sur le versant québécois des basses terres de la Baie James ». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol.31, no.3-4, p.261-273.
- Hardy, L. 1982. «Le Wisconsinien supérieur à l'est de la Baie James (Québec) ». *Naturaliste Canadien*, v.109, p.333-351;

- Hilaire-Marcel, C., Vincent, J.-S. 1980. «Stratigraphie de l'Holocène et évolution des lignes de ravage au sud-est de la Baie d'Hudson», Canada, Montréal, Laboratoire d'archéologie de l'université du Québec à Montréal, Paléo-Québec, v.11, 67p.
- Hugues, O.L. 1959. «Surficial geology of Smooth Rock and Iroquois Fall map areas, Cochrane District, Ontario.» Thèse de doctorat, Département de géologie, Kansas University, Lawrence, 190p.
- Hugues, O.L. 1961. «Preliminary report on boring through Pleistocene deposits, Cochrane District, Ontario», 42A/9, A/10, A/14, A/15 and 42H/2, H/3. Geological Survey of Canada, Paper 61-16.
- Hugues, O.L. 1965. «Surficial geology of part of the Cochrane District, Ontario, Canada». The Geological Society of America, Special paper 84 : 535-565.
- Karlstrom, T.N.V. 1956. «The problem of the Cochrane in the late Pleistocene chronology» United States Geological Survey. Bulletin 1021-j.
- Keele, J. 1920. «The Abitibi and Mattagami Rivers, north of the National Transcontinental Railway». Pt. III, Clay and shale deposits. Ontario Bureau of Mines, Report no.29, pt. II, p.31.
- Krumbein, W.C. and Sloss, L.L. 1963. «Stratigraphy and sedimentation». 2nd edition Freeman, San Francisco.
- Lajeunesse, P., St-Onge, G., 2008. «Subglacial origin of Lake Agassiz-Ojibway final outburst flood». Nature Geoscience, 3 : 184-188.
- Lee, H.A. 1959. «Surficial geology of southwestern Keewatin and the Keewatin ice divide, Northwest Territories». Geological Survey of Canada, Bulletin 51, 42 p.
- Lee, H.A. 1959. « Northern Ontario Engineering Geology Terrain Study, Data Base Map, Montreuil Lake». Ontario Geological Survey. Map 5034, Scale 1 : 1 00 000
- Leighton, M.M. 1957. «The Cary-Mankato-Valders problem» Journal of Geology. vol. 65, no.1, p. 108-111.
- Le Rimbault, L. 1973. « *L'exoscopie* ». Thèse de troisième cycle en sédimentologie, soutenue le 29 juin 1973, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, 62 pages.
- Low, A.P. 1885. «Report of the Mistassini expedition 1884-85». Commission géologique du Canada, 55p.
- Low, A.P. 1896. «Report on exploration in the Labrador Peninsula along the Eastmain, Koksoak, Hamilton, Manikuagan and portions of other rivers in 1892-93-94-95». Geological Survey of Canada. Annual Report, 8, part L.
- McDonald, B.G. 1969. «Glacial and interglacial stratigraphy, Hudson Bay Lowlands». Geological Survey of Canada, paper 68-53, p.78-99.

- Paradis, S.J. 1996. «Géologie des formations superficielles, Lac Doda (32G6)>>. Geological Survey of Canada, Open File 3267, échelle 1 : 50000.
- Paradis, S.J., Veillette, J.J., Pomares, J.-S. 2010. «Géologie des formations superficielles, Rivière Bell, Québec / Surficial geology, Rivière Bell, Québec». Commission géologique du Canada, Dossier public 6062, 2010; 1 feuille.
- Parent, M. et Paradis, S.J. 1993. «Interprétation préliminaire des écoulements glaciaires dans la région de la Petite rivière de la Baleme, région subarctique du Québec ». Commission Géologique du Canada, recherches en cours, partie C, Étude 93-IC, p.359-365.
- Parent, M., Paradis, S.J. et Boisvert, E. 1995. «Ice flow patterns and glacial transport in the eastern Hudson Bay region implications for Late Quaternary dynamics of the Laurentide Ice Sheet », *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.32, p.2057-2070.
- Parent, M., Paradis, S.J. et Doiron, A. 1996. «Palimpsest glacial dispersal trains and their significance for drift prospecting». *Journal of Geochemical Exploration*, v.56, p.123-140.
- Paulen, R.C. 2001. « Quaternary Geology of the Timmins area, Northern Ontario». Master thesis. University of Waterloo. 559p.
- Paulen, R., McClenaghan, M. B. 1997. «Surficial mapping and Quaternary stratigraphic studies in the western Abitibi greenstone belt, Timmins, Ontario». In *Current Research Part C Geological Survey of Canada, Paper 1997-C*, p.191-200.
- Powell, M., Try, C.F., Van der Flier, E., and Winder, C.G., 1986. «Geochemistry and Petrography of the Mattagami Formation Lignites (Northern Ontario), Ontario». Geological Survey Open File Report 5617, 40p.
- Prest, V.K. 1968. Nomenclature of moraines and ice-flow features as applied to the glacial map of Canada. Geological Survey of Canada, Paper 67-57.
- Prest, V.K. 1970. «Quaternary geology of Canada». In *Geology and Economic Minerals of Canada. Edited by R.J.W. Douglas*, Geological Survey of Canada, Economic Geology, Report no. 1, 5th edition, p.676-764.
- Prest, V.K. 1984. «The late Wisconsinian glacier complex». In *Quaternary Stratigraphy of Canada. Geological Survey of Canada, Paper 4-10*, p.22-36.
- Prest, V.K., 1993. «North Driftwood Formation. In Quaternary stratotypes of North America». vol.1 (revised edition). Edited by P.F. Karrow, Quaternary Sciences Institutes, no.8, and p.39-40.
- Prest, V.K. Donaldson, J.A., Mooers, Howard, D. 2000. «The omar story: The role of omars in assessing glacial history of west-central North-America». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 54, n. 3, p. 257-270.

- Price, L.L. 1978. « Mesozoic deposits of the Hudson Bay Lowlands and coal deposits of the Onakawana Area, Ontario ». Geological Survey of Canada, Paper 75-13, 1-39.
- Richards, J.A. 1983a. « Quaternary geology of the Kamiskotia Lake area, Cochrane District ». Ontario Geological Survey, Map P.2679.
- Richards, J.A. 1983b. « Quaternary geology of the Pamour area, Cochrane District ». Ontario Geological Survey, Map P.2680.
- Ricketts, B.D., Donaldson, J.A. 1981. «Sedimentary history of the Belcher Group of Hudson Bay; in Proterozoic Basins of Canada». Ottawa (Canada). Édition F.R.A. Campbell, 444 p.
- Ritchot, G. et Cailleux, A. 1971. « Taxonomie, géomorphologie et morphoscopie de sables au Québec méridional ». Cahier de géographie du Québec, vol.15, no.36, p. 423-438.
- Roy, M. 1998, «Pleistocene stratigraphy of the lower Nelson river area: Implications for the evolution of the Hudson bay Lowlands of Manitoba». Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 267p.
- Roy, M., Dell'Oste, F., Veillette, J., de Varnal, A., Hélie, J.-F., Parent, M. 2011. «Insights on the events surrounding the final drainage of Lake Ojibway Based on James Bay stratigraphic sequences». Quaternary science reviews 30, 682-692.
- Sandeman, RA. 2001. «Ar-Ar Geochronological Investigations of the Central Hearne Domain, Western Churchill Province, Nunavut: A Progress Report». Geological Survey of Canada, Current Research 2001-F4.
- Sanford, B.V., Norris, A.W., and Bostock, H.H. 1968. «Geology of the Hudson Bay Lowlands (Operation Winisk)». Geological Survey of Canada, Paper 67-60, 118 p.
- Sanford, B.V., Thompson, F.J., and McFall, G.H., 1985. «Plate tectonics-A possible controlling mechanism in the development of hydrocarbon traps in southwestern Ontario». Canadian Society of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 33, p.52-71.
- Shaw, J. 1972. «Sedimentation in the ice-contact environment, with examples from Shropshire (England) ». Sedimentology, 18: 23-62.
- Shilts, W.W. 1984. «Quaternary events –Hudson Bay Lowland and southern District of Keewatin». In Quaternary Stratigraphy of Canada. Geological Survey of Canada, Paper 4-10, p.117-126.
- Skinner, R.G. 1973. «Quaternary stratigraphy of the Moose River Basin, Ontario», Geological Survey of Canada, Bulletin 225, 77p.
- Smith, S.L. 1992. «Quaternary stratigraphic drilling transect, Timins to the Moose River Basin, Ontario». Geological Survey of Canada, Bulletin 415.

- Stockwell, C.H., McGlynn, J.C., Emslie, R.F., Sandford, B.V., Norris, A.W., Donaldson, J.A., Fahrig, W.F. et Currie, K.L. 1970. «Géologie du Bouclier Canadien». *Geology and Economic minerals of Canada*, (ed.) R.J.W. Douglas. Geological Survey of Canada. Economic Geology Report, no.1, p.43-150.
- Stott, G.M. 2008. «Precambrian geology of the Hudson Bay and James Bay lowlands region interpreted from aeromagnetic data – south sheet » Ontario Geological Survey. Preliminary Map P.3599, scale 1:500 000.
- Tanton, T.L. 1919. «The Harricanaw-Turgeon basins, northern Quebec» Geological Survey of Canada, Memoir 109.
- Telford, P.G. 1982. «Mesozoic Stratigraphy of the Moose River Basin». p.21 *in* *Mesozoic Geology and Mineral Potential of the Moose River Basin*, edited by P.G. Telford and H.M. Verma, Ontario Geological Survey, Study 21, 193p.
- Telford, P.G. and Verma, H.M. 1978. «Cretaceous stratigraphy and lignite occurrences in the Smoky Falls area, James Bay Lowland; preliminary lithological logs from the 1978 drilling program». Ontario Geological Survey, OFR 5255, 60p.
- Telford, R.G., Long, D.F., Norris, G., Zippi, R and Griffis R. 1991. «Mesozoic geology and lignite potential of the Moose River basin». Ontario Geological Survey, Open File Report 5777, 185p.
- Terasmae, J. and Hughes, O.L. 1960. «A palynology and geological study of Pleistocene deposits in the James Bay Lowlands, Ontario». Geological Survey of Canada, Bulletin 62, 15p.
- Thorleifson, L.H., Wyatt, P.H., Shilts, W.W., et Nielse, E. 1992a. «Hudson Bay lowlands Quaternary stratigraphy: Evidence for Early Wisconsinan Glaciation centered in Quebec». Geological Society of America, Special paper 270, p.207-221.
- Thorleifson, L.H., Wyatt, P.H. et Warm, T.A. 1992b. «Quaternary stratigraphy of the Severn and Winisk drainage basins, northern Ontario, Canada». Geological Survey of Canada, Bulletin 442, 59 p.
- Thorleifson, L. H., Kristjansson, F. J. 1993. «Quaternary geology and drift prospecting, Beardmore-Geraldton area Ontario». Mémoire (435) de thèse, Ottawa, Commission Géologique du Canada, 146 p.
- Try, C.F., Long, D.G.F., and Winder, C.G. 1984. «Sedimentology of the Lower Cretaceous Mattagami Formation, Moose River basin, James Bay Lowlands, Ontario, Canada», in Stott, D.F., and Glass, D.J., eds., «The Mesozoic of middle North America : Canadian Society of Petroleum Geologists » Memoir 9, p. 345-359.
- Veillette, J.J. 1986. «Former southwesterly ice flows in the Abitibi-Timiskaming region: Implications for the configuration of the late Wisconsinan ice sheet». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 23, p.1724-1741.

- Veillette, J.J. 1988. «Déglaçiation et évolution des lacs proglaciaires Post-algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario». *Géographie physique et Quaternaire*, vol.42, p.7-31.
- Veillette, J.J. 1989. «Ice movements, till sheets and glacial transport in Abitibi-Timiskaming, Quebec and Ontario». In R N. W. DiLabio, W. B. Coker, (Eds), *Drift Prospecting*, Geological Survey of Canada, Paper 89-20. pp. 139-154.
- Veillette, J.J. 1994. «Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway». *Quaternary Science Reviews*, vol.13, p. 945-971.
- Veillette, J.J. 1995. «New evidence for northwestward glacial ice flow, James Bay region, Quebec». *CUITent research 1995-C*, Geological Survey of Canada, p.249-258.
- Veillette, J.J. 1996. «Géomorphologie et géologie du Quaternaire du Témiscamingue, Québec et Ontario». Geological Survey of Canada, Bulletin 476.
- Veillette, J.J. 1997. «Le rôle d'un courant de glace tardif dans la déglaciation de la Baie James», *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 51, no 2, p. 141-161.
- Veillette, J.J. 2006. «Ice-flow chronology and palimpsest, long-distance dispersal of indicator clasts north of the St.Lawrence river valley, Quebec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 58, no 2-3, p.187-216.
- Veillette, J.J. 2007. «Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Rivière Harricana, Québec» Commission Géologique du Canada, Carte 1993A, échelle 1/100 000.
- Veillette, J.J. et Pomares, J.S. 1991. «Older ice flows in the Matagami-Chapais area, Quebec». *Current Research*, Geological Survey of Canada, Part C, Paper 199] -C, pp.143-148.
- Veillette, J.J., Paradis, S.J., Thibaudeau, P. and Pomares, J.S. 1991. «Distribution of distinctive Hudson Bay erratics and the problem of the Cochrane limit in Abitibi, Québec». In *Current Research 1991-C* Geological Survey of Canada, Paper, p. 135-142.
- Veillette, J.J. et McClenaghan, M.B. 1996. «Sequence of glacial ice flows in Abitibi-Timiskaming: implications for mineral exploration and dispersal of calcareous rocks from the Hudson Bay basin, Québec and Ontario». Geological Survey of Canada, Open File 3033; échelle 1:500 000.
- Veillette, J.J. Et Paradis, S.J. 1996. «Les sillons d'iceberg du lac Ojibway, un registre des paléo-vents, Abitibi, Québec, Commission géologique du Canada, Dossier public 3031, carte, échelle 1: 500 000.

- Veillette, J.J. et Paradis, S.J. 1996. «Iceberg furrows as paleowind indicators and icebergs as erosion and sedimentation agent in Lake Ojibway, Québec». Geological Survey of Canada, Open file 3031.
- Veillette, J.J., Roy, Martin. 1999. «Ice flow chronology in the Caniapiscou-Laforge reservoir area of northern Quebec» In Program and Abstracts, 8th Annual Meeting of the Canadian Quaternary Association (Montréal), p. 83.
- Veillette, J.J. et Giroux, J.-F. 1999. «The enigmatic rings of the James Bay lowland: a probable geological origin. Geological Survey of Canada, Open File 3708.
- Veillette, J.J., Dyke, A.S., Roy, M. 1999. «Ice-flow evolution of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet: a review, with new evidence from northern Quebec». Quaternary Science Reviews, Volume 18, Issue 8-9, July 1999, Pages 993-1019.
- Veillette, J.J., Paradis, S.J. Thibaudeau, P. 2003. «Les cartes de formations en surface de l'Abitibi, Québec», Geological Survey of Canada, Open File, 1523.
- Veillette, J.J, St-Jacques, G., Roy, M., Paradis, S., Boivin, R. 2008. « Follow-up on the trans-frontier Quebec-Ontario, Abitibi surficial geology map compilation project : Smooth Rock Falls-Cochrane Area (NTS 42H) ». Summary of Field Work and Other Activities 2008, Ontario Geological Survey, Open File Report 6226, p.13-1 to 13-8.
- Veillette, J. J., Paradis, S J; Thibaudeau, P. 2010. «Géologie des formations superficielles, Rouyn-Noranda-Senneterre, Québec / Surficial geology, Rouyn-Noranda-Senneterre, Quebec». Commission géologique du Canada, Dossier public 6061, 1 feuille.
- Veillette, J.J., Thibaudeau, P. 2010. «Géologie des formations superficielles, Villebois, Québec / Surficial geology, Villebois, Quebec» Commission géologique du Canada, Dossier public 6063, 2010; 1 feuillet.
- Vincent, J.S. 1973. «A palynological study for the Little Clay Belt, northwestern Québec ». Naturaliste canadien, 100 : 59-69.
- Vincent, J.S. 1977. «Le Quaternaire récent du cours inférieur de La Grande Rivière, Québec». Commission géologique du Canada, Étude 76-19. 20 p.
- Vos, M.A., 1975. «Economic Geology of the Cretaceous Deposits, Moose River Basin, Ontario». General Appraisal. Ontario Div. Mines, OFR 5157, 70p.

#### Ressources électroniques:

Environnement Canada : [http://www.climat.meteo.gc.ca/climateData/almanac\\_f.htm](http://www.climat.meteo.gc.ca/climateData/almanac_f.htm)