

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARACTÉRISATION DES PHASES TARDIVES DU LAC
GLACIAIRE OJIBWAY DANS LE NORD-OUEST DE L'ABITIBI

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

PAR
MAXIME MÉNARD

JUIN 2012

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de recherche, Martin Roy, pour son soutien, ses encouragements et sa grande disponibilité. Il a été pour moi un mentor qui ayant cru en moi, m'a permis de me réaliser dans ce projet. Merci mille fois pour tout ce que tu as pu m'apporter tout au long de ma maîtrise.

Merci à M. Jean Veillette (chercheur émérite, CGC-Ottawa), qui a été un collaborateur hors pair pour la réalisation de ce projet. Sans ton apport ce projet n'aurait pu être ce qu'il a été. Encore une fois, merci pour ton aide sur le terrain, ainsi que pour le partage de ton immense bagage de connaissances et ta bonne humeur contagieuse.

Merci également à M. Jean-François Hélie (chercheur, GEOTOP), à Mme Agnieszka Adamowicz (personnel de recherche – GEOTOP) et à Guillaume St-Onge (professeur, UQAR-ISMER) pour leur disponibilité, leur temps et leur apport scientifique à la réalisation de ce projet et aux données inhérentes.

J'aimerais aussi remercier mes collègues ; Farah Dell'Hoste pour m'avoir initié au travail avec les ostracodes, ainsi que Guillaume Soucy, Stéphanie Ouimet, Pierre-Étienne Mercier, Sacha Lafrance, ainsi que non la moindre, Stéphanie Blanchette, pour votre support et votre bonne humeur!

Un dernier remerciement particulier à toute la famille Ménard pour avoir cru en moi pendant toutes ces années et pour votre incroyable support. Merci!

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	ii
LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	viii
RÉSUMÉ	ix
INTRODUCTION	1
Objectifs de l'étude.....	3
CHAPITRE I	
LOCALISATION ET DESCRIPTION DE LA RÉGION D'ÉTUDE.....	7
1.1 Localisation.....	7
1.2 Cadre physique.....	8
1.3 Géologie du soubassement rocheux	9
1.3.1 Province du Lac Supérieur	10
1.3.2 Plate-forme de la baie d'Hudson	10
1.4 Géologie des dépôts de surface	12
1.5 Travaux antérieurs sur la déglaciation du nord-ouest du Québec	14
1.5.1 Déglaciation du territoire.....	14
1.5.2 Lac Barlow-Ojibway	18
1.5.3 Lac Agassiz	23
1.5.4 Vidange finale du Lac Ojibway.....	24
CHAPITRE II	
MÉTHODOLOGIE.....	28
2.1 Travaux sur le terrain	28
2.1.1 Échantillonnage des séquences de rythmites.....	28
2.1.2 Étude des terrasses d'érosion lacustre	29
2.1.3 Mesure d'élévation des terrasses	29

2.2 Travaux en laboratoire	31
2.2.1 Analyse granulométrique.....	31
2.2.2 Teneur en carbone inorganique	31
2.2.3 Extraction des microfossiles.....	32
2.2.4 Datation radiocarbone.....	32
2.2.5 Géochimie des isotopes stables de l'oxygène et du carbone	33

CHAPITRE III

CARACTÉRISTIQUES MORPHOLOGIQUES ET MESURES D'ÉLÉVATION DES TERRASSES D'ÉROSIONS LACUSTRES ASSOCIÉES AU LAC OJIBWAY

3.1 Caractéristique morphologique et composition des terrasses d'érosion lacustre	34
3.2 Modèle de formation des terrasses d'érosions lacustre	37
3.3 Résultats des mesures pour les terrasses d'érosion lacustre.....	40
3.3.1 Présentation des résultats pour les différents niveaux lacustres	40
3.3.2 Interprétation et discussion.....	45

CHAPITRE IV

ÉVÈNEMENT(S) TARDIF(S) DANS LES RYTHMITES DU LAC OJIBWAY

4.1 Localisation dans la zone d'étude	49
4.2 Description de la séquence sédimentaire comprenant la bande silteuse	51
4.3 Résultats sur la composition et la sédimentologie de la bande silteuse	52
4.3.1 Granulométrie de la séquence Ojibway tardive.....	52
4.3.2 Résultats pour la calcimétrie.....	55
4.3.3 Interprétation des résultats.....	56
4.4 Géochimie des isotopes stables	58
4.4.1 Quelques principes de géochimie important à cette étude.....	59
4.4.2 Contraintes et choix des échantillons	62
4.4.3 Résultats pour les isotopes de l'oxygène	63
4.4.4 Interprétation des résultats.....	64
4.5 Datation radiocarbone de la bande de silt	66
4.5.1 Causes possibles du vieillissement apparent des âges ^{14}C	68

4.6 Discussion des résultats sur la composition et la chronologie de la séquence de tardives Ojibway et leur importance dans la déglaciation	73
CHAPITRE V	
SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE, CONCLUSIONS ET TRAVAUX FUTURS	77
5.1 Paléogéographie	77
5.2 Conclusion.....	80
5.3 Travaux futurs	81
APPENDICE A.....	83
APPENDICE B.....	85
APPENDICE C.....	96
BIBLIOGRAPHIE.....	97

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.0 Paysage typique de la région de La Sarre, dans le nord-ouest de l'Abitibi.....	4
2.0 Bande de silt présente dans la partie sommitale des rythmites Ojibway dans la région du Lac Abitibi et de La Sarre.	4
1.1 Localisation de la zone d'étude dans le contexte de la zone submergée par le Lac Ojibway.....	7
1.2 Cadre physiographique et hydrographique du nord-ouest de l'Abitibi.....	9
1.3 Carte géologique du secteur d'étude.....	11
1.4 Carte des dépôts de surface de la zone à l'étude.....	13
1.5 Représentation schématique de l'inlandsis Laurentidien et les positions temporelles de la marge glaciaire durant son retrait au Wisconsinien.....	14
1.6 Chronologie varvaire établie à partir d'une carotte de sédiments prélevée près du Lac Matagami, d'après Hardy (1982b). Les variations de composition des varves ont permis l'identification des crues de Cochrane I et II	17
1.7 Représentation des différentes isolignes établies à partir des hauts niveaux glaciolacustres mesurés par Veillette (1994) pour le Lac Ojibway.....	23
1.8 Schéma illustrant le modèle de drainage sous-glaciaire du Lac Agassiz-Ojibway.....	26
3.1 Exemple de terrasses d'érosion lacustre anciennes et actuelles le long du Lac Abitibi...	35
3.2 Présentation de deux différentes séquences rencontrées à l'intérieur de tranchées faites dans des terrasses d'érosion lacustre anciennes.....	36
3.3 Modèle de formation des différents niveaux lacustres.....	38
3.4 Terrasse récente montrant une pente raide et se situant près du Lac Abitibi (\pm 1km) et terrasse ancienne dont le profil est plus lisse et provient de l'intérieur des terres.	39

Figure	Page
3.5 Localisation du transect comprenant les terrasses d'érosions lacustres mesurées au cours de cette étude, ainsi que les segments latitudinaux regroupant ces terrasses (A à J).....	41
3.6 Représentation graphique des terrasses mesurées sans distinction des différents niveaux lacustres et représentation graphique des différentes terrasses d'érosions lacustres mesurées et divisées selon leurs niveaux lacustres respectifs..	43
3.7 Photos montrant une terrasse d'érosion de bas niveau et une série de plages perchées de haut niveau au Mont Plamondon, en Abitibi.....	45
4.1 Horizon silteux ou «varve de drainage» rencontré dans la partie supérieure des séquences de rythmites de la région du Lac Abitibi et de La Sarre.	48
4.2 Répartition des sites où la séquence de rythmites comprenant la bande de silt a été échantillonnée.	49
4.3 Histogrammes de la distribution granulométrique des sédiments composant la séquence sédimentaire.....	54
4.4 Représentation graphique des séquences sédimentaires Ojibway échantillonnées montrant les résultats pour le carbone inorganique.....	56
4.5 Exemple d'une valve d'ostracode de type <i>Candona subtriangulata</i> qui a été retiré des sédiments de la région d'étude.....	59
4.6 Résultats pour les analyses isotopiques de l'oxygène pour la séquence sédimentaire comprenant la bande de silt.....	64
4.7 Séquence stratigraphique comprenant l'horizon de drainage et montrant des évidences pour des épisodes d'échange entre le Lac Ojibway et de la Mer de Tyrrell...	74
4.8 Évidence d'épisodes multiples de décharges d'eau de fonte dans l'Atlantique Nord, suggérant un drainage du Lac Agassiz-Ojibway en au moins deux épisodes majeurs....	76

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
4.1 Données de granulométrie pour la séquence sédimentaire.	53
4.2 Teneurs en carbone inorganique dans les rythmites de la séquence sédimentaire Ojibway	55
4.3 Isotopes stables du carbone et de l'oxygène mesurés sur des valves d'ostracodes et les valeurs isotopiques reliées des eaux du Lac Ojibway.....	63
4.4 Âges radiocarbone obtenus sur des ostracodes de la bande silteuse.	67
4.5 Âges radiocarbone calibrés et corrigés.	72
A.1 Résultats des teneurs (%) en azote, carbone inorganique, ainsi que les pourcentages des principales classes granulométriques pour la séquence sédimentaire.....	83
B.1 Mesures de positionnement (x, y) et d'élévation (z) des terrasses d'érosions lacustre mesurées à l'aide de la technologie DVP.....	85
C.1 Données relatives à la séquence sédimentaire Ojibway contenant la bande silteuse et analysée au cours de cette étude.....	96

RÉSUMÉ

Durant la dernière déglaciation de l'Amérique du Nord, la production d'eau de fonte associée au recul progressif de l'inlandsis Laurentidien vers le nord a entraîné la formation du Lac glaciaire Barlow-Ojibway en marge du glacier. Cette vaste étendue lacustre réfère au plan d'eau qui a simultanément recouvert les territoires nouvellement déglacés du Témiscamingue et de l'Abitibi et dont l'évolution était fonction du relèvement isostatique différentiel. Le Lac Ojibway a connu au moins trois importantes phases principales : la phase Angliers à 260 m et deux autres phases à 275 et 300 m associées à l'exutoire Kinojévis. Bien que les phases de haut niveau du Lac Ojibway soient relativement bien définies, les phases tardives, c'est-à-dire celles associées aux derniers moments de son existence sont toujours mal connues. Des études récentes suggèrent l'occurrence d'épisodes de drainage mineur précédant la vidange finale du Lac Agassiz-Ojibway. De tels événements (abaissement du plan d'eau) devraient normalement laisser des empreintes sur la géomorphologie du territoire, ainsi que des traces dans les enregistrements sédimentaires du bassin Ojibway. Cette étude porte sur l'analyse de formes d'érosion lacustre et de rythmites Ojibway du nord-ouest de l'Abitibi afin de définir et de mieux comprendre les phases de bas niveau du Lac Ojibway dans le contexte général de la déglaciation régionale.

L'étude de la géomorphologie ainsi que de la stratigraphie de la région du Lac Abitibi et de La Sarre en Abitibi a démontré que le Lac Ojibway a expérimenté plusieurs changements de configuration vers la fin de son existence. Ces événements tardifs sont exprimés, notamment, par la présence de terrasses d'érosion lacustre incisées dans la plaine d'argile. Les mesures d'élévation effectuées sur les différents étalements de gradin d'érosion lacustre anciens indiquent l'occurrence d'au moins trois phases de bas niveau. Un quatrième niveau restreint au territoire ceinturant le Lac Abitibi et présentant les élévations les plus basses, semble témoigné d'une phase pré Lac Abitibi. En plus de ces éléments géomorphologiques, les séquences sédimentaires du territoire d'étude renferment également des informations pertinentes à l'histoire tardive du Lac Ojibway. Cet aspect est représenté par la présence d'une varve de drainage comprise entre des sédiments glaciolacustres rythmés. Des ostracodes extraits de cette bande de drainage ont donné des âges radiocarbone qui sont vraisemblablement affectés par la présence de « vieux » carbone dissous dans les eaux du lac, ce qui cause un vieillissement apparent des âges. Une étude de comparaison d'âges ^{14}C provenant de sédiments glaciolacustres et glaciomarins ceinturant une unité de vidange du Lac Ojibway à la baie James semble donner un ordre de grandeur de 5000 ans pour ce vieillissement. Cette approche donne des âges ^{14}C variant entre 7679 et 7696 années calendaires BP.

L'étude approfondie de cette séquence sédimentaire, ainsi que les éléments morphologiques de bas niveau lacustre aura permis de mieux comprendre les événements qui ont précédé et entourent le drainage final du Lac Ojibway. Ces travaux amènent d'une part de nouvelles données, mais fournissent aussi de nouvelles approches méthodologiques quant à l'étude de l'histoire du Lac Ojibway.

Mots-clés : Lac Ojibway, Agassiz-Ojibway, vidange, quaternaire, Abitibi, varve de drainage, datation radiocarbone, ostracode, séquence stratigraphique, paléo-lac Abitibi, terrasse d'érosion lacustre, isotope de l'oxygène.

INTRODUCTION

Durant la dernière déglaciation de l'Amérique du Nord, la production d'eau de fonte associée au recul progressif de l'inlandsis Laurentidien vers le nord a entraîné la formation des Lacs glaciaires Agassiz et Barlow-Ojibway en marge du glacier. En raison du gauchissement du terrain provoqué par le poids de la glace, la ligne de partage des eaux séparant les bassins hydrographiques de l'Outaouais supérieur et de la baie James fut déplacée plus au sud, ce qui entraîna la mise en place du Lac Barlow-Ojibway. Cette vaste étendue lacustre réfère au plan d'eau qui a simultanément recouvert ces territoires nouvellement déglacés du Témiscamingue et de l'Abitibi et dont l'évolution était fonction du relèvement isostatique différentiel (Vincent et Hardy, 1977). C'est autour de 9.0 ka BP que le Lac Ojibway fut séparé du Lac Barlow, ce dernier étant alors confiné dans la Vallée du Lac Témiscamingue. Le Lac Ojibway se drainait alors à travers la ligne de partage des eaux, à partir de divers exutoires vers la rivière Ottawa au nord du Lac Simard et par le Lac Opasatica et ce, pour au moins 2100 ans (Veillette, 1994). Le Lac Ojibway a connu au moins trois importantes phases principales : la phase Angliers à 260 m et deux autres phases à 275 et 300 m associées à l'exutoire Kinojévis (Vincent et Hardy, 1979).

Dans son ensemble, le Lac Ojibway a couvert un large territoire dans le nord-est de l'Ontario et dans le nord-ouest du Québec (Vincent et Hardy, 1977; Veillette, 1994). Son étendu sud a été contrôlé par l'altitude des différents d'exutoires, ainsi que par la position de la ligne de partage des eaux. La moraine de Sakami qui s'étend du lac Mistassini à Kuujjuarapik marque la position orientale maximale du Lac Ojibway. Cette moraine marque également la position du dôme du Nouveau-Québec lors de la vidange du lac, au moment où la marge était en contact avec l'eau profonde du lac (Hardy, 1976, 1982; Hillaire-Marcel et al., 1981, Veillette, 1994). L'extension nord du Lac Ojibway demeure plus complexe et moins bien définie, principalement du au fait que les sédiments lacustres ont été recouverts par une épaisse couche de sédiments marins (c.-à-d. Mer de Tyrrell). Bilodeau et al. (1990) ont identifié à l'aide de relevés sismographiques et de carottes marines la présence de sédiments Ojibway à 10 km de la côte actuelle dans la région de Kuujjuarapik. Ces méthodes ont également permis de repousser cette limite à l'intérieur de la partie sud de la baie d'Hudson (Lajeunesse et St-

Onge, 2008). Ainsi, le Lac Ojibway a probablement recouvert la partie sud de la baie d'Hudson actuelle avant son drainage final (Veillette, 1994). Finalement, la limite occidentale est moins bien définie, cette partie du plan d'eau ayant vraisemblablement coalescé avec le lac Agassiz, formant ainsi le grand Lac Agassiz-Ojibway (Leverington et al., 2000).

Veillette (1994) a démontré que le Lac Ojibway aurait atteint des élévations maximales d'au moins 460 m près du Lac au Goéland dans la région de Matagami (49°30'N, et 77°00'W). Cette valeur pourrait toutefois être plus importante, mais l'absence de relief (support topographique) d'assez haute élévation pour enregistrer des phases lacustres plus élevées dans la portion nord du bassin de la Baie-James limite les observations. Veillette a d'ailleurs estimé dans ces travaux le volume total d'eau déversé dans la Mer de Tyrrell à 114 396 km³. Ce chiffre a été établi à partir de l'élévation de hauts niveaux lacustres (350 m) définis par les formes littorales (limite de délavage dans le till) et la distribution de clastes associés aux réavancées régionale du front glaciaire durant la dernière déglaciation (réavancées de Cochrane), ainsi que par une position arbitraire de la marge glaciaire dans le nord de la baie James (Veillette, 1994). Cette valeur a ensuite été raffinée à 102 000 km³ par Leverington et al. (2002) à l'aide d'une reconstruction numérique de la bathymétrie du lac. Le Lac Ojibway se serait drainé dans la mer de Tyrrell vers ~ 8,2 ka BP (Hardy, 1977, 1982; Roy et al., 2011). L'intérêt des études liés à la vidange de ce lac provient du fait que l'énorme quantité d'eau douce déversé dans l'atlantique nord aurait possiblement engendré un important refroidissement en Amérique du Nord centré autour de 8.2 ka BP (Alley et al., 1997 ; Thomas et al., 2007). L'impact qu'aurait eu un tel apport en eau douce sur la circulation océanique dans l'Atlantique méridional, en plus de son implication dans l'épisode de refroidissement de 8.2 ka demeure toutefois débattu (p. ex. Rohling et Pälike, 2005).

Bien que les phases de haut niveau du Lac Ojibway soient relativement bien définies, les phases tardives, c'est-à-dire celles associées aux derniers moments de son existence sont toujours mal connues. Dans le bassin Agassiz, Klassen (1983) rapporte la présence de plages de basse élévation (niveau Fidler) qui auraient été contrôlées par un exutoire autre que celui qui a maintenu le grand Lac Agassiz-Ojibway (exutoire Kinojévis). Des études récentes

(Dell'Oste, 2010; Roy et al., 2011) suggèrent l'occurrence d'épisodes de drainage mineur précédant la vidange finale du Lac Agassiz-Ojibway établie entre 8470 années cal BP (Barber et al., 1999) et 8205 années cal BP (Roy et al., 2011). De tels événements (abaissement du plan d'eau) devraient normalement avoir laissé des empreintes sur la géomorphologie du territoire, ainsi que des traces dans les enregistrements sédimentaires du bassin Ojibway. Ce projet de recherche porte sur la caractérisation de formes d'érosion lacustre et sur l'analyse de rythmites Ojibway dans le nord-ouest de l'Abitibi.

Objectifs de l'étude

L'objectif principal de ce projet de maîtrise consiste à reconstruire les épisodes de bas niveau du Lac Ojibway qui sont forts probablement en lien avec les événements qui ont mené au drainage final durant la dernière déglaciation. Ce projet de recherche devrait permettre de définir et de mieux comprendre les phases de bas niveau du Lac Ojibway dans le contexte général de la déglaciation régionale. Les travaux de cartographie (Thibaudeau et Veillette 2005) ont permis d'identifier deux éléments importants et caractéristiques de ces phases de



Figure 1.0 : Paysage typique de la région de La Sarre, dans le nord-ouest de l'Abitibi. La rupture de pente correspond à une terrasse d'érosion littorale associée au bas niveau du Lac Ojibway.

bas niveau. Il s'agit d'enregistrement géomorphologiques et sédimentaires situé dans la région de La Sarre et du Lac Abitibi (Figure 1 et 2).

La présence de différents niveaux de terrasses d'érosion lacustre de basses altitudes dans cette région impliquerait une baisse soudaine du niveau du Lac Ojibway, et ce, à plusieurs reprises (Roy et al., 2011). Conséquemment, un des objectifs consiste à définir l'étendue de ces baisses de niveau et à déterminer le nombre de plans d'eau tardifs. Des mesures détaillées de ces formes d'érosion lacustre permettront de mieux comprendre leur élévation respective et de déterminer leur nombre.

Le deuxième aspect important de ce projet de recherche porte sur l'étude en détail de séquences sédimentaires associées à un horizon silteux observé dans les rythmites à plusieurs endroits près du Lac Abitibi, lequel représente en quelque sorte le vestige du Lac Ojibway. Cet horizon marqueur consiste en une bande continue pluricentimétrique (10-20 cm) de silt qui est bordée de part et d'autre par des argiles glaciolacustres. Un objectif essentiel des travaux consiste à replacer cet événement dans la chronologie de la déglaciation de ce territoire, en plus de déterminer les phénomènes ayant mené à la formation de cette séquence. Pour ce faire, ces sédiments seront étudiés à partir de méthode sédimentologique, géochimique et par datation radiocarbone de microfossiles présents dans cet horizon.



Figure 2.0 : Bande de silt présente dans la partie sommitale des rythmites Ojibway dans la région du Lac Abitibi et de La Sarre. (La photo de droite provient de J.J. Veillette)

Le choix de la région d'étude a été basé sur des observations faites par le Dr. Jean Veillette dans les années 90 au cours de travaux de cartographie avec la Commission géologique du Canada dans lesquels il a fait ressortir les caractéristiques géomorphologiques et sédimentaires de la région de La Sarre (Thibaudeau et Veillette, 2005). Les travaux de ce mémoire ont donc porté sur la portion québécoise du lac Abitibi, car cette région plutôt agricole est relativement facile d'accès. Ce cadre physique permet aussi des observations plus aisées, parce que le territoire est par endroits dégagé de toute végétation, en plus de comprendre un bon réseau de drainage. C'est d'ailleurs suite à l'excavation récente d'un canal d'irrigation près de la municipalité de La Reine à quelques kilomètres au nord du Lac Abitibi, qu'un des premiers horizons de drainage fut observé par Veillette.

Malgré les bonnes connaissances et les travaux réalisés sur les épisodes de haut niveau du Lac Ojibway (Veillette, 1994), il demeure à ce jour peu de documentation quant aux phases tardives de ce lac glaciaire. La présence de ces éléments sur le territoire est donc une opportunité d'approfondir la compréhension du drainage finale du Lac Ojibway. Par conséquent, ce projet portera donc essentiellement sur la datation et la caractérisation de cette bande silteuse et les rythmites associées, ainsi que l'étude détaillée des terrasses d'érosion lacustres. Les résultats de cette étude devraient améliorer non seulement la compréhension locale de ces phénomènes, mais ils devraient aussi être utiles à l'interprétation des données régionales concernant le drainage du Lac Ojibway.

Ce mémoire se divise en cinq chapitres. Les principales caractéristiques du cadre physique et de la géologie du soubassement rocheux de la région d'étude seront présentées au premier chapitre. S'ajoutera à la fin de ce chapitre une revue des travaux antérieurs portant sur la déglaciation du territoire et l'évolution du Lac Barlow-Ojibway, ainsi qu'un survol vidange du Lac Agassiz-Ojibway.

Le chapitre II présente les méthodologies de terrain et de laboratoire utilisées pour la réalisation de ce projet de maîtrise. Les méthodologies de terrain comprennent les méthodes d'échantillonnage, d'identification des unités sédimentaires, ainsi que les différentes prises de mesure. Les méthodes de laboratoire comprennent les analyses granulométriques, les mesures

de teneur en carbone inorganique, l'analyse micropaléontologique, la géochimie des isotopes de l'oxygène et du carbone, ainsi que les datations radiocarbone.

Le chapitre III sera consacré aux grands traits de la morphologie associée aux phases tardives du Lac Ojibway dans le secteur d'étude. Ceci comprend la description des terrasses d'érosion lacustre, un modèle de mise en place, ainsi que la présentation et l'interprétation des mesures d'élévation pour les différents niveaux documentés.

Le chapitre IV présente les résultats des analyses de la séquence sédimentaire Ojibway comprenant la bande de silt. La description de la séquence, les résultats en terme de composition et de sédimentologie, la géochimie des isotopes stables, les datations radiocarbone, et une interprétation de ces résultats seront synthétisés.

Le Chapitre V de ce mémoire renferme une analyse paléogéographique qui sert de discussion sur les événements associés à la vidange du Lac Ojibway. Une courte conclusion y sera aussi présentée, ainsi que de brèves suggestions pour les travaux futurs.

CHAPITRE I

LOCALISATION ET DESCRIPTION DE LA RÉGION D'ÉTUDE

1.1 Localisation

Le secteur à l'étude se situe dans la région Nord-Ouest de l'Abitibi, près de la ville de La Sarre situé au nord-est du Lac Abitibi. Il s'étend sur 4 différents feuillets au 1 : 50K; 32D14, 32D11, ainsi que les portions québécoises des feuillets 32D13 et 32D12. Ce territoire forme un quadrilatère de 35 kilomètres de large par 40 kilomètres de longueur (1400 km²).

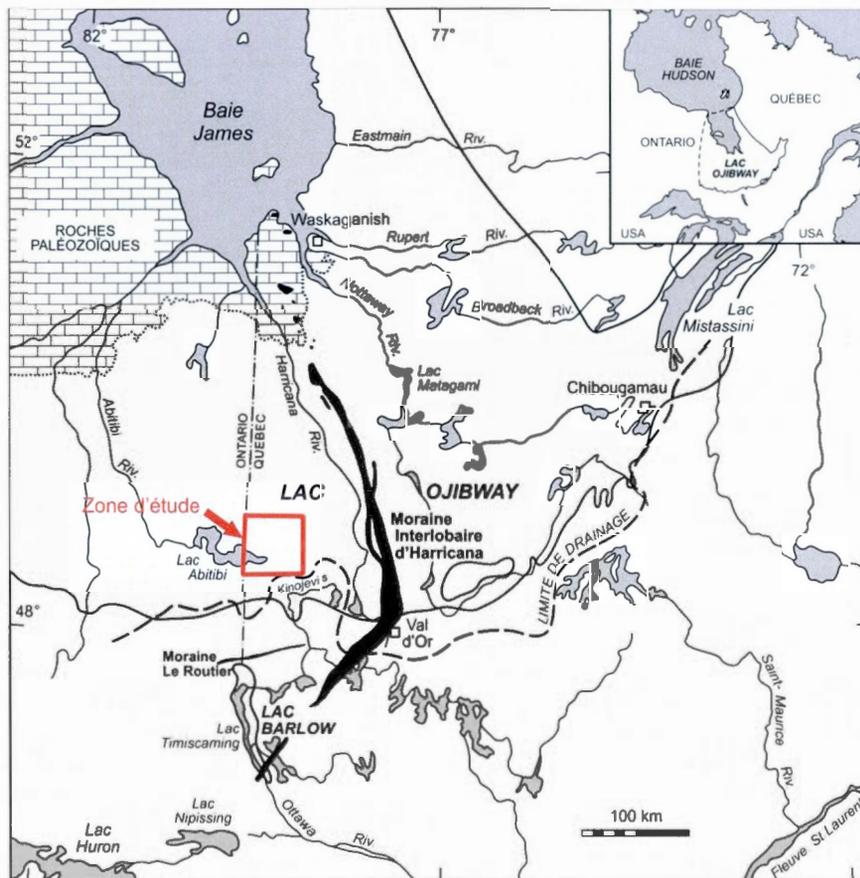


Figure 1.1 : Localisation de la zone d'étude dans le contexte de la zone submergée par le Lac Ojibway. (Modifié de Vincent et Hardy, 1977; Veillette, 1988; Veillette, 1994)

1.2 Cadre physique

D'un point physiographique, la région fait partie des basses terres de l'Abitibi et de la Baie James (Li et Dutruc, 1999). Le relief rencontré est modérément accidenté, grandement adouci par la mise en place d'épais dépôts d'argile glaciolacustre, conséquence de la présence du lac glaciaire Ojibway qui a recouvert l'ensemble de l'Abitibi (Figure 3). L'altitude moyenne de ce plateau varie de 280 à 300 m, avec quelques sommets dépassant les 320 m au dessus du niveau moyen de la mer. Quelques zones marécageuses occupent les terres mal drainées. Ces zones sont nombreuses au pourtour du Lac Abitibi, dont la portion québécoise occupe une grande partie du secteur à l'étude. La région est de plus marquée par la présence de longues crêtes de matériel fluvioglaciaire orienté nord-sud, formant des eskers. La limite sud du secteur est bordée par les Hautes Terres de l'Abitibi qui s'étendent au sud du Lac Abitibi. Au nord, les basses terres de l'Abitibi se prolongent en pente douce vers les basses terres de la Baie-James (Veillette et al., 2004). La zone d'étude se trouve dans le bassin hydrographique de la Baie-James et de la Baie d'Hudson, plus précisément dans les sous-bassins hydrographiques du Lac Abitibi et de La Sarre. La ligne de partage des eaux séparant les bassins de la baie James et la baie d'Hudson, du bassin du Saint-Laurent se trouve à environ une vingtaine de kilomètres au sud de la zone d'étude (Figure 1.2) (MTQ, 2000).

1.3.1 Province du Lac Supérieur

La province du Lac Supérieur qui forme le cœur du Bouclier canadien est d'âge archéen supérieur (2,85 à 2,65 Ga). Cette province s'étend de la côte ouest de la baie d'Ungava jusqu'aux Grands Lacs. Sa composition lithologique varie entre des roches plutoniques et gneissiques métamorphisées au faciès amphibolites et granulites, et des roches volcaniques et sédimentaires portées très métamorphisée. La province du Lac Supérieur se divise en sous-provinces, dont la ceinture volcanique sédimentaire de l'Abitibi.

Le terrain à l'étude se situe dans la partie centrale de la sous-province de l'Abitibi, la plus grande ceinture de roche verte au monde. Cette ceinture de roche verte s'étant de la région de Timmins au sud-ouest jusqu'au Lac Mistassini-Chibougamau au nord-est. Cette zone consiste en un complexe archéen de roches sédimentaires et volcaniques métamorphisées et qui est transpercée par des granitoïdes. Les roches volcaniques sont majoritairement des basaltes et rhyolites avec des intrusions synvolcaniques (gabbro, monzonite, granodiorite). Les intrusions granitiques sont d'âge fin archéen et se composent essentiellement de syénite et de monzonite (Card, 1990). Cette région est surtout explorée pour ces nombreux gisements de cuivre, de zinc et d'or.

1.3.2 Plate-forme de la baie d'Hudson

Les roches les plus jeunes de la région forment un ensemble sédimentaire d'âge Phanérozoïque et reposent en discordance sur les roches cristallines de la partie nord de la Province du Lac Supérieur (Figure 5). Elles s'étendent de la rivière Nottaway, au sud-est de la Baie James, jusqu'à la rivière Knife au Manitoba, en plus de recouvrir une grande partie de la baie d'Hudson (Coombs, 1954). Les plus anciennes séquences de la plate-forme de la baie d'Hudson sont d'âge tardif Ordovicien, tandis que les plus jeunes sont d'âge Dévonien supérieur. Il s'agit respectivement du Groupe de Bad Cache Rapids et de la formation Long Rapids. Les plus anciennes formations sont représentées par des grès quartzeux qui sont recouverts par des roches carbonatées et shales interstratifiés, représentant un remplissage

progressif de bassin. Les roches rencontrées sont constituées principalement de dolomies, calcaires, grès, évaporites, shales et silstones. Il a été possible de corrélérer les séquences carbonatées ordoviciennes de la Plate-forme de la baie d'Hudson grâce à des assemblages de fossiles benthoniques coquilliers et de conodontes (Norris, 1993).

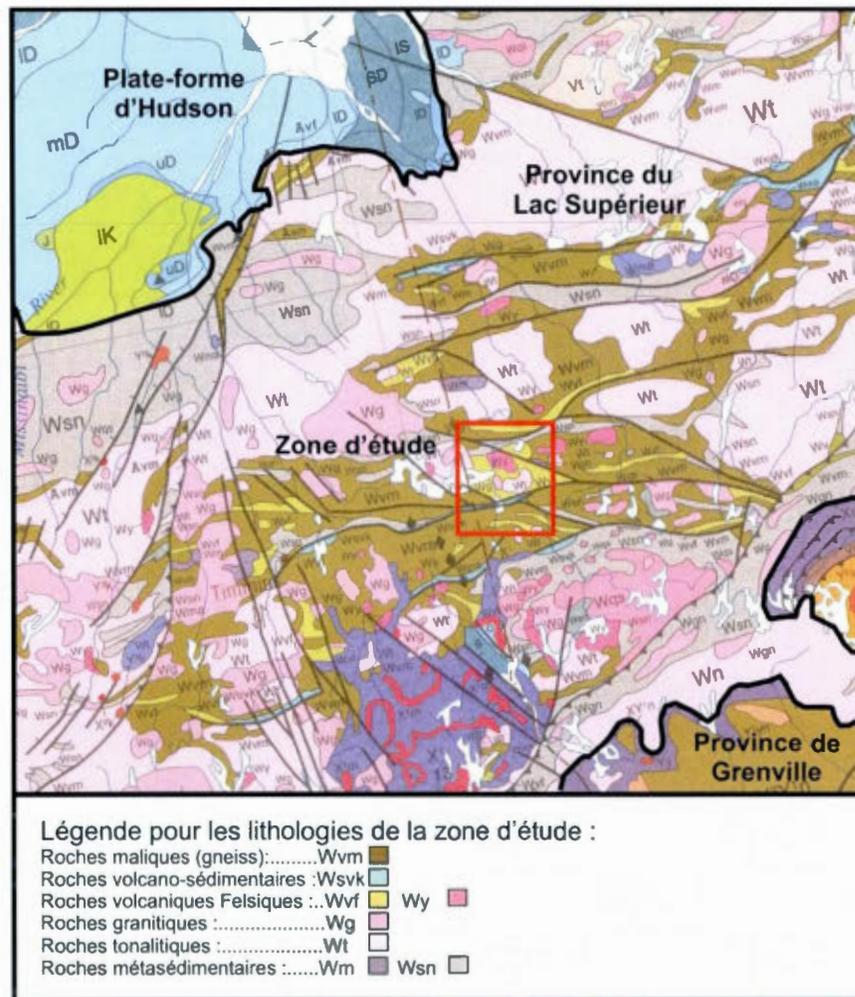


Figure 1.3 : Carte géologique du secteur d'étude, tiré de la carte numérique de la Commission géologique du Canada (source: <http://cgc.mcan.gc.ca/map/1860a/indexj.php>). Légende des âges géologiques et lithologies: Mésoarchéen (V); Néoarchéen (W); Archéen (A); Ordovicien supérieur (uO); Silurien inférieur (IS); Dévonien inférieur (ID); Silurien Dévonien (SD); Dévonien moyen (rnD); Dévonien supérieur (uD). Classification des roches: roches volcaniques indifférenciées (v); roches felsiques (vf); roches mafiques (vm); roches sédimentaires et volcaniques (sv); granitoïdes indifférenciés (g); granites à deux micas (qs); tonalite (t); diorite intrusive mafique, gabbro (m); gneiss dérivés de roches sédimentaires, paragneiss (sn).

1.4 Géologie des dépôts de surface

La couverture de dépôts meubles est principalement d'âge Holocène et les sédiments ont été mis en place durant la dernière déglaciation (figure 1.4). Les dépôts de surface de la région sont majoritairement des sédiments glaciolacustres d'eau profonde. En effet, le secteur se trouve au cœur de la plaine argileuse qui a été mise en place lors de phases importantes d'immersion du Lac Ojibway. Il s'agit de rythmites d'argiles et de silts, communément appelées varves à cause de leur origine annuelle, dont l'épaisseur total varie de 1 à 60 m par endroits (Thibaudeau et Veillette, 2005). Ces varves ont été déposées généralement dans une tranche d'eau de plus de 50 m. Ces dépôts à grains fins se trouvent en grande partie dans les dépressions topographiques du substrat rocheux. Les argiles se retrouvent généralement à des altitudes inférieures à 325 m. Elles sont par endroits transpercées par le socle rocheux. On retrouve par ailleurs des eskers, formés par des sédiments juxtaglaciaires qui se trouvent souvent enfouis sous les sédiments fins. Ils sont composés de sables et graviers, formant des épaisseurs de cinq à quelques dizaines de mètres pour les portions émergentes. Les eskers enfouis sont généralement composés de matériels plus grossiers (blocs, galets, graviers) et sont de plus grandes dimensions. L'avant-dernière unité rencontrée est un till provenant de roches cristallines, dont la portion fine (argiles et silts) compte pour moins de 30 % de la matrice. Son épaisseur varie de moins d'un mètre à plus d'un mètre et se trouve de façon discontinue, principalement aux abords d'affleurements rocheux. Finalement, le secteur est par endroits recouvert de sédiments postglaciaires formés majoritairement de dépôts organiques de 0.5 à 5 m d'épaisseur qu'on retrouve dans des bassins fermés et dont les plus grandes étendues recouvrent des dépôts argileux (Thibaudeau et Veillette, 2005).

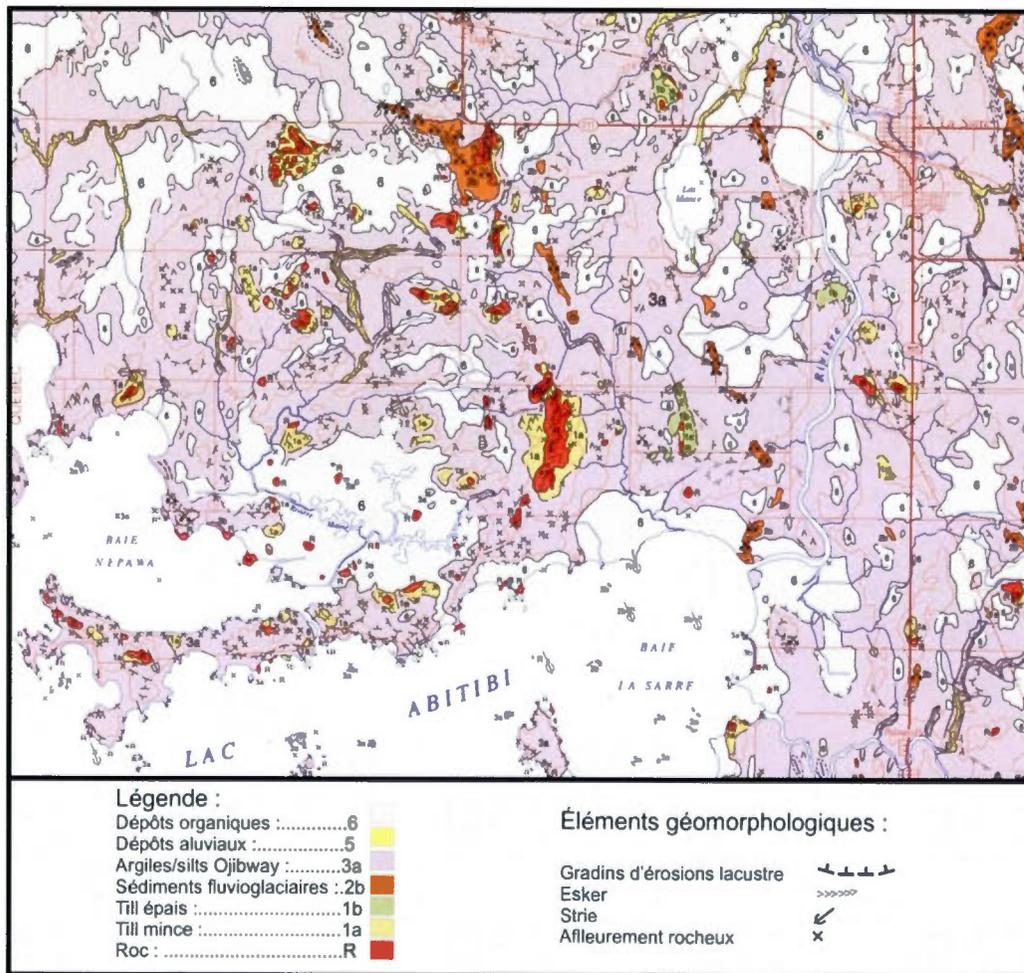


Figure 1.4 : Carte des dépôts de surface de la zone à l'étude. Tiré de la carte du Lac Chicobi de Thibaudeau et Veillette, 2005.

1.5 Travaux antérieurs sur la déglaciation du nord-ouest du Québec

1.5.1 Déglaciation du territoire

La calotte glaciaire nord-américaine datant de la fin du Wisconsinien fut composée d'un complexe de trois inlandsis : l'Inlandsis Laurentidien, qui était centré sur le Bouclier canadien et qui s'est étendu au travers des Prairies canadiennes vers l'ouest et le sud; l'Inlandsis de la Cordillère, qui a couvert les régions montagneuses de l'ouest; et l'Inlandsis Innuïtien qui a recouvert la majorité de l'archipel Arctique Canadien (Dyke, 2003). L'Inlandsis laurentien, qui marque le noyau de ce complexe, comprend trois secteurs importants : le secteur du Labrador, du Keewatin et de Baffin (Dyke, 2003). Ceux-ci sont localisés respectivement à l'est, à l'ouest et au nord de la baie d'Hudson.

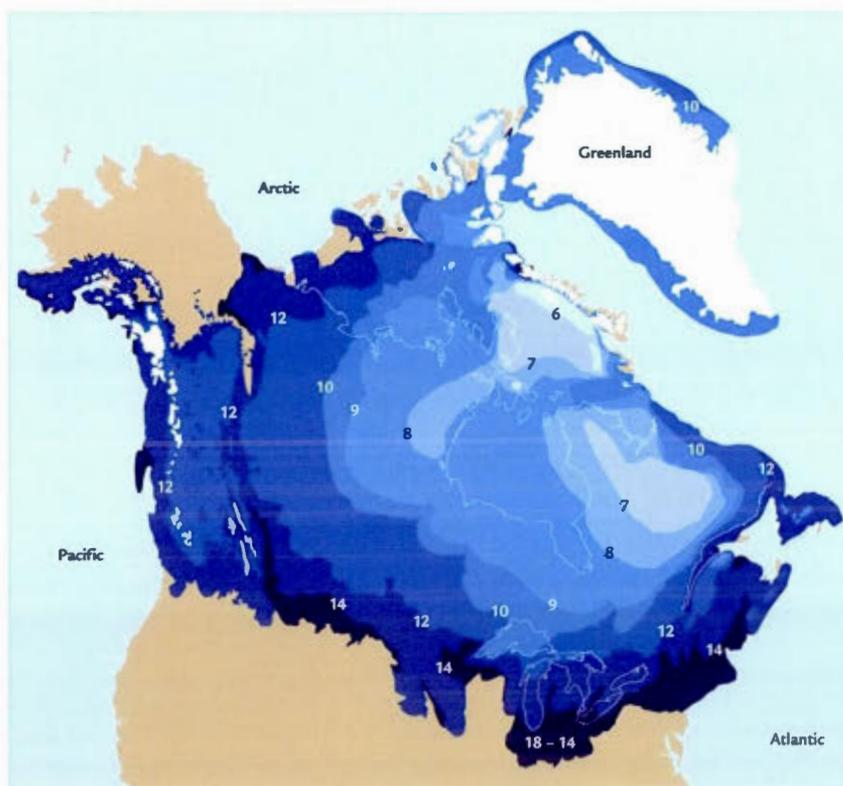


Figure 1.5 : Représentation schématique de l'inlandsis Laurentidien et les positions temporelles de la marge glaciaire durant son retrait au Wisconsinien. Tiré de Dyke, 2004.

Cette synthèse des travaux antérieurs portera principalement sur la dernière déglaciation du territoire couvert par le bassin du Lac Barlow-Ojibway. Ce territoire fut couvert par l'Inlandsis laurentidien durant la dernière glaciation et dont l'extension maximale au sud s'est produit au alentour de 22 ka BP (Dyke et al., 2002a), ce qui marque de façon générale la couverture maximale par les glaciers en Amérique du Nord (Dyke, 2003). Le réchauffement progressif qui a suivi le maximum glaciaire a entraîné la fonte et le recul de l'Inlandsis laurentidien sur tout le territoire. La déglaciation fut ponctuée par plusieurs périodes de réavancées et de refroidissements importants (voir Dyke et al. 2002 et Dyke 2003 pour plus de détails).

La déglaciation du nord-ouest du Québec a été marquée par la scission du glacier du Labrador en deux calottes glaciaires. La plus importante masse s'écoula de manière radiale à partir du centre du Nouveau-Québec, la seconde masse s'écoula vers la côte sud-ouest de la baie d'Hudson. Cette scission du glacier du Labrador est d'ailleurs marquée par la mise en place de la moraine d'Harricana, un vaste complexe fluvioglaciaire orienté NNO-SSE (Hardy, 1977). Elle résulte de l'ouverture dans les masses de glace, telle une « *fermeture éclair* », s'ouvrant du sud vers le nord. Le mode de mise en place peut être comparé à celui d'un esker, dû à la présence de quantité importante d'eau de fonte, mais elle marque la position de deux masses de glace présentant des écoulements spécifiques (Veillette, 1983). Vers la fin de la déglaciation, ces masses de glace deviendront deux entités distinctes; les glaciers du Nouveau-Québec et d'Hudson (Hardy, 1976). Les eaux de fontes produites lors de la déglaciation du secteur ont occasionné la mise en place de grande étendue lacustre en marge du glacier, le Lac Barlow-Ojibway. Comme il s'agit du sujet principal de ce projet de maîtrise une revue des travaux antérieurs sera présentée dans la prochaine section.

La présence des eaux glaciaires du Lac Ojibway aurait causé l'accélération du retrait des deux masses glaciaires, dont les marges devaient être flottantes (Hardy, 1976, 1977, 1982b). Selon Hardy, ce contexte particulier associé à la présence d'un substrat argileux aurait été la cause de trois réavancées majeurs du glacier d'Hudson dans les basses terres de la Baie-James et par le fait même, dans le bassin du Lac Ojibway. Il s'agit des crues de Cochrane I, Rupert, et Cochrane II. Ces réavancées seraient responsable de la présence de tills carbonatés

à l'intérieur des dépôts lacustres du Lac Ojibway. Veillette (1997) a démontré que la fraction fine ($<60 \mu\text{m}$) des tills déposés dans le Lac Ojibway pouvait avoir une forte concentration en CaCO_3 (allant jusqu'à 30%). Ces carbonates proviennent de l'érosion des roches paléozoïques de la Plate-forme d'Hudson. Cette concentration en carbonate à l'intérieur des tills décroît d'ailleurs en s'éloignant de la baie James (Veillette, 1997; Veillette et al., 2004).

C'est d'ailleurs l'augmentation des niveaux de carbonates détritiques dans une séquence de varve du Lac Matagami qui a permis à Hardy (1982b) de distinguer les épisodes de Cochrane I, Rupert et Cochrane II. En fait, il associe la présence de CaCO_3 détritique à des réavancées glaciaire au sein du bassin Ojibway principalement en raison du fait que ce bassin repose sur des roches cristallines, exempt de carbonate. Selon Hardy (1982b) ces intervalles élevés en CaCO_3 sont également accompagnés d'une augmentation de la taille des varves, ainsi qu'une diminution de la fraction fine (argile) dans celles-ci (figure 1.6).

L'épisode des crues de Cochrane I s'est amorcé à environ 8300 ans ^{14}C BP pour culminer il y a 8200 ans ^{14}C BP, alors que Cochrane II aurait culminé il y a 7975 ans ^{14}C BP. Cette chronologie a été basée sur le décompte des varves par rapport à un niveau repère formé par les dépôts associés à la vidange finale du Lac Ojibway, laquelle a été datée à 7900 ans ^{14}C BP (Hardy, 1976). Cette date radiocarbone marque l'invasion de la Mer de Tyrrell, que Dyke associe avec le drainage du Lac Ojibway (Dyke, 1982b). Cette chronologie et les événements associés est cependant remise en question par de récents travaux qui indiquent que le drainage s'est effectué plus au moins simultanément avec la dernière réavancée (Dell'Oste, 2010 ; Roy et al., 2011). Les événements associés à la vidange du Lac Ojibway seront abordés dans une section subséquente.

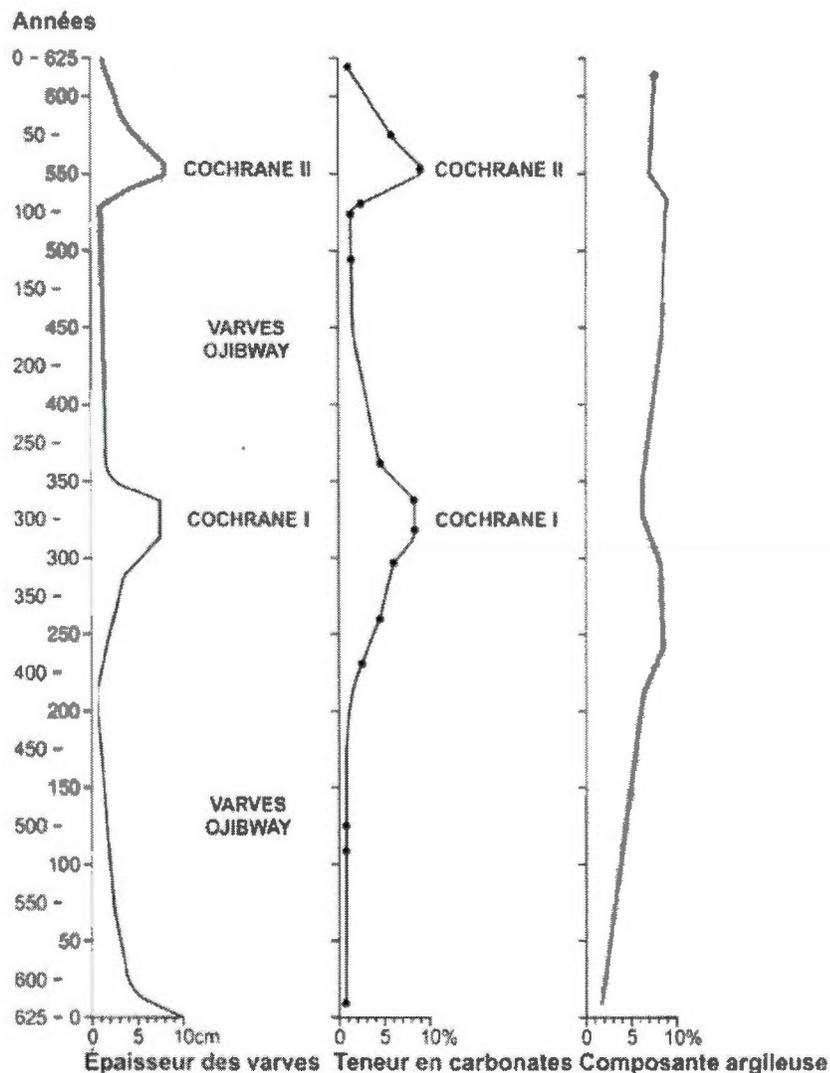


Figure 1.6 : Chronologie varvaire établie à partir d'une carotte de sédiments prélevée près du Lac Matagami, d'après Hardy (1982b). Les variations de composition des varves ont permis l'identification des crues de Cochrane I et II.

La déglaciation du secteur est de plus marquée par l'édification de la moraine de Sakami, il a 7900 ans ^{14}C BP (Hardy, 1982). Celle-ci s'étend du lac Mistassini au sud et l'embouchure de la Grande Rivière de la Baleine au nord, en décrivant un arc de cercle sur plus de 630 km dont le point central se situe au centre du Québec (Hillaire-Marcel et al., 1980). Elle est composée de dépôts fluvio-glaciaires et proglaciaires, formant le plus souvent de vastes plaines deltaïques ou de longues crêtes granulaires dissymétriques. Son importance morphostratigraphique vient du fait qu'elle marque la position occupée par le glacier du Nouveau-Québec en récession vers l'est lors du drainage du Lac Ojibway et par le fait même l'invasion

de la Mer de Tyrrell. Elle sépare ainsi deux styles de déglaciation : l'un au contact d'une masse d'eau lacustre profonde où le recul rapide du front se réalisait par le vêlage d'icebergs à partir d'une marge partiellement flottante; l'autre dans un milieu subaérien, ou au contact d'une nappe d'eau marine moins profonde, où l'ablation de la marge glaciaire reposant sur son lit se faisait plus lentement (Hardy, 1982).

1.5.2 Lac Barlow-Ojibway

Les premiers travaux et observations sur les lacs glaciaires dans le secteur d'étude ont été réalisés par Coleman (1909). C'est lorsqu'il étudia la distribution de varves, ainsi que l'altitude de plages et d'exutoires de certains lacs qu'il a jugé que les sédiments glaciolacustres retrouvés au sud de la ligne de partage des eaux séparant les bassins de la Baie d'Hudson et du fleuve du Saint-Laurent se sont déposés dans un lac constituant l'extension nord du Lac Algonquin. Il a ainsi proposé que le Lac Algonquin se soit drainé vers l'est, en réponse à la déglaciation des vallées des rivières Matawa et Ottawa. La baisse du niveau d'eau aurait entraîné la formation d'un second lac localisé au nord de la ligne de partage des eaux. Il a proposé l'appellation "Lac Ojibway", du nom d'une tribu indienne ayant jadis occupé ce territoire. Il a de plus situé l'exutoire à la tête des bassins des lacs Duparquet et Opatricia, à une élévation approximative de 285 m.

Wilson (1918) a démontré plus tard que les sédiments d'origine glaciolacustre observés près du Lac Timiskaming s'étendent au-delà de la présente ligne de partage des eaux séparant les bassins de la Baie d'Hudson et du Fleuve Saint-Laurent. Il en a conclu qu'ils se sont déposés dans un lac unique, qui était séparé du Lac Algonquin durant la majorité de son existence. Il l'a ainsi nommé "Lac Barlow". Il a suggéré qu'un barrage de glace a obstrué la dépression du Témiscamingue au sud, afin d'expliquer la formation de ce lac. Le Lac Barlow se serait étendu vers le nord suivant le recul du glacier. La fonte du barrage de glace aurait entraîné le drainage du lac, excepté pour la portion au nord de la ligne de partage des eaux.

Antevs (1925) a attribué la mise en place du lac à un barrage morainique, ainsi qu'à un enfoncement plus important des terrains au nord comparé au sud. Il a de plus avancé que le Lac Barlow s'est étendu au nord pour se combiner au Lac Ojibway et ainsi former un plan d'eau unique appelé Lac Barlow-Ojibway. Hughes (1955) est en faveur de l'hypothèse sur le barrage morainique, mais propose que le rebond isostatique à lui seul puisse expliquer l'évolution du lac. Vincent et Hardy (1979) ont assumé qu'une succession de rapides descentes, situé au long de la rivière Ottawa au nord de Mattawa aurait été la cause des différentes phases du Lac Barlow. Ils ont d'ailleurs proposé que le rebond isostatique fût adéquat pour expliquer l'évolution du Lac Barlow-Ojibway.

L'extension et les niveaux maximaux atteints par le Lac Barlow-Ojibway ont été étudiés par plusieurs auteurs, particulièrement Coleman (1909), Antevs (1925), Hughes (1955), Prest (1970), Vincent et Hardy (1977, 1979), Hardy (1976, 1982b), Hillaire-Marcel et al. (1981), Bilodeau et al. (1990), Veillette (1983, 1988, 1994). Les premiers travaux sur l'extension du lac proviennent de Norman (1939) et Shaw (1944) qui ont utilisé les moraines de De Geer pour déterminer la position nord-est du Lac Barlow-Ojibway. Prest (1970) a par la suite fourni une série de cartes schématiques montrant les limites du lac au cours de son existence. Vincent et Hardy (1977, 1979) ont retracé l'évolution lacustre du territoire inondé par les lacs Barlow et Ojibway, et ce, à l'aide des recherches de Dadswell (1974) sur la répartition d'indicateur biologique. Ils ont ainsi démontré que le Lac Ojibway s'est étendu au nord-est dans la région de Chibougamau. Veillette (1988) à part la suite travaillé sur l'étendue du Lac Barlow-Ojibway dans la portion sud, en extrapolant la zone inondée à l'aide de mesures altimétriques et l'étendue maximale de la plaine argileuse. Hardy (1976, 1977), ainsi qu'Hillaire-Marcel et al. (1981) ont établis que l'emplacement de la moraine de Sakami marque la position du Lac Ojibway tout juste avant son drainage final vers 8200 ans cal BP. De plus, des études au large des côtes de Kuujjuarapik et dans le sud-est de la Baie d'Hudson indiquent la présence de sédiments d'origine glaciolacustre sous les sédiments de la Mer de Tyrrell (Bilodeau et al., 1990; Lajeunesse et St-Onge, 2008), étendant ainsi vers le nord le territoire connu inondé par les eaux du Lac Ojibway. D'ailleurs, dans les basses terres de la Baie-James, les seules évidences de la présence du Lac Ojibway se retrouvent dans les sédiments, car le lac était alors confiné de toute part par la marge glaciaire, sauf au sud

(Veillette, 1994). Finalement, l'étendu ouest du Lac Ojibway est mal défini en raison de sa coalescence présumée avec le Lac Agassiz, un autre grand lac glaciaire ayant couvert la portion nord des Prairies, durant les dernières phases de la déglaciation (Teller et al., 1983, Dyke and Prest, 1987; Thorleifson, 1996; Leverington et al., 2002).

La chronostratigraphie de l'épisode lacustre a été établie par Antevs (1925, 1928) suite au décompte de varves. Celui-ci en a calculé un total d'environ 2027. Par la suite Hughes (1965) à refait le compte des varves 1163 à 2027 et a finalement ajouté 60 varves, ces dernières s'étant mises en place durant les réavancées de Cochrane. Finalement, Breckenridge (2011) a établi à 2100 le décompte du nombre de varves et dont environ 50 varves anormalement épaisses ont été attribuées aux réavancées de Cochranes. Il place d'ailleurs l'existence du Lac Ojibway entre 10570 et 8470 (± 200) années cal. BP et ce, grâce au décompte de varves et la corrélation de la varve 1528 avec l'occurrence d'un changement hydrologique dans les bassins Ojibway et du Lac Supérieur daté à 9040 années cal. BP

La chronologie absolue de la déglaciation est mal documentée pour le bassin du Lac Barlow-Ojibway. Veillette (1994) l'explique par la difficulté d'obtenir des datations sur les sédiments glaciolacustres. En effet, il est rare de retrouver du matériel organique aquatique dans les sédiments d'un lac proglaciaire, un environnement qui est également prompts à la contamination par du vieux carbone. Ainsi, Veillette (1994) propose une chronologie de déglaciation basée sur la datation de matériel organique postglaciaire retrouvé dans de petits lacs. Il place la formation du Lac Barlow vers 10.0 ka BP et à 9.0 ka BP la séparation des lacs Ojibway et Barlow, ce dernier étant confiné à la vallée du Lac Timiskaming. Dyke (2004) pour sa part, place le début du Lac Barlow à 9,6 ka BP. Il utilise le décompte des varves du Lac Barlow-Ojibway (2110), ainsi que la vidange du lac (7.6^{14}C ka BP), ce qui donne un âge de 9.3^{14}C ka BP. Il précise que la date de 9,6 ka BP est raisonnable, considérant la possibilité de l'absence (manque) de varves ou l'incertitude reliée à la datation radiocarbone. De nouvelles contraintes chronologiques sont présentées à la section traitant sur la vidange de ce lac à la fin de ce chapitre.

Il existe peu de recherches sur les différents exutoires du Lac Ojibway depuis ceux proposés par Coleman (1909) avant les années 70. Vincent et Hardy (1977, 1979) proposent trois niveaux différents d'exutoire pour le Lac Ojibway, exutoires auxquels sont rattachés la phase Angliers et les deux phases Kinojévis. La première phase à 260 m est formée par le seuil rocheux d'Angliers sur la rivière des Quinze, à 20 km à l'est de l'extrémité nord du lac Témiscamingue. Son émergence en raison du rebond postglaciaire donna naissance au Lac Ojibway. Quant aux deux autres phases lacustres associées à l'exutoire Kinojévis, une a été associée à un seuil à 275 m et la seconde à un autre seuil à 300 m. Cet exutoire découlerait du soulèvement progressif du sud vers le nord du système de la rivière Kinojévis, dont la portion sud-est est à une élévation de 267 m et celle du nord s'élève jusqu'à 295 m. Il est important de noter qu'il s'agit de niveaux arbitraires qui ont été choisis afin d'illustrer l'alignement global des lignes de rivages et du développement du bassin lacustre et que ces niveaux ne marquent pas une position de stabilité (Vincent et Hardy, 1979). Vincent et Hardy (1977) ajoutent que les phases d'Angliers et Kinojévis sont marquées par une transgression lacustre rapide vers le nord et le nord-est au niveau des terrains récemment déglacés, ainsi qu'un déplacement plus lent au sud résultant de l'émergence progressive des différents seuils de la vallée de la Kinojévis.

Les phases de haut niveau ont été documentées par Hughes (1955), Vincent (1973), Hardy (1976), Vincent et Hardy (1979), mais c'est principalement Veillette (1994) qui a précisé ces périodes du lac (Figure 1.7). Il a mesuré à l'aide de méthodes photogrammétriques l'élévation maximale de marques d'érosion associées au Lac Ojibway (c.-à-d., cordons littoraux de blocs et encoche dans le till). Il a ainsi démontré que le Lac Ojibway a atteint une élévation maximale connue d'au moins 460 m près de Matagami (49°30'N, et 77°00'W). Des niveaux plus élevés ont possiblement été atteints, mais ne peuvent être démontrés en raison du manque de reliefs élevés plus au nord dans la Baie-James. Il a grâce à ces mêmes travaux replacer l'emplacement de l'axe de rebond postglaciaire à 17°N que Vincent et Hardy (1979) avait calculé à 20°N. Ces derniers avaient d'ailleurs calculé le rebond postglaciaire du bassin variant entre 0.5 à 1,2 m/km.

Très peu de travaux ont été réalisés sur les bas niveaux du Lac Ojibway, hormis quelques observations par Antevs (1925), Veillette et al. (1999), ainsi que Thibaudeau et Veillette (2005). Antevs (1925) a été le premier à observer l'occurrence de rares gradins d'érosion lacustre (*waves-cut benches*) formée dans des argiles postglaciaires associées à une phase ancienne (haut niveau) du Lac Abitibi suivant le retrait complet de la glace dans la région. À la fin des années 90, la Commission géologique du Canada, par l'entremise d'un programme de cartographie régional des dépôts de surface en Abitibi, a permis de mettre en évidence l'occurrence de terrasses d'érosion lacustre perchées près du Lac Abitibi actuel (Thibaudeau et Veillette, 2005). Ces terrasses de bas niveau consistent en une série non continue de petits escarpements sculptés sous l'effet des vagues dans les argiles du Lac Ojibway. Veillette et al. (1999) ont aussi reporté la présence d'une épaisse (10 à 20 cm) bande de silt blanchâtre dans la partie supérieure de la séquence sédimentaire associée au Lac Ojibway près du Lac Abitibi. Cette bande de silts est recouverte par des rythmites et est le plus souvent observée en bordure de routes, dans les fossés et dans les premiers mètres sous la surface du sol. Cette bande de silt a été décrite comme une varve de drainage, mais sa signification exacte demeure encore inconnue. Ces deux éléments seront abordés dans ce mémoire.

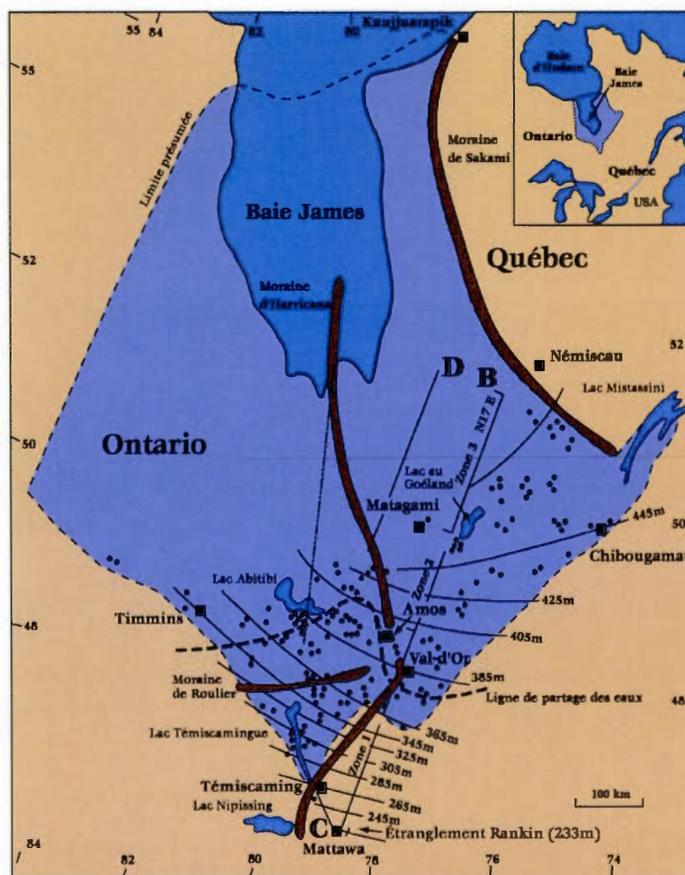


Figure 1.7 : Représentation des différentes isolignes établies à partir des hauts niveaux glaciolacustres mesurés par Veillette (1994) pour le Lac Ojibway. Tiré de Morin (2000).

1.5.3 Lac Agassiz

Le Lac Agassiz fut le plus grand lac proglaciaire en Amérique du Nord durant la dernière déglaciation (Teller et al., 1983). La taille de ce lac a grandement variée durant les 4000 ans de son histoire, couvrant à différents moments une partie des provinces canadiennes de la Saskatchewan, du Manitoba, de l'Ontario et du Québec, ainsi que les États américains du Dakota Nord et Sud et le Minnesota (Teller et al., 1983; Smith and Fisher, 1993). Le lac Agassiz s'est formé au alentour de 11 700 ans ^{14}C BP lorsque le Red River Lobe de la calotte Laurentidienne débuta son retrait vers le nord, à travers de la ligne de partage des eaux séparant les bassins de la Baie d'Hudson et de la rivière Mississippi, emprisonnant ainsi les

eaux de fontes au front de l'inlandsis (Elson, 1967; Bluemle, 1974; Clayton, 1983). La dimension du Lac Agassiz était contrôlé essentiellement par le rebond isostatique, les changements de la configuration du front glaciaire, ainsi que par l'ouverture et la fermeture d'une série d'exutoires (Elson, 1967 ; Teller and Thorleifson, 1983; Smith and Fisher, 1993). Les derniers événements du Lac Agassiz sont marqués par la coalescence avec le Lac Ojibway à l'est et par le drainage abrupt de ce méga lac.

Le Lac Agassiz a connu plusieurs phases d'élévation différentes durant son existence, principalement en raison de l'ouverture et la fermeture de voies de drainage. De tous les épisodes différents, c'est la phase Fidler qui est d'intérêt dans cette étude, étant donné la possible corrélation avec les bas niveaux Ojibway. Il s'agit de la phase de plus basse élévation du Lac Agassiz et les plages qui marquent ce niveau se trouvent sous l'exutoire de Kinojévis (Klassen, 1983), ce qui impliquerait un épisode glaciolacustre ultérieur au drainage final (principal) du Lac Agassiz-Ojibway. Ainsi selon, Leverington et al. (2002), si la phase Fidler représente le dernier niveau atteint par le Lac Agassiz, le drainage de celui-ci se serait produit en deux étapes, probablement séparées par quelques décennies. Cette hypothèse est supportée par de nombreux enregistrements marins de haute résolution qui montrent plusieurs apports importants d'eaux de fonte dans l'Atlantique Nord aux alentours de 8200 ans cal BP (Elisson et al., 2006; Kleiven et al., 2008).

1.5.4 Vidange finale du Lac Ojibway

La déglaciation finale de la région est marquée par la vidange du Lac Ojibway dans la Mer de Tyrrell. Les modèles traditionnels de déglaciation (Dyke and Prest 1987) proposent que la vidange finale soit reliée à la décrépitude de la marge glaciaire et à son effondrement. Cependant, de plus récentes études suggèrent un drainage par l'entremise de tunnel(s) sous-glaciaire(s) (Clarke et al., 2003, 2004). Ce modèle a la particularité de rendre possible plusieurs épisodes de drainage, ainsi que différentes voies de vidange. Ainsi, la vidange du Lac Ojibway se serait produite par formation de tunnels à la base de la glace. Ce mécanisme particulier découle de l'augmentation de la pression hydrostatique exercée par les eaux du

lac, comparé à celle de la mer de Tyrrell, sur la marge glaciaire dont le poids et la stabilité s'amenuisaient suivant la déglaciation. En effet, l'élévation maximale du Lac Ojibway était évaluée à près de 230 m au dessus du niveau de la Mer de Tyrrell. Cette augmentation du niveau d'eau (pression) combinée à l'amincissement du barrage de glace aurait engendré la formation de plusieurs voies de drainage sous la glace, permettant l'expulsion des eaux du lac vers la Mer de Tyrrell. Clark et al. (2004) dénombre ainsi quatre voies possibles de drainage pour l'ensemble du bassin Agassiz-Ojibway (figure 1.8). Les évidences de telles voies de drainage proviennent des travaux de cartographie de surface (p. ex. Dredge, 1983; Klassen, 1983), de relevé géophysique de la Baie d'Hudson (Josenhans et Zevenhuizen 1990), ainsi que les travaux de Vincent et Hardy (1979) et Veillette (1994) pour la portion québécoise. Ces évidences incluent la présence de méga chenaux ($\pm 1\text{km}$) formés par les eaux de fonte ayant érodé les sédiments glaciaires jusqu'au roc et qui sont considérées par Josenhans et Zevenhuizen (1990) comme datant de la dernière glaciation. De plus, Lajeunesse et St-Onge (2008) ont démontré à aide de sonar multifaisceaux la présence de grande quantité de sillons d'iceberg, de chenaux, ainsi que de dunes dans le fond de la baie d'Hudson engendré par la mobilisation d'icebergs qu'ils associent à l'épisode de vidange sous-glaciaire du Lac Agassiz-Ojibway. La quantité d'eau douce alors déversée dans la Mer de Tyrrell a été évaluée par Veillette (1994) à près de $114\ 000\ \text{km}^3$ pour le Lac Ojibway seulement. Cette valeur a été réévaluée à $102\ 000\ \text{km}^3$ par Leverington et al. (2002) pour le Lac Ojibway et pour un total de $163\ 000\ \text{km}^3$ pour l'ensemble du Lac Agassiz-Ojibway.

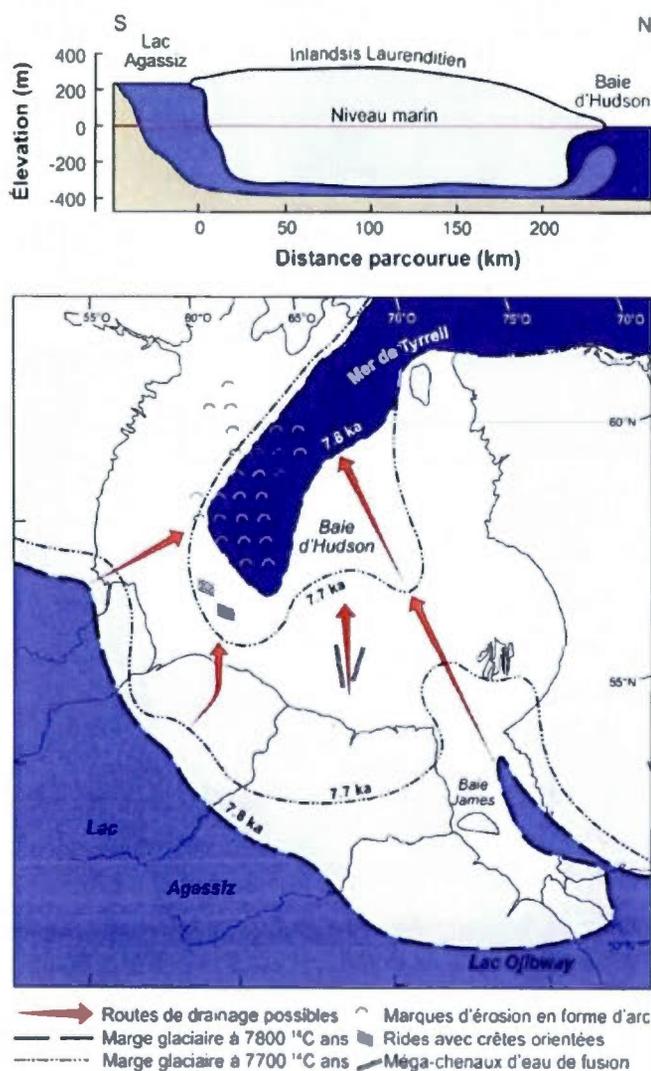


Figure 1.8 : Schéma illustrant le modèle de drainage sous-glaciaire du Lac Agassiz-Ojibway. Modifié de Clarke et al., 2003.

L'épisode de déglaciation qui a mené au drainage final du Lac Agassiz-Ojibway demeure un sujet complexe et de plus en plus documenté, et ce, en raison du rôle qu'aurait eu le drainage de ce lac d'eau douce sur le climat. L'hypothèse mise de l'avant par Barber et al. (1999), basée sur une chronologie révisée de carottes marines, place la disparition du barrage de glace sur la Baie d'Hudson à 8470 ans calendaires (cal.) BP, suggérant ainsi un lien de causalité entre le drainage du Lac Agassiz-Ojibway dans l'océan Atlantique par le détroit

d'Hudson et un important refroidissement à 8200 ans cal. BP documentés à partir de carottes de glace du Groenland (Alley et al., 1977; Thomas et al., 2007). Cet épisode de refroidissement (8.2 ka cold event) est marqué par une diminution importante du $\delta^{18}\text{O}$ atteignant près de 2 ‰ sur une durée d'environ 270 ans (Alley et al., 1997 ; Thomas et al., 2007). L'impact qu'aurait eu un tel apport en eau douce sur la circulation océanique dans l'Atlantique méridional, en plus de son implication dans l'épisode de refroidissement de 8.2 ka demeure toutefois débattu (p. ex. Rohling et Pälike, 2005).

Finalement, l'étude récente de carottes marines provenant de la baie et du détroit d'Hudson, ainsi que de l'Atlantique Nord montre un changement sédimentologique marqué autour de 8.2 ka qui suggère deux épisodes importants de drainage du Lac Agassiz-Ojibway (Hillaire-Marcel et al., 2007, Lajeunesse et St-Onge, 2008). Roy et al. (2011) ont de plus contraint l'âge de la vidange finale du Lac Ojibway à 8205 ans cal BP suite à l'étude de coupes stratigraphiques à la baie James enregistrent cet événement. Ces travaux ont également documenté des échanges probables entre la Mer de Tyrrell et le Lac Ojibway avant son drainage final, supposant ainsi des épisodes de drainages précoces, ajoutant ainsi des données importantes à la compréhension des événements entourant le drainage final du Lac Agassiz-Ojibway.

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE

2.1 Travaux sur le terrain

Les travaux de terrains se sont déroulés sur 4 périodes, soit durant les mois de juin 2009, novembre 2009, juillet 2010 et octobre 2010. La première étape fut la reconnaissance sommaire du territoire qui a permis de délimiter le terrain d'étude et de contraindre la zone couverte par l'horizon de drainage et les terrasses d'érosion. Cette approche a été orientée en partie par les travaux de cartographie de Thibaudeau et Veillette (2005). La région du Lac Abitibi et de la ville de La Sarre a donc été sillonnée systématiquement afin de repérer et d'échantillonner la séquence de drainage, en plus d'identifier les marques d'ancien littoral dont l'altitude serait ultérieurement mesurée. Ces travaux furent réalisés en partie durant le mois de juin 2009. Ensuite, au cours novembre 2009, une mission de terrain a permis de mesurer l'élévation de points de contrôle à l'aide d'un GPS à lecture en temps réel. Ceux-ci ont été utilisés par la suite à mesurer les altitudes des terrasses d'érosion sur les photos aériennes à l'aide de la technique DVP (Digital vidéo Plotter). La troisième campagne de terrain, en juillet 2010, avait pour objectif de situer et de repérer les terrasses d'érosion qui ont par la suite été échantillonnées quelques mois plus tard, en octobre.

2.1.1 *Échantillonnage des séquences de rythmites*

Les séquences de rythmites comprenant l'horizon de drainage ont été retrouvées à plus de 20 sites différents, principalement dans des fossés d'irrigation. De ce nombre, 12 ont été échantillonnés dans l'optique de décrire la séquence sédimentaire et de mieux comprendre les phénomènes y étant associés. Les sites sélectionnés ont été nettoyés à la pelle, mesurés, décrits, photographiés et échantillonnés systématiquement. En tout, 121 échantillons ont été recueillis, comprenant l'horizon de drainage, ainsi que les argiles sous et sus-jacentes. De

plus, 36 échantillons de 8 à 10 kg ont été utilisés pour récupérer des microfossiles pour effectuer des analyses isotopiques et radiocarbones. Ils représentent les 15 premiers centimètres par-dessous et sous l'horizon de drainage, et l'horizon lui-même. Généralement, les coupes étudiées formaient des séquences de 1 à 2 m dans lesquelles 85 échantillons (\pm 500 g) ont été prélevés à intervalle de 5 cm et ont été utilisés pour les analyses de granulométrie et des teneurs en carbone inorganique. De plus, 3 gouttières d'environ 1 m furent également utilisées pour échantillonner en continu l'ensemble de la séquence.

2.1.2 Étude des terrasses d'érosion lacustre

L'étude détaillée des terrasses d'érosions lacustres fut réalisée durant l'automne 2010 sur cinq sites situés au nord du Lac Abitibi, près de la municipalité de Dupuis. Ces sites avaient été préalablement choisis et localisés durant l'été précédent. À l'aide d'une pelle mécanique, des tranchées d'une largeur de 70 cm, de 1 à 3 m de profondeur et de 8 à 12 m de longueur furent creusées à même les terrasses d'érosion afin de mieux comprendre leur mode formation et leur composition. Chacun des sites a été décrit, mesuré, photographié et 16 échantillons furent collectés. Ils ont été utilisés essentiellement dans le but de caractériser les sédiments composant ces terrasses d'érosions.

2.1.3 Mesure d'élévation des terrasses

Un des principaux objectifs de l'étude est l'obtention de mesures d'élévation pour les différents niveaux de terrasses. Pour ce faire, les mesures ont été effectuées par la méthode DVP (Digital vidéo Plotter). Cette méthode intègre les fonctions de base de la photogrammétrie à la vidéo restitution numérique. Cette dernière consiste en une technique vidéogramétrique qui permet la visualisation tridimensionnelle d'images alphanumériques et graphiques sur un écran d'ordinateur (Paradis et al., 2000). Elle permet en outre d'obtenir les mesures d'élévation et de positionnement géographique (coordonnées x et y) des différentes morphologies rencontrées sur les photos (échelle 1 :15 000). Cette méthode a été retenue, car elle nous a permis d'obtenir un très grand nombre de mesures sur un large territoire, et ce, avec une présence minimale sur le terrain.

La première étape fut le choix du secteur. Nous avons utilisé des cartes des dépôts de surface quaternaires de Thibaudeau et Veillette (2005) sur lesquelles sont représentées les terrasses d'érosions. Il s'agit de la carte de la région du Lac Chicobi (1; 100k) réalisée dans le cadre des travaux de cartographie de la Commission géologique du Canada, qui recouvre la région du Lac Abitibi et de la ville de La Sarre. Nous avons alors sélectionné un transect nord-sud d'une quarantaine de kilomètres où la densité des terrasses était relativement importante. Spécifiquement, ce transect est orienté à N17°, une valeur correspondant approximativement à l'orientation de l'axe de rebond postglaciaire défini par les travaux sur les hauts niveaux du Lac Barlow-Ojibway (Vincent et Hardy, 1979; Veillette, 1994). Le transect a ensuite été divisé en 12 secteurs pour des fins d'interprétation des données. Les travaux de cartographie de Thibaudeau et Veillette (2005) ont été réalisés à l'échelle 1: 40 000. Bien que cette échelle soit adéquate pour la cartographie, elle demeure inefficace pour l'identification de petites différences d'élévation. Pour cette raison, les transects de ce projet ont été réalisés à l'aide de photos aériennes à l'échelle 1: 15 000. Les terrasses d'érosion lacustres du territoire d'étude ont donc été "ré-inspectées" par photo-interprétation afin de valider leur présence et contraindre leur genèse, c'est-à-dire s'assurer qu'elles ne soient pas en lien avec un contrôle structural, par le substratum rocheux. Cet exercice a également permis de s'assurer qu'aucune marque d'érosion lacustre n'avait été omise.

Les mesures d'élévation par la technique DVP requièrent de coupler les photos aériennes (stéréographie) avec des points de contrôle dont les positions et l'altitude sont préalablement connues (x, y, z). Différents points de contrôle le long de notre transect ont donc été mesurés. Il s'agit de points de repère facilement identifiable sur les photos aériennes; par exemple des intersections de routes, cours d'eau et bâtiment particuliers (silo de ferme). Les points de contrôle furent mesurés à l'aide d'un GPS de haute précision de type GNSS (Global Navigation Satellite System). En tout, 70 points de contrôle furent mesurés, ce qui représente environ de 3 à 4 points pour chacun des couplets stéréoscopiques utilisés. L'élévation de ces points de contrôle est ensuite calée (calibrée) avec les élévations de repères géodésiques (benchmarks) qu'on retrouve sur le territoire d'étude. Ensuite, l'élévation des différentes terrasses se trouvant dans les douze secteurs du transect a été mesurée sur les photos aériennes, toujours à l'aide de la technique DVP. Plus de 600 points ont été mesurés sur le

territoire d'étude. La dernière étape a alors été l'analyse des données, ce qui sera abordée au chapitre 3.

2.2 Travaux en laboratoire

2.2.1 Analyse granulométrique

Pour les analyses granulométriques, les échantillons ont été préalablement séchés sous la hotte pendant une semaine. Ils ont par la suite été broyés légèrement à l'aide d'un mortier afin de désagréger le sédiment, mais sans le détruire. Les échantillons ont été analysés au laboratoire de géologie marine de l'Université du Québec à Rimouski. Les granulométries de la séquence sédimentaire associées à l'horizon de drainage ont été réalisées à partir d'un granulomètre laser Beckman Coulter LS-13320. Le granulomètre utilise la diffraction laser pour déterminer la taille des particules. Les tailles mesurées peuvent varier entre 0,04 et 2000 μm . Le logiciel Gradistat v4 a été utilisé pour la compilation des données.

2.2.2 Teneur en carbone inorganique

La teneur en carbone inorganique a été déterminée sur la fraction $< 63 \mu\text{m}$. Les échantillons préalablement séchés et mis en poudre ont été tamisés à l'aide d'un tamis de 63 μm , et la partie résiduelle fut recueillie pour les analyses. Les analyses ont été effectuées à l'aide d'un analyseur élémentaire Carlo-Erba (CHNS) NC2500 au laboratoire du GEOTOP. Ce type d'appareil calcule la quantité totale de carbone dans l'échantillon analysé. Afin d'obtenir la teneur en carbone inorganique, il faut d'abord calculer le carbone total et ensuite soustraire à cette valeur la quantité de carbone organique. Le carbone total est déterminé à partir d'environ 7 à 9 mg de sédiment qui est préalablement placé dans une coupelle en étain. L'étain sert de catalyseur dans la réaction. Les coupelles seront par la suite refermées de façon hermétique avant d'être analysées. Pour quantifier la teneur en carbone organique, il faut de 3 à 4 mg de sédiments à partir duquel le carbone inorganique sera dégradé par

fumigation. La technique consiste à incorporer les sédiments dans des coupoles en argent (plus résistante à l'acide que celle en étain) pour ensuite les soumettre à une attaque à l'acide. Les échantillons sont placés sous une cloche de verre avec 4 petits béchers remplis de HCL concentré (50 ml) pendant 24 heures. Les vapeurs acides auront pour effet de dégrader le carbone inorganique et ne laissant que le carbone organique. Les échantillons sont par la suite placés dans des coupoles en étain (catalyseur) et analysés. La dernière étape est donc de soustraire les valeurs de carbone organique aux valeurs de carbone total afin d'obtenir une teneur en carbone inorganique. Cette analyse permet aussi d'obtenir une teneur en azote pour les sédiments.

2.2.3 *Extraction des microfossiles*

Les sédiments ont été tamisés à l'eau non distillée à l'aide d'un tamis de 106 μm . La quantité totale de sédiments utilisés pour chaque échantillon varie grandement et est fonction de la concentration d'ostracodes, seul microfossile rencontré dans les échantillons. Du fait, que la concentration en ostracodes varie beaucoup, la quantité de sédiments utilisé pour chaque échantillon varie grandement aussi. Ainsi, la quantité de sédiments varie de 1 000 cm^3 à 15 000 cm^3 pour les datations radiocarbone et de 250 cm^3 à 1000 cm^3 pour les analyses géochimiques. Ce qui représente un total de 500 à 1000 et de 20 à 30 ostracodes, respectivement. La fraction $> 106 \mu\text{m}$ une fois nettoyé et séché a été observés systématiquement à la binoculaire dans le but de récupérer les microfossiles. Cet exercice a été réalisé sur les 36 échantillons disponibles, cependant plusieurs ne renfermaient pas de microfossile. Les ostracodes récupérés ont par la suite servi aux analyses de radiocarbone et de géochimie isotopique.

2.2.4 *Datation radiocarbone*

Dans le but de situer chronologiquement la séquence de drainage tardif du Lac Ojibway, des ostracodes ont été soumis à des datations par la méthode du radiocarbone. Les ostracodes préalablement recueillis en laboratoire dans trois horizons silteux différents ont été nettoyés,

afin de s'assurer qu'il n'y aura aucune contamination lors des analyses. De 3 à 4 mg d'ostracodes ont été nécessaires aux analyses radiocarbones. Ceux-ci furent envoyés pour être analysés par un spectromètre de masse au « *Center for Accelerator Mass Spectrometry* » du laboratoire national de Lawrence Livermore à Berkeley en Californie.

2.2.5 Géochimie des isotopes stables de l'oxygène et du carbone

Dans le but de caractériser le paléoenvironnement du secteur à l'étude, des ostracodes ont été analysés afin de déterminer leur teneur en isotopes de l'oxygène et de carbone ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$). Les échantillons furent mesurés par un spectromètre de masse de type *Micromass IsoprimeTM* à double injection DI (dual inlet) couplé à un système *MulticarbTM* au centre de recherche GEOTOP, sous la supervision de Jean-François Hélie. De 120 à 130 μg d'ostracodes ont été nécessaire pour chaque l'analyse.

CHAPITRE III

CARACTÉRISTIQUES MORPHOLOGIQUES ET MESURES D'ÉLEVATION DES TERRASSES D'ÉROSIONS LACUSTRES ASSOCIÉES AU LAC OJIBWAY

Les terrasses d'érosion lacustre du nord-ouest de l'Abitibi ont été initialement identifiées par Thibodeau et Veillette (2005) lors de travaux de cartographie des dépôts de surface quaternaire qui ont donné des cartes à l'échelle 1 : 100K, publiées pour la Commission géologique du Canada. Les terrasses d'érosion de basses élévations se retrouvent réparties dans l'ensemble de la zone étudiée, mais plus densément dans la portion nord et est du Lac Abitibi, ainsi que près de la ville de La Sarre. Ce chapitre portera principalement sur la description de la morphologie de ces formes lacustres de bas niveau et sur l'interprétation des résultats des mesures d'élévation des différents niveaux lacustres étudiés.

3.1 Caractéristique morphologique et composition des terrasses d'érosion lacustre

Les terrasses, ou aussi appelées gradins d'érosion lacustre, étudiés ont une hauteur de 4 à 7 m et peuvent être généralement suivis sur une distance d'une dizaine à une centaine de mètres et parfois même sur plusieurs (~8) kilomètres. Les terrasses montrent une pente relativement raide, formant un angle de 7 à 9° avec la verticale (en milieu de pente) et elles sont caractérisées par un profil sinusoïdal. La morphologie de ces terrasses est très similaire aux profils quasi verticaux rencontrés près des rivages actuels de grands lacs encaissés dans des argiles, tel les lacs Abitibi et Macamic. Les lignes de rivage moderne se distinguent cependant par le fait que leurs pentes sont beaucoup plus abruptes, étant donné leur formation récente (figure 3.1).

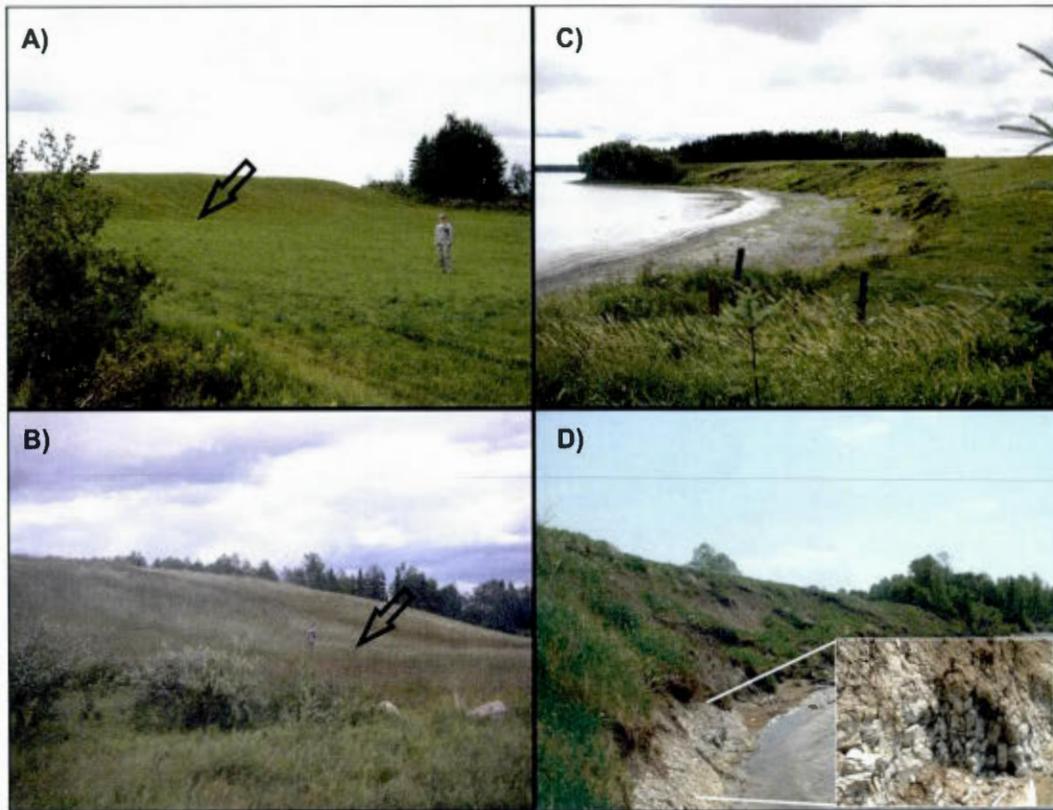


Figure 3.1 : Exemple de terrasses d'érosion lacustre anciennes (A et B) et actuelles le long du Lac Abitibi (C et D). La photo D montre les rythmites à partir desquelles ces gradins d'érosions se sont formés. Les flèches montrent l'emplacement approximatif de la prise des mesures d'élévation au pied des terrasses.

La composition de ces terrasses est typique de leur milieu de formation. Ces formes d'érosion sont composées essentiellement d'argiles glaciolacustres. Un second type a également été rencontré : celles formées de matériel fluvioglaciaire que l'on retrouve le plus souvent près d'un esker. L'excavation à l'aide d'une pelle mécanique de ces terrasses, cinq tranchées au total, aura permis de mieux comprendre leur formation et leur composition.

Le principal type de terrasse est composé essentiellement d'argile (figure 3.2 A). On retrouve à la surface, une zone de matière organique, caractéristique du développement d'un sol, suivit par des argiles brunes massives et légèrement oxydées.

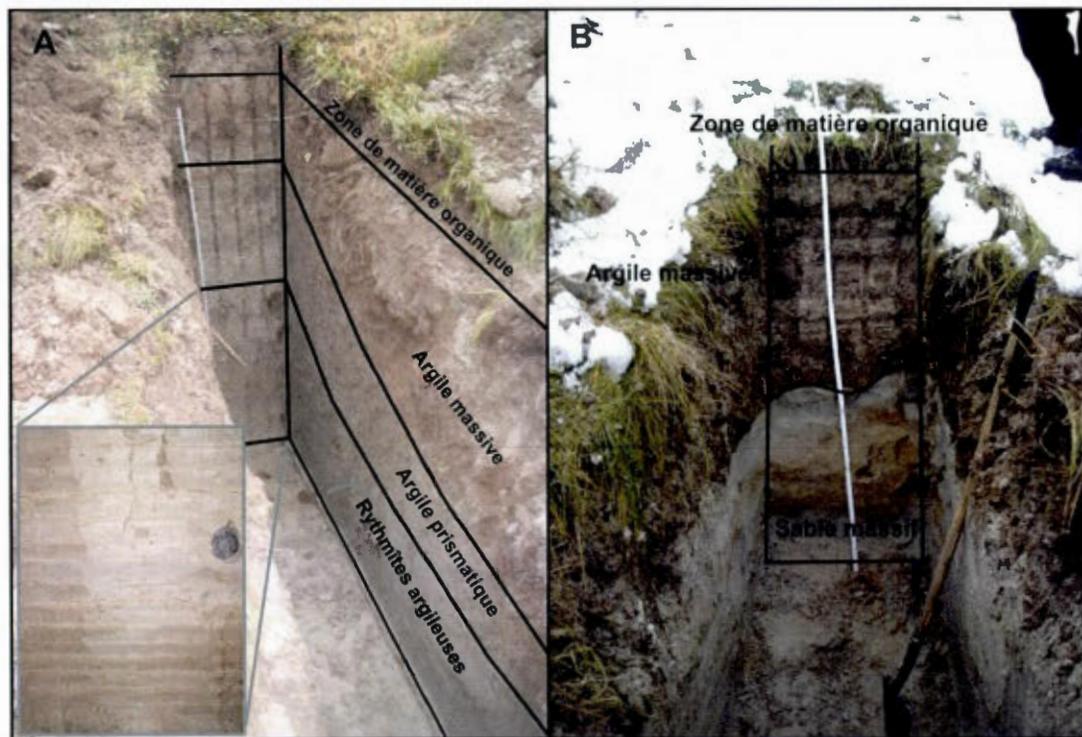


Figure 3.2: Présentation de deux différents types de séquences de terrasses d'érosions lacustres anciennes tel qu'observé à l'intérieur de tranchées faites dans des : A) Terrasse composée essentiellement d'argile, B) Terrasse formée d'une séquence d'argile massive en surface suivit par une zone de sable massif associé à un esker situé à proximité du site.

Cette bande varie en épaisseur, mais elle mesure de façon générale entre 50 cm à 1 m. On retrouve sous cette première section, une séquence de rythmites altérées, dont le litage est relativement difficile à reconnaître. Finalement, la section se termine par des rythmites grises avec des couplets très bien définis. Les couplets d'été mesure 2-3 mm et ceux d'hiver 10-12 mm. Dans le bas de la rupture de pente, se trouve généralement près de la surface une séquence d'argile brune non massive formant de petits prismes de 1 à 2 cm³ qui ne semble pas rythmée. Il pourrait s'agir d'une zone de remobilisation des argiles qui se trouvaient au sommet du profil et dont l'évolution de la pente au cours du temps a fort probablement provoqué le déplacement des argiles vers le bas de la pente. D'ailleurs, cette petite séquence, de plus ou moins un mètre, est parfois délimitée avec les rythmites sous-jacentes, par un passage chaotique composé d'un mélange de sable, de silts et d'argile. Ce passage dont le contexte sédimentologique semble dépendre du positionnement et de la composition de la

terrasse, mesure de 5 à 30 cm d'épaisseur et se prolonge sur plusieurs mètres au bas de la pente. Cette petite section représente vraisemblablement, la surface du plan d'eau au moment de l'édification de la terrasse, un peu à l'image d'une plage actuelle. Comme les rivages actuels du Lac Ojibway montrent par endroits la présence de bois et autres fragments de plantes, on aurait pu s'attendre à ce que ces dépôts organiques se trouvent dans ces tranchées, ce qui aurait permis de situer dans le temps la mise en place de ces morphologies. Cependant, aucun bois ou débris organiques terrestres n'ont été rencontrés.

Le deuxième type de terrasse rencontré est composé d'une séquence d'argile en surface suivie de sable massif vers la base et/ou d'une séquence de rythmites sableuses plus ou moins épaisse (figure 3.2 B). Tout comme le premier type, les terrasses sont composées en surface par une zone de matière organique peu épaisse, reposant sur une séquence d'argile prismatique de moins d'un mètre, de couleur brune/rougeâtre. Suit ensuite une section de 1 à 2 mètres de rythmites grisâtres dont les couplets hiver/été sont très bien définis. Les deux zones sont séparées par une transition où les rythmites deviennent moins bien définies, pour devenir imperceptibles dans la section au-dessus. Il se peut qu'il s'agisse du développement du sol et/ou d'une remobilisation suite à l'érosion des rythmites sus-jacentes. Ces dernières reposent sur des rythmites (80-130 cm) composées de sables fins et de silts, dont les lits sableux font de 5 à 6 cm d'épaisseur et les lits de silts de 3 à 4 cm. Elles deviennent de plus en plus épaisses vers le fond et la portion sableuse devient plus importante, et inversement vers le sommet. Cependant, dans certains cas les argiles reposent en discordance sur des sables fins massifs sans structure apparente.

3.2 Modèle de formation des terrasses d'érosions lacustre

L'observation du littoral actuel du Lac Abitibi a permis de mieux comprendre le processus de formation de terrasses retrouvées à de plus hautes élévations. Le Lac Abitibi repose dans une plaine argileuse composée essentiellement de rythmites glaciolacustres Ojibway. Celles-ci sont susceptibles d'être érodées facilement le long du littoral actuel où l'effet de l'action des vagues est important. Cette érosion se manifeste principalement au pied des pentes où la

présence du plan d'eau occasionne la formation d'une encoche dont la progression aura comme conséquence de rendre le matériel sus-jacent instable et propice aux phénomènes gravitaires qui causeront éventuellement l'effondrement d'une partie de la berge, créant ainsi un talus presque vertical. La mise en place de ces gradins d'érosions requiert donc la présence d'un plan d'eau plus ou moins stable durant une certaine période de temps afin de permettre aux processus d'érosion de se mettre en œuvre. Les processus en cause sont synthétisés à l'intérieur d'un modèle de formation présenté à la figure 3.3.

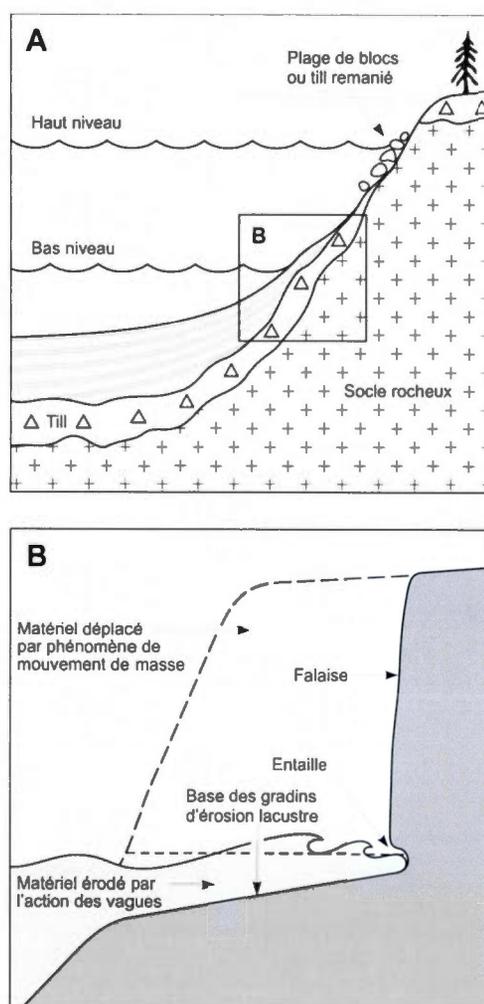


Figure 3.3 : Modèle de formation des différents niveaux lacustres. La figure A présente les bas niveaux encaissés dans les argiles glaciolacustres, ainsi que les hauts niveaux représentés par la présence de plages de blocs, résultat du lessivage du till sous l'action des vagues. La figure B présente le mode de formation des terrasses de bas niveau. Voir figure 3.7 pour des représentations visuelles.

Ce modèle permet de visualiser l'affaissement du plan d'eau lacustre dans la plaine argileuse, en plus d'illustrer la formation de l'entaille causée par l'érosion littorale, ainsi que la quantité de matériel érodé. Les photos de la figure 3.1 illustrent bien ce processus, car on remarque que la base des gradins d'érosion actuels se trouve très près de la surface du lac. Quant à la forme en demi-cercle de l'encoche associée à ces gradins, elle illustre très bien la quantité de sédiments ayant été érodée. Il est d'ailleurs possible de voir quelques éboulis, démontrant que le processus est continu et non restreint dans le temps.

La forme du profil des terrasses observées sur le terrain a permis de mieux discerner les différents niveaux lacustres. En effet, le profil sinusoïdal des gradins qui résulte des processus d'érosion et de mouvement de masse semble représenter un indice sur l'âge relatif de ces terrasses. Les terrasses de plus haut niveau démontrent habituellement un profil beaucoup plus lissé, avec une pente plus faible que celles associées au rivage actuel du Lac Abitibi, ainsi que celles qu'on retrouve à quelques mètres au dessus de ce lac (figure 3.4). Si on considère que les sédiments se trouvant au sommet des terrasses sont progressivement transportés vers la base du talus par phénomènes de mouvement de masse, alors les profils de pentes plus doux devraient normalement refléter une plus grande activité érosive, et ces terrasses devraient donc être plus âgées que celles ayant des profils de pente plus accentués (p. ex. rivage actuel).

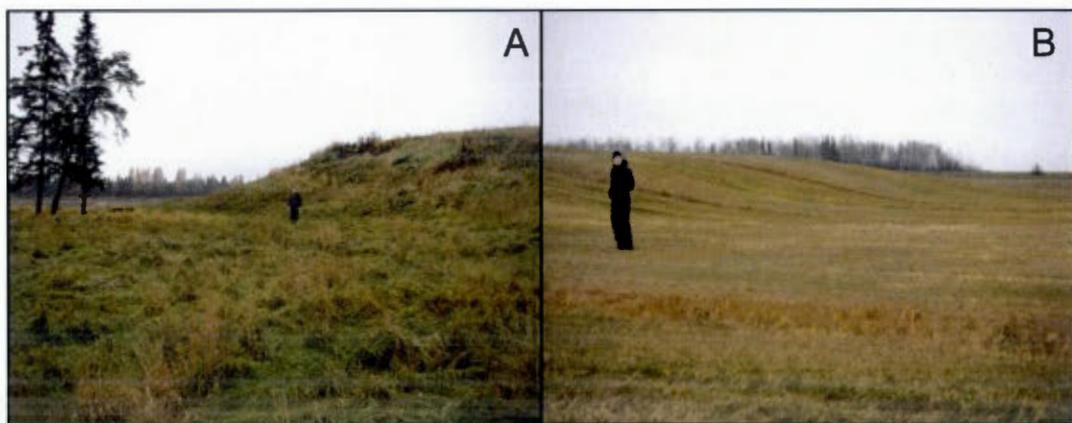


Figure 3.4 : A) Terrasse récente montrant une pente raide et se situant près du Lac Abitibi (\pm 1km). B) Terrasse ancienne dont le profil est plus lisse et provient de l'intérieur des terres.

Il est d'ailleurs possible de corrélérer ces phénomènes d'érosion lacustre de basse élévation aux hauts niveaux mesurés par Veillette (1994). Les hauts niveaux ont été mesurés grâce aux plages perchées ou grâce à des limites de lessivage retrouvées majoritairement sur des hauts sommets (collines) du secteur d'étude. À ces hauteurs, les vagues ont le plus souvent érodé les dépôts (till) en place, laissant par endroits des zones de blocs lessivés ou encore des zones de roc affleurant. La différence principale entre les hauts et les bas niveaux Ojibway se situe donc au niveau du substrat soumis à l'érosion : il s'agit d'argiles glaciolacustres pour les bas niveaux et de tills pour les hauts niveaux. Comme les caractéristiques de ces sédiments ne sont pas les mêmes, les morphologies associées à leur remaniement par les processus d'érosion littoral ne seront pas identiques non plus. Leur présence demeure néanmoins un excellent moyen de caractériser l'étendue et l'altitude des différents niveaux atteints par le Lac Ojibway au cours de son existence. Ces empreintes géomorphologiques semblent former de très bons indicateurs de baisses drastiques (ou du moins significatives) du niveau lacustre.

3.3 Résultats des mesures pour les terrasses d'érosion lacustre

3.3.1 Présentation des résultats pour les différents niveaux lacustres

Un total de près de 600 mesures d'élévation ont été obtenues à l'aide de la méthode DVP. Ces mesures d'élévation ont été prises aux pieds des terrasses, c'est-à-dire à la rupture de pente entre la partie horizontale formée par le sol (qui devrait marquer l'ancien plan d'eau) et le début de la pente le long des terrasses. À quelques endroits, les mesures ont été réalisées perpendiculairement à la pente de la terrasse afin de caractériser l'allure de la pente associée à ces terrasses. Les mesures ont été réalisées le long de 10 secteurs latitudinaux (A à J), regroupant un total de 58 terrasses d'érosion lacustre (Figure 3.5). De ce nombre, 53 ont été retenues pour cette étude. Les autres ont été rejetés en raison de trop grand contraste au sein des mesures. L'analyse approfondie des photos a révélé que les terrasses non-retenues étaient associées à un contrôle par le soubassement rocheux ou dans d'autres cas la mesure avait été prise dans un secteur où la couverture forestière était très importante, faussant ainsi grandement les valeurs. De plus, certaines valeurs qui semblaient trop divergentes au sein

d'une même terrasse ont été rejetées. Ainsi, pour chaque segment de terrasses une moyenne de 5 à 7 points d'élévation a été obtenue, le nombre de points mesurés étant évidemment proportionnel à la longueur et la forme de ces lignes de rivages. La médiane des valeurs obtenue le long d'un même segment de terrasse a alors été utilisée pour représenter l'élévation du niveau mesuré. Ceci permet de minimiser les possibilités mesures erronées résultant de manipulations ou due aux conditions spécifiques du site. L'annexe B présente l'ensemble des données.

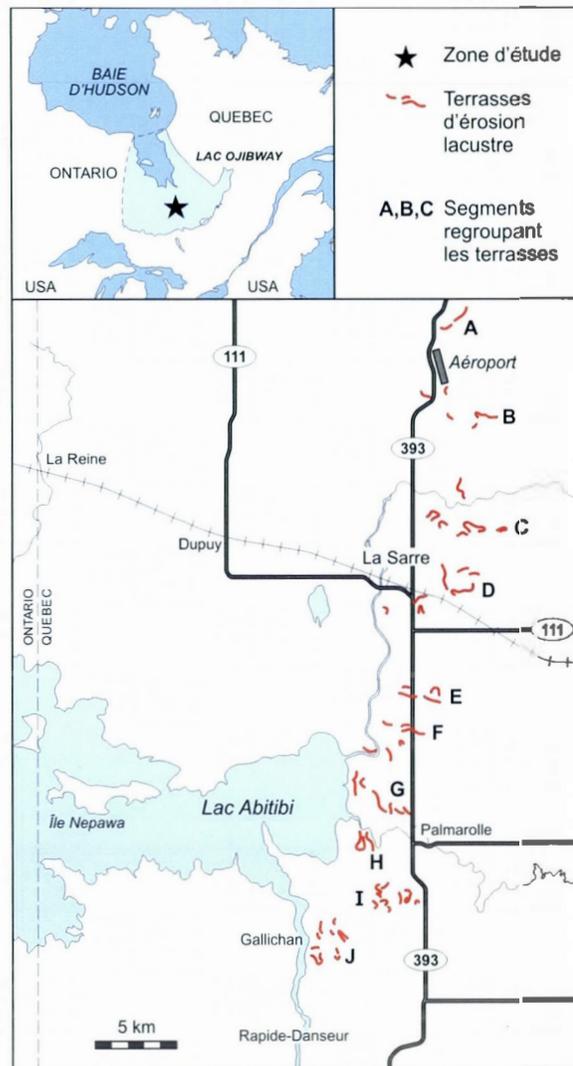


Figure 3.5 : Localisation du transect comprenant les terrasses d'érosions lacustres (en rouge) mesurées au cours de cette étude, ainsi que les segments latitudinaux regroupant ces terrasses (A à J).

La position géographique de chaque terrasse a été projetée sur une ligne droite (orienté à N 17°) recoupant les 10 différents segments de terrasse (les lignes A à K sur la figure 3.5) et les coordonnées x et y (longitude et latitude) furent obtenues à l'aide du logiciel ArcGIS. Les valeurs d'élévation ont ensuite été insérées dans un graphique élévation versus distance (figure 3.6). Ce diagramme démontre l'influence du rebond postglaciaire dans cette région, lequel se reflète par le fait que les plus hautes terrasses se retrouvent dans le nord et les plus basses au sud de la zone d'étude.

La répartition apparente (nuage de points) des diverses valeurs d'élévation porte à croire que la différenciation des niveaux lacustres pourrait être difficile au premier coup d'œil, mais trois différents types d'observations et de critères ont été utilisés afin de distinguer des niveaux spécifiques : 1) les caractéristiques morphologiques de la pente des terrasses analysée en photos et sur le terrain; 2) l'élévation et la localisation des terrasses dans le paysage; et 3) la distribution des terrasses dans une série de gradins d'érosion à une localité spécifique qui comprend l'ensemble des différentes lignes de rivage. Le dernier point est particulièrement utile, car il exclut les différences d'élévation qui sont dues au relèvement isostatique différentiel entre les points séparés par une longue distance et qui ne sont pas parallèles aux isolignes. Ceci facilite la corrélation des diverses terrasses de même niveau.

Le profil de la pente et la distribution (localisation) dans le territoire facilitent grandement l'identification des lignes de rivages du niveau le plus bas. Les terrasses associées à un tel niveau sont caractérisées par un profil bien défini avec une pente plus abrupte (près de la verticale) que les lignes de rivages de plus hautes élévations. De vastes étendues marécageuses et de sols mal drainés sont aussi rencontrés sous ces lignes de rivages. Ces terrasses sont majoritairement rencontrées près de la ville de La Sarre, ainsi qu'à proximité du Lac Abitibi, à une élévation de plus ou moins 6 m au dessus du niveau actuel du Lac Abitibi. Ce type de ligne de rivage n'est présent que près du Lac Abitibi et est fort probablement associé à un niveau ancestral (plus élevé) de celui-ci (le paléolac Abitibi), résultant fort probablement d'un changement dans la dynamique hydrologique de la région.

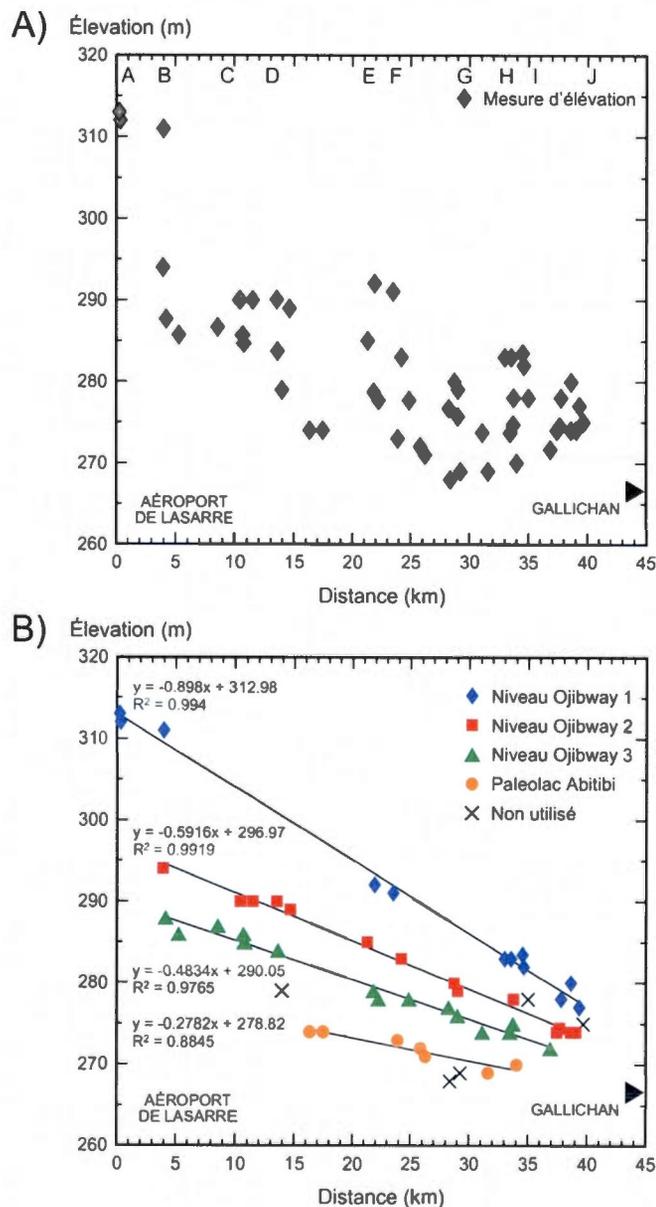


Figure 3.6 : A) Représentation graphique des mesures d'élévation des terrasses étudiées B) Représentation graphique des différentes terrasses lacustres mesurées similaire à celui en A, mais corrélant les mesures aux niveaux lacustres respectifs. Les méthodes de distinctions des différents niveaux lacustres sont décrites dans le texte. Les équations des droites nous renseignent sur les différents taux de rebonds postglaciaires.

La distinction entre les différents niveaux de terrasses de hautes élévations demande l'utilisation de paramètres additionnels, car leurs profils sont similaires, caractérisés par une pente relativement douce et allongée. Dans ce cas, le critère numéro trois discuté plus haut est particulièrement utile. Dans la portion sud de La Sarre par exemple, trois terrasses d'élévations distinctes sont présentes dans un rayon d'une centaine de mètres (segments D et I). Dans la majorité des cas par contre, l'analyse à l'aide d'un graphique distance vs élévation est suffisante pour différencier les différents niveaux (figure 3.6). Le regroupement des élévations à chacun des segments A-G démontre généralement 2 ou 3 niveaux distincts dans chaque secteur latitudinal. Un quatrième niveau peut être observé à quelques endroits et celui-ci correspond généralement au paléo-lac Abitibi. Une droite de régression passant par tous les points d'élévations supérieures présentes dans la majorité des segments montre un coefficient de corrélation de >0.99 . Deux droites passant par les niveaux intermédiaires donnent des coefficients très semblables. En assumant une interprétation et une corrélation adéquate de ces terrasses, ces résultats suggèrent la présence d'au moins trois anciens niveaux lacustres, dont l'élévation des lignes rivages vont en augmentant vers le nord-est. Spécifiquement, ces niveaux près de l'aéroport de La Sarre se situent à 313 m, 297 m et 290 m. Il est impossible d'étendre le quatrième niveau jusqu'à cette zone, car celui n'est retrouvé que près du Lac Abitibi et de la ville de La Sarre et aucune terrasse associée à ce niveau n'a été rencontrée plus au nord. On note également sur la figure 3.6 que certains points d'élévation n'ont pas été inclus. Ces derniers ne correspondent à aucun niveau, car ils appartiennent aux terrasses rejetées qui étaient contrôlées par le roc ou avaient mesurés dans une trop forte couverture forestière.

Cet exercice de corrélation et les droites qui en découle aura permis de distinguer quatre niveaux de terrasses à partir des différents points d'élévation préalablement mesurés à l'aide de la méthode DVP. De plus, l'équation de ces droites renseigne sur les taux de rebond isostatiques pour chacun des niveaux documentés. Ainsi, le plus haut niveau et fort possiblement le plus ancien montrent un relèvement isostatique de 0,9 m/km, alors que les deux niveaux intermédiaires démontrent un relèvement inférieur, soit de 0,6 m/km et de 0,5 m/km. Finalement, le niveau associé au paléolac Abitibi est de l'ordre de 0,3 m/km.

3.3.2 *Interprétation et discussion*

La plaine argileuse de la région de La Sarre est caractérisée par la présence de petites terrasses discontinues de moins de 10 m d'élévation qui ont été sculptées dans des sédiments glaciolacustres par des processus d'érosion littorale (effet des vagues) associés à la présence du Lac Ojibway. L'élévation, ainsi que la position de ces terrasses d'érosion lacustre dans le territoire suggèrent plusieurs fluctuations du niveau lacustre associé au Lac Ojibway. Comme l'élévation de ces quatre niveaux est inférieure au niveau maximal documenté (~350 m) pour le Lac Ojibway (Veillette, 1994), il s'agit fort probablement de phases tardives. Ce type d'éléments morphologiques rencontré diverge grandement des plages sableuses ou des crêtes de till lessivés qui sont habituellement reportés pour la description de lignes de rivage anciens associés à des lacs glaciaires (i.e. Veillette, 1994; Thorleifson, 1996; Teller, 2001; Fisher, 2005). L'absence de ligne de rivage composé de sable ou de blocs n'est pas surprenante lorsque l'on considère que la géologie de surface de la région est dominée par des sédiments glaciolacustres de taille relativement fine (Thibaudeau et Veillette, 2005).

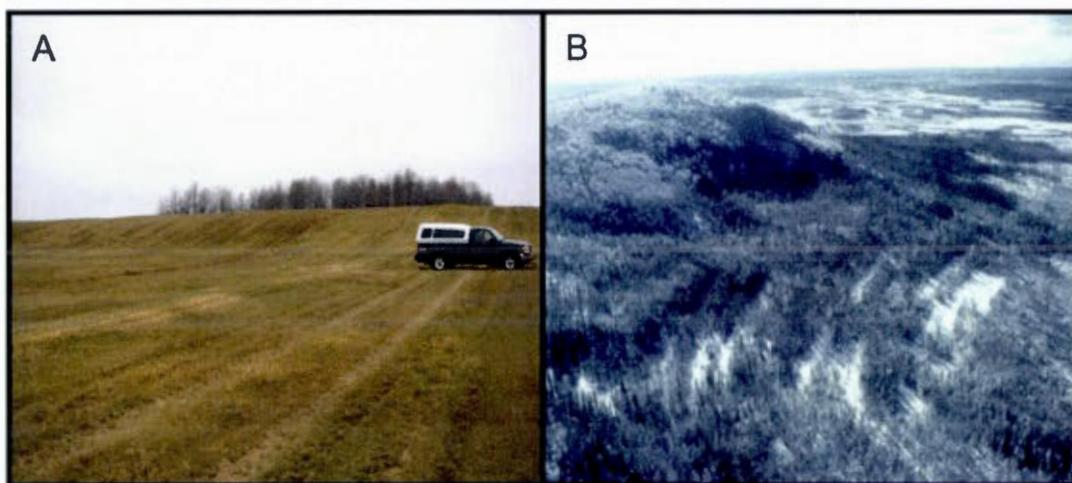


Figure 3.7: Photos montrant une terrasse d'érosion de bas niveau (A, cette étude) et une série de plages perchées de haut niveau au Mont Plamondon, en Abitibi (B, Veillette, 1994). Ces environnements démontrent l'effet de la présence d'un substrat distinct sur la morphologie associée à ces différents niveaux atteints par le Lac Ojibway. Les gradins d'érosions lacustres se retrouvent principalement dans la plaine argileuse (A), alors que les cordons de blocs se retrouvent communément dans les secteurs avec une couverture de till (B).

Les mesures d'élévations des ces séries de terrasses dans le secteur du Lac Abitibi - La Sarre indique que l'utilisation de ces types de lignes de rivages semble adéquat dans la reconstruction de différentes phases lacustres. Ces résultats suggèrent que le Lac Ojibway a connu au moins trois différentes phases dans la région de La Sarre, soit à des élévations de 290 m, 297 m et 313 m. À titre de comparaison, la surface du Lac Abitibi oscille actuellement autour de 267 m, alors qu'une importante phase de haut niveau du Lac Ojibway, probablement maximal, se situait à une élévation d'environ 460 m dans la région du Lac au Goéland près de Matagami à 250 km de la zone d'étude actuelle (Veillette, 1994). L'élévation ainsi que le gradient de rebond isostatique du plus haut niveau répertorié dans cette étude, suggère que celui-ci est associé à une phase ancienne du Lac Ojibway. En effet, le gradient de rebond postglaciaire de 0,9 m/km est comparable à celui mis de l'avant par Veillette (1994) pour le niveau le plus élevé atteint par le Lac Ojibway. Cette valeur contraste grandement avec les valeurs rencontrées pour les deux niveaux intermédiaires, soit de 0,7 m/km et de 0,5 m/km. La différence entre les taux de rebond entre les lignes de rivage les plus élevées et celles intermédiaires tend à suggérer qu'une grande période de temps s'est écoulée entre l'établissement de ces différents niveaux. Appliquer les mesures d'élévation de ces lignes de rivages à un plus grand territoire pourrait aider à préciser l'étendue et le nombre ces bas niveaux et ainsi définir les différentes phases du Lac Ojibway. Finalement, l'étendue et le positionnement de la plus basse série de terrasses d'érosion mesurées dans la zone d'étude suggèrent que cette ligne de rivage est associée à une phase de haut niveau du Lac Abitibi. Ce paléolac pourrait correspondre aux terrasses perchées décrites il y a plus de 85 ans par Antevs dans la région de La Sarre (Antevs, 1925).

Bien que ces résultats mettent l'emphase sur le potentiel d'utilisation de ces formes de rivages pour reconstruire l'historique des différents niveaux du Lac Ojibway, les données recueillies jusqu'à maintenant ne permettent pas de conclusion définitive quant au nombre, les élévations exactes et l'étendue régionale des phases lacustres. Des données additionnelles sont sans aucun doute requises à l'échelle de la zone submergée par le Lac Ojibway. De plus, l'origine de ces phases lacustre demeure inconnue. Des travaux antérieurs indiquent que les variations précédentes du Lac Ojibway sont liées aux réavancées glaciaire tardives (Crues de Cochrane) dans le bassin Ojibway (Vincent et Hardy, 1977). Sans l'apport de contraintes

chronologiques sur les différentes phases documentées, il est fort difficile d'évaluer leur relation avec les différents épisodes des crues Cochrane. La dynamique tardiglaciaire a probablement joué un rôle significatif sur les fluctuations du Lac Ojibway, tout comme elle apparaît critique dans les événements ayant mené au drainage final du lac (Roy et al., 2011).

CHAPITRE IV

ÉVÈNEMENT(S) TARDIF(S) DANS LES RYTHMITES DU LAC OJIBWAY

L'attention portée sur les phases tardives du Lac Ojibway est aussi appuyée par la présence d'une bande mince (10-20 cm) de silts massifs qui entrecouperent les rythmites Ojibway largement dominées par les argiles (figure 4.1). Cette bande de silts est recouverte par près de 1 m d'argiles légèrement rythmées. Dans le contexte de la déglaciation du secteur, ce changement granulométrique pourrait être associé à un épisode de drainage ayant été suivi par une ou des phase(s) glaciolacustre(s) d'eau profonde. Cette varve de drainage (?) pourrait aussi représenter un changement radical dans le régime sédimentologique et/ou dans la provenance sédimentaire. Les analyses sédimentologiques, calcimétriques et isotopiques de ces sédiments devraient permettre de mieux comprendre ces changements dans le régime sédimentaire et de la source/origine de cette bande de silt.

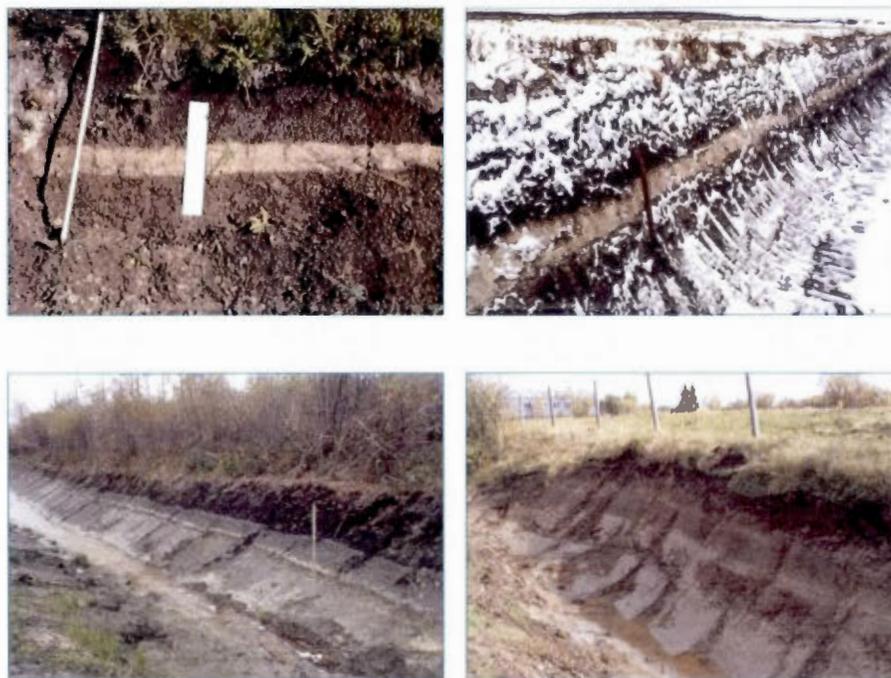


Figure 4.1 : Horizon silteux ou «varve de drainage» rencontré dans la partie supérieure des séquences de rythmites de la région du Lac Abitibi et de La Sarre. Cette bande d'une couleur blanche caractéristique, contraste avec les argiles plus foncées qui l'entourent.

4.1 Localisation dans la zone d'étude

Un total de 20 sites exposant les sédiments glaciolacustres contenant cette bande de silts fut observé dans la région près de la ville de La Sarre. De ce nombre, 12 sites ont été échantillonnés.

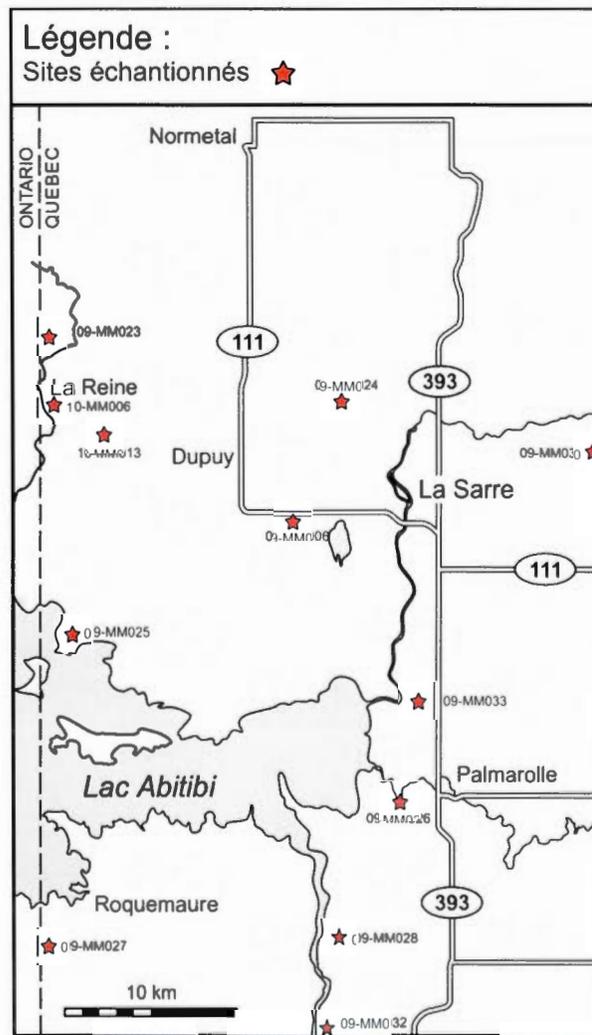


Figure 4.2 : Répartition des sites où la séquence de rythmites comprenant la bande de silt a été échantillonnée. Les coordonnées géographiques sont présentés en annexe C.

Les sites exposants cette séquence sédimentaire varie de quelques centaines de mètres en longueur, à des sites ponctuels de quelques dizaines de mètres. Les sites rencontrés se trouvent majoritairement le long de fossés en bords de route. En effet, les premières observations de cette bande silteuse par J. Veillette ont été réalisées suite à des "rafraichissements" de fossés par la voirie locale. Ces travaux ont permis de mettre à jour de longs segments de l'horizon silteux. La séquence complète a été principalement rencontrée près du Lac Abitibi. La limite sud de l'étendu du territoire couvert par cette bande est le village Rapide-Danseur, à quelques 10 kilomètres du Lac Abitibi. La limite nord est définie par le village de Val-Clermont et celle de l'est par le Lac Macamic. La limite ouest est formée par la localité de La Reine, près de la frontière avec l'Ontario. Il est fort possible de retrouver la séquence complète sur le versant ontarien, mais l'accès plus difficile au territoire, ainsi que la durée limitée des travaux de terrain, n'a pas permis d'étendre les limites couvertes par la bande silteuse. Le village de La Reine pourrait être considéré comme la localité type, car la bande silteuse est abondamment exposé le long des routes dans ce secteur.

Aucun lien n'a pu être établi entre la position des horizons silteux et la présence de terrasses d'érosion. D'un point de vue topographique, l'horizon est le plus souvent rencontré dans des étendues planes (plaines) à des élévations avoisinant 275 à 285 m. Trois des sites typiques qui ont été échantillonnés pour la majorité des analyses se trouvent près de la localité de La Reine, au nord du Lac Abitibi, ainsi que près de Roquemaure et de Palmarole, au sud et à l'est du lac respectivement (Figure 19). Ils représentent des sites idéaux, du fait que l'horizon silteux se trouve à grande profondeur (~1 m sous la surface). Ce contexte semble avoir favorisé la conservation des ostracodes qui ont été utilisés pour les différentes analyses. Malheureusement, la plupart des sites d'étude ne montrent que quelques dizaines de centimètres au-dessus de la bande de silts. Cet aspect contraignant sera d'ailleurs abordé dans une des sections subjacentes.

4.2 Description de la séquence sédimentaire comprenant la bande silteuse

La séquence sédimentaire étudiée est composée essentiellement de rythmites glaciolacustres associées au Lac Ojibway, dont les couplets hiver/été sont très bien définis. Les couplets d'hiver sont d'ordre général brun-grisâtre, d'une épaisseur de plus ou moins 1 cm et composé essentiellement d'argile. Les couplets d'été de couleur grisâtre pâle font de 1 à 2 mm d'épaisseur et sont composés surtout de silts. Cette séquence peut être observée sur une hauteur d'un peu plus de 3 m, surtout près du Lac Abitibi, en raison des rivages escarpés. La partie sommitale de cette séquence est marquée à divers endroits par la présence d'un horizon blanchâtre. Cette bande de texture plus grossière est incisée dans des rythmites et elle se trouve la majorité du temps à moins d'un mètre de la surface. Les argiles sus-jacentes à cet horizon sont de couleurs brunes et elles se débitent en prismes. Une rythmicité est observée lorsque cet horizon se retrouve sous une bonne quantité de sédiments, c'est-à-dire au moins 75 cm d'épaisseur. Bien que cette rythmicité soit parfois visible, elle demeure difficile à observer. En effet, le développement des sols dans les sites où la bande se trouve près de la surface a pour effet d'atténuer ou tout simplement d'effacer complètement la présence de rythmicité. Cette bande de silt varie en épaisseur selon les sites rencontrés, elle peut mesurer plus de 20 cm par endroits et moins de 5 cm à d'autres. Elle est caractérisée par une couleur claire voir blanchâtre, contrastant grandement avec les argiles glaciolacustres beaucoup plus foncées. Ainsi, lorsqu'un fossé ou une section fut récemment décapé, il est possible de suivre aisément cette bande sur plusieurs centaines de mètres, et ce, de façon continue. L'épaisseur au sein d'un même site varie très peu et l'horizon se poursuit sur toute la longueur de façon horizontale suivant le relief (positionnement) des argiles sous-jacentes. D'un point de vue granulométrique, cette bande se caractérise sur le terrain par une légère augmentation de la taille des sédiments. Ce contraste avec les rythmites est quantifié par les analyses granulométriques présentées à la prochaine section. Finalement, il n'a pas été possible de retrouver l'horizon silteux à des sites particuliers, en suivant une démarche précise. Ce fut par essais et erreurs, à l'aide d'une sonde qui a permis de situer sur le terrain d'étude l'étendue et la couverture de la séquence.

4.3 Résultats sur la composition et la sédimentologie de la bande silteuse

4.3.1 Granulométrie de la séquence Ojibway tardive

L'analyse granulométrique a été réalisée sur 11 des 12 sites échantillonnés, pour un total de 80 échantillons analysés. Les résultats sont présentés à la figure 4.3. Le tableau 4.1 représente la moyenne, ainsi que les valeurs maximales et minimales rencontrées pour l'ensemble des sites. L'ensemble des données est présenté à l'annexe A. Les analyses ont été réalisées à tous les 5 cm en partant de l'horizon vers le sommet et vers la base de la séquence. Le nombre d'échantillons se trouvant au-dessus de l'horizon silteux varie de site en site. Lorsque cet horizon se trouve près de la surface le nombre d'échantillons est donc restreint, car nous voulions exclure tout sédiment près de la surface, lesquels sont affectés par le développement du sol et par des perturbations associés aux organismes vivants. En moyenne, 3 échantillons ont été prélevés sous la bande silteuse. Il est important d'ajouter qu'aucune distinction des couplets formant les rythmites n'a été réalisée lors de l'échantillonnage, conséquemment les résultats présentés dans cette section comprennent les couplets d'été et d'hiver.

Comme on peut le constater à la figure 4.3 et au tableau 4.1, les résultats de granulométrie pour la portion sous l'horizon blanchâtre montrent une grande proportion d'argiles (<2 μm), avec des valeurs variant de 60,06 à 84,48 %, avec une moyenne de 72,85 %. Le reste du sédiment est composé de 24,52 % de silts fins (2-8 μm) et de 2,62 % silts moyens (8-16 μm). Cette section est donc composée essentiellement d'argile, avec une faible portion de silts fins et moyens. L'horizon blanchâtre est composé en moyenne de 17,08 % d'argiles, 46,57 % de silts fins, de 24,62 % de silts moyens et de 2,01 % de silts grossiers (16-63 μm). Il est ainsi possible d'observer une diminution relativement considérable des argiles, lesquelles font place à des silts fins et moyens. Le sommet de la séquence est composée essentiellement d'argile, mais en moindre importance que pour les rythmites retrouvées sous l'horizon silteux. Cette séquence est composée en moyenne à 53,86 % d'argiles, 36,95 % de silts fins, 7,20 % de silts moyens. Les valeurs pour les différents échantillons varient très peu entre

elles, sauf pour un échantillon (09-MM006) où l'on remarque une présence accrue des silts grossiers pour l'horizon silteux, ainsi que la présence d'une faible proportion de sables fins (> 63 μm) pour la partie supérieure. En bref, la séquence sommitale du Lac Ojibway est composée à sa base de rythmites argileuses, suivies par un horizon plus grossier composé en majorité de silts fins et en moindre partie de silts moyens et cette séquence est complétée par des rythmites largement dominées par des argiles et des silts fins.

Tableau 4.1 : Données de granulométrie pour la séquence sédimentaire.

Rythmites supérieures	Moyenne (%)	Min (%)	Max (%)
Argile (<2 μm)	53,87	16,80	71,88
Silt fin (2-8 μm)	36,95	23,74	46,93
Silt moyen (8-16 μm)	7,20	2,06	17,12
Silt grossier (16-63 μm)	0,15	0,00	3,40
Sable fin (<63 μm)	1,75	0,00	43,80
Bande de silt			
Argile (<2 μm)	17,08	13,80	20,20
Silt fin (2-8 μm)	46,57	36,24	56,82
Silt moyen (8-16 μm)	24,62	17,68	28,83
Silt grossier (16-63 μm)	2,01	0,05	21,07
Sable fin (<63 μm)	0,00	0,00	0,00
Rythmites inférieures			
Argile (<2 μm)	72,85	60,06	84,48
Silt fin (2-8 μm)	24,52	15,39	36,10
Silt moyen (8-16 μm)	2,63	0,00	5,31
Silt grossier (16-63 μm)	0,00	0,00	0,00
Sable fin (<63 μm)	0,00	0,00	0,00

Valeurs moyennes, maximales et minimales pour la bande de silt, ainsi que pour les sections supérieure et inférieure.

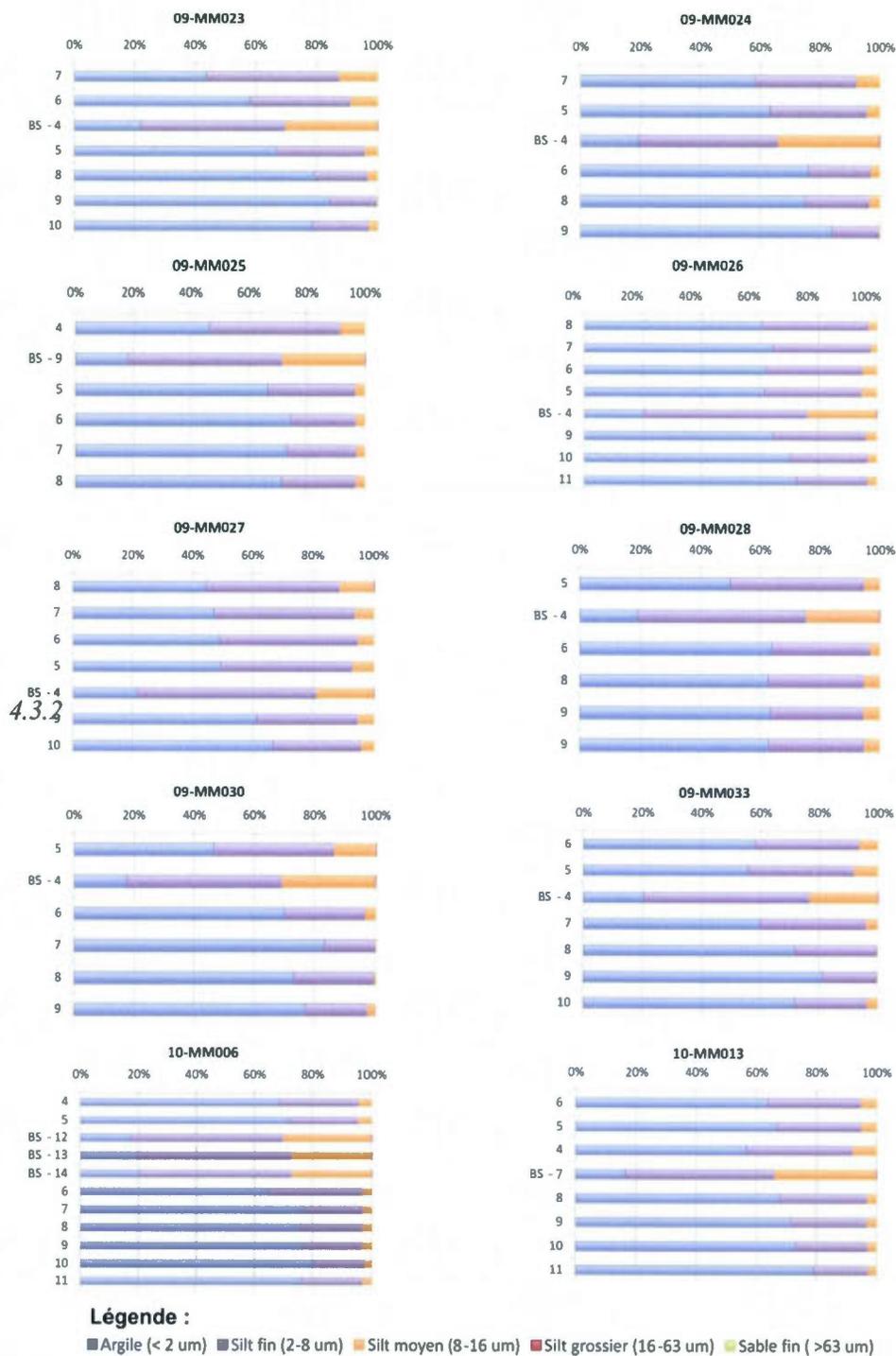


Figure 4.3 : Histogrammes de la distribution granulométrique des sédiments composant la séquence sédimentaire. Les résultats sont présentés par rapport à la bande de silt (BS). Les échantillons ont été recueillis à tous les 5 cm. Trois analyses ont été réalisées sur la varve de drainage du site 10-MM006, un au sommet, au milieu et à la base de la bande.

4.3.2 Résultats pour la calcimétrie

Le tableau 4.2 et la figure 4.4 présentent les teneurs en carbone inorganique pour les séquences de rythmites comprenant la bande silteuse. Les résultats obtenus pour l'ensemble des sites échantillonnés sont présentés à l'annexe A, Les valeurs de carbone inorganique (CI) obtenues sont comprises dans un intervalle de 0,01 à 3,40 %. Les rythmites du Lac Ojibway ont une teneur variant de 0,72 à 2,73 %, avec une moyenne de 2,01 %. On remarque un léger enrichissement pour l'horizon silteux dans l'ensemble des séquences analysées. Les valeurs de CI obtenues pour cet horizon silteux se retrouvent entre 1,85 % à 3,34 %, avec une moyenne de 2,64 %. Les valeurs de CI les plus faibles sont rencontrées au dessus l'horizon silteux. Ces dernières varient largement, mais de façon générale, elles sont comprises entre 0,01 et 2,53 %, avec une valeur moyenne de 1,02 %. Les valeurs obtenues pour l'échantillon 09-MM032 sont considérablement plus faibles que les autres et n'ont pas été prises en compte. En somme, nous avons donc un enrichissement en carbone inorganique pour l'horizon silteux, combiné à un léger appauvrissement pour les rythmites formant le haut de la séquence. Cette diminution des valeurs CI pourrait être reliée aux processus pédologiques. Ceci sera discuté dans la prochaine section.

Tableau 4.2 : Teneurs en carbone inorganique dans les rythmites de la séquence sédimentaire Ojibway.

Teneur en carbone inorganique (%)			
	Moyenne	Min	Max
Rythmites supérieures	1,08	0,01	2,53
Horizon silteux	2,64	1,85	3,34
Rythmites inférieure	2,01	0,72	2,73

4.3.3 Interprétation des résultats

Deux hypothèses peuvent expliquer l'augmentation en carbone inorganique dans l'horizon de drainage par rapport au reste de la séquence : 1) un apport plus important en carbonate provenant de la plate-forme paléozoïque de la baie d'Hudson; 2) soit une augmentation liée à la taille granulométrique des sédiments composant l'horizon silteux.

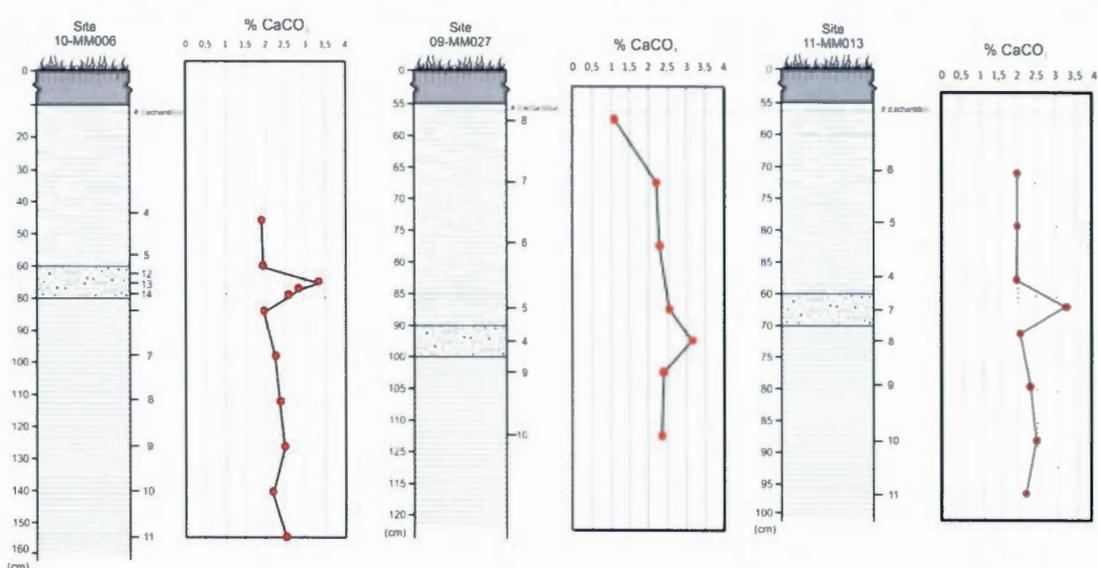


Figure 4.4 : Représentation graphique des séquences sédimentaires Ojibway échantillonnées montrant les résultats pour le carbone inorganique.

Parce que la région d'étude se trouve dans un secteur où le substrat rocheux est composé majoritairement de roches cristallines et méta-volcaniques, les carbonates rencontrés dans la séquence sédimentaire doivent nécessairement provenir d'une source externe. Les recherches antérieures ont démontré que la présence de carbonates dans les sédiments du Lac Ojibway est en grande partie liée aux eaux de fontes du glacier en décrépitude d'Hudson, lequel repose sur les roches carbonatées de la plate-forme de la baie d'Hudson (Hardy 1977, 1982). Une autre source pour les apports sédimentaires est liée à la dynamique tardiglaciaire du Dôme d'Hudson, c.-à-d. liée aux réavancées de Cochrane qui auraient causé un vêlage intense d'icebergs, lesquels peuvent délester des sédiments de nature carbonatée (Hardy, 1982; Veillette, 1994; Veillette et Mcclenaghan, 1996; Veillette et al., 2004). Il est d'ailleurs

difficile d'évaluer précisément l'importance de l'augmentation de la teneur en carbonate, car la zone d'étude se situe à la limite sud de l'influence des réavancées de Cochrane, où la teneur en carbonates détritiques varie grandement dans les sédiments.

La deuxième hypothèse est articulée autour du fait que cette augmentation en carbonate dans la bande silteuse soit liée à la taille terminale des minéraux. En effet, la taille granulométrique rencontrée dans cet horizon marqueur se retrouve majoritairement dans les silts (~80% de silts), tandis que les rythmites Ojibway sont majoritairement composées d'argile (>73 % d'argile). La taille finale (terminal) qu'un minéral peut être réduit par abrasion dépend de la nature du minéral, ainsi que la quantité d'énergie lors de l'attrition. Les minéraux les moins résistants seront réduits en fine poudre et les plus résistants demeureront dans les tailles des sables ou des silts. Il s'agit d'une taille d'équilibre et lorsqu'elle est atteinte, le minéral n'est plus broyé au cours de son transport (Dreimanis et Vagners, 1971). Selon ces travaux, la taille terminale des carbonates (calcite et dolomite) se situerait entre 4 et 62 μm . Comme le montre la figure 4.3, ce sont les silts (2 à 20 μm) qui dominent l'horizon de drainage, alors que ce sont les argiles (> 2 μm) dans les rythmites Ojibway. Il serait donc possible que l'augmentation en carbonates soit uniquement liée à l'augmentation de la taille granulométrique des sédiments présents. Dans ce cas, l'augmentation de la taille granulométrique de cet horizon doit alors être expliquée. Compte tenu de sa teneur en carbonate, cette augmentation de granulométrie est fort probablement liée à une avancée de Cochrane dans le bassin Ojibway. Un tel événement provoquerait sûrement un apport de matériel plus grossier, notamment à la latitude de notre site d'étude. Ceci expliquerait aussi la teneur légèrement plus élevée en carbonates. D'un autre côté, s'il s'agit d'une varve de drainage, alors l'augmentation de la taille granulométrique reflète sûrement le lessivage des particules fines par les eaux de drainage, lesquelles auraient dû mobiliser surtout les argiles et laisser des particules plus grossières (silts). Néanmoins, considérant l'écoulement des eaux de fonte vers la baie d'Hudson, les silts devraient être composés largement de particules d'origine cristalline, ce qui contraste avec les présentes données. Enfin, la légère diminution des teneurs en carbone inorganique dans les rythmites au-dessus de la bande de silt pourrait être liée à un lessivage par les eaux météoriques. Cet effet semble néanmoins négligeable

dans plusieurs sites puisque les teneurs de ces sédiments sont similaires à ceux retrouvés sous cet horizon à d'autres sites, dont la profondeur varie.

Il demeure difficile d'établir la cause exacte de l'augmentation des carbonates inorganiques dans la varve de drainage. Les deux hypothèses évaluées ici impliquent un apport plus important provenant de la plate-forme de la baie d'Hudson, soit par les eaux de fontes du glacier ou soit par un apport direct de matériel lié aux réavancées glaciaires de Cochrane. Cette augmentation pourrait aussi tout simplement être une réponse directe à l'augmentation des tailles granulométriques présentes dans les sédiments. Si cette dernière hypothèse demeure probable, il devient impératif de comprendre ce qui a mené à la mise en place de cette bande silteuse. En somme, quels changements dans le milieu de déposition auraient amené à la formation de ce dépôt plus grossier au sein des rythmites? Une partie de la réponse réside peut-être dans l'étude de longue séquence sédimentaire, laquelle pourrait permettre de mettre dans un contexte temporel plus long les variations de compositions documentées ici. La géochimie des isotopes stables pourrait également contraindre sur tout changement survenu au sein du bassin, en plus de préciser la source des eaux de fonte dans le milieu de déposition.

4.4 Géochimie des isotopes stables

La géochimie des isotopes stables a été réalisée sur des ostracodes *Candona subtriangulata* (figure 4.5). Il s'agit de la seule espèce de microfossile (et fossile) rencontrée dans la séquence sédimentaire. Leur concentration est relativement faible dans les échantillons, ce qui est normal, car il s'agit d'un lac pro-glaciaire avec des conditions peu favorables aux organismes (Prévost et al., 1995). L'analyse des isotopes stables du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$), ainsi que les datations radiocarbone furent réalisées sur les tests d'ostracodes *Candona*. Ceux-ci peuvent se retrouver dans des environnements sédimentaires, tant marins que lacustres. Ce sont dans l'ensemble de bons marqueurs stratigraphiques et il existe une grande variété taxonomique. Leur exosquelette est formé de deux valves calcaires mesurant de 0,3 mm à 5 cm (Cronin, 1977). Cependant, selon Delorme (1970) bien que les

ostracodes *Candona* tolèrent la salinité marine, ils sont le plus souvent rencontrés dans des environnements lacustres d'eau profonde. Ils demeurent le seul outil permettant de telles analyses, faute d'autres fossiles à analyser.

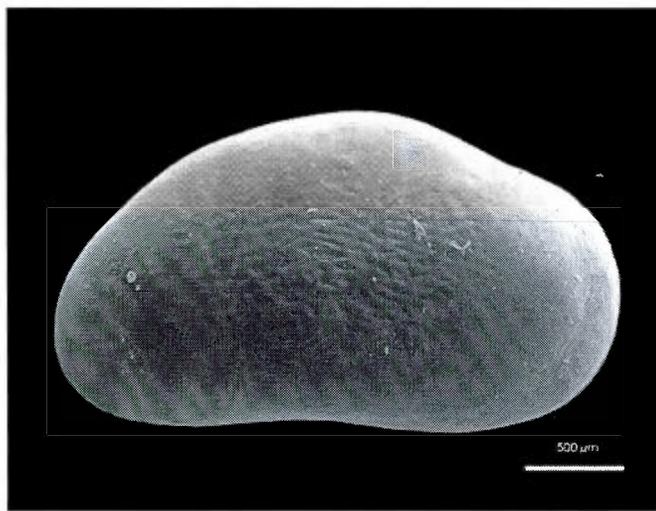


Figure 4.5 : Exemple d'une valve d'ostracode de type *Candona subtriangulata* qui a été retiré des sédiments de la région d'étude.

4.4.1 Quelques principes de géochimie important à cette étude

L'analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène présent dans les tests d'ostracodes permet de reconstruire les conditions environnementales dans lesquelles ils ont évolué. Lors de la formation de leurs coquilles carbonatées, les ostracodes utilisent les ions dissous dans l'eau (CO_2 , HCO_3^- , CO_3^{2-}). Les rapports d'isotopes stables ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) dans l'eau et dans les espèces chimiques sont soumis à un fractionnement, c'est-à-dire à l'effet de divers processus chimiques et biologiques qui feront varier ce rapport isotopique. Ainsi, les variations dans l'environnement physique (température) seront enregistré dans la composition isotopique des valves d'ostracodes. Les rapports isotopiques sont mesurés à partir du CO_2 provenant de la réaction entre un acide et les échantillons analysés. Les résultats sont exprimés sous forme δ du rapport isotopique (R) d'un échantillonné donné par rapport à un

étalon (ou standard), dont la valeur R est préalablement connue (Craig, 1953). Ce qui donne l'équation qui suit :

$$\delta R\text{‰} = [(R_{\text{échantillon}} / R_{\text{étalon}}) - 1] \times 1000$$

Les données brutes sont corrigées à l'aide d'une droite de calibration construite à l'aide de 2 matériaux de référence : $\delta^{13}\text{C} = +2,25 \text{‰}$ et $-5,01 \text{‰}$; $\delta^{18}\text{O} = 1,40 \text{‰}$ et $-23,01 \text{‰}$. Les matériaux de références internes sont normalisés sur l'échelle NBS19-LSVEC pour le $\delta^{13}\text{C}$ et VSMOW-SLAP pour le $\delta^{18}\text{O}$. Les étalons utilisés pour les analyses sont le UQ6, un standard interne et le NBS-18, un standard international utilisé pour l'analyse des ostracodes. En général, un total de 10 vials contenant les étalons de référence UQ6 et NBS-18 est utilisé par ronde d'analyses. Ces valeurs ont été établies par rapport au standard VPDB (Vienna Pee Dee Belemnitella), un étalon carbonaté provenant d'un rostre d'un bélemnite datant du Crétacé.

Afin de caractériser les eaux du Lac Ojibway à l'aide des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ obtenues grâce aux analyses sur les ostracodes, nous devons transformer les valeurs précédentes présentées en fonction de VBPD en valeurs présentées en fonction de VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Les données en fonction de VBPD représentent les valeurs isotopiques de la calcite (CaCO_3), alors que nous voulons les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau (H_2O) qui sont généralement présentées en fonction de VSMOW. Il s'agit de corriger les données à l'aide d'une formule relativement simple établie par O'Neil (1969), puis légèrement modifiée par Shackleton (1974) :

$$t^{\circ}\text{C} = 16.9 - 4.38 \Delta + 0.10 \Delta^2$$

$$\text{où: } \Delta = \delta\text{CaCO}_3/\text{VPDB} - \text{A‰}$$

$$\text{et } \text{A‰} = \delta\text{H}_2\text{O}/\text{VSMOW} - 0.27\text{‰}$$

Cette équation lie donc directement la composition isotopique de la calcite, exprimée par comparaison au VPDB, à celle de l'eau, exprimée par comparaison au VSMOW. La

correction de 0.27 ‰ correspond en pratique au passage de l'échelle VSMOW à l'échelle VPDB. Cette équation a été construite à partir de mesures effectuées sur des mollusques *in situ* ou élevés en laboratoire, dans des eaux avec des températures ($> 5^{\circ}\text{C}$) et de compositions isotopiques connues.

Il s'agit d'une équation à trois variables : la température de l'eau au moment de la formation de la calcite, la signature isotopique de l'eau et les valeurs isotopiques de la calcite. Pour cette étude, nous connaissons les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ vs VPDB pour les ostracodes qui ont été mesurés en laboratoire. Ni la température, ni les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ vs VSMOW de l'eau ne sont connues. Cependant, il est possible d'estimer la température de l'eau, comme l'on fait Hillaire Marcel et al. (2008), en assumant que le régime thermal du Lac Ojibway est le même que celui décrit pour divers lacs modernes similaires (p. ex., Harris, 1976). Une stratification saisonnière a possiblement prévalu, alors que les couches profondes sont certainement demeurées isothermes, soit près de 0°C , dû au mélange hivernal. Ainsi, les températures de 0 et 4°C ont été utilisées afin de connaître l'étendue des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ vs VSMOW qui prévalait lors de la mise en place des sédiments du Lac Ojibway.

Finalement, une règle simple gouverne le fractionnement des isotopes de l'eau dans la majorité des phénomènes géologiques : les isotopes lourds se retrouvent préférentiellement dans les phases liquides (ou solides) et les isotopes légers dans la phase gazeuse. Le fractionnement entre les diverses phases est à l'origine de la plupart des applications concernant les isotopes de l'eau, car elle conduit à l'évolution progressive de la composition isotopique de l'eau des masses d'air suivant leur déplacement à la surface de la Terre, selon qu'elles gagnent ou perdent en humidité. L'exemple fondamental de ce processus implique l'assèchement progressif d'une masse d'air qui saturée en eau par son passage sur l'océan et qui voyage par-dessus le continent. Parce que la masse d'air perd les isotopes lourds (^{18}O) plus rapidement que les isotopes légers, les isotopes lourds sont progressivement enlevés de la masse d'air. Ainsi, le rapport entre les isotopes lourds et légers dans les précipitations provenant de la masse d'air diminue avec le temps et son déplacement, alors que de plus en plus d'eau est perdue sous forme de précipitation (Bowen, 2003). Ce processus explique en

partie pourquoi les eaux de fonte de glacier continental ont des rapports isotopiques de l'oxygène beaucoup plus faible que ceux des eaux marines et océaniques.

Les isotopes du carbone quant à eux sont en général utilisés pour tracer la circulation océanique, ainsi que pour connaître l'origine de la matière organique sédimentée. Les plantes de types C_3 et C_4 n'auront pas la même signature isotopique, ce qui permet de caractériser l'environnement de déposition, ainsi que différentes phases d'extinction massive durant l'histoire géologique (O'Leary, 1988). Dans le cadre de cette étude, l'accent sera mis sur l'interprétation des résultats $\delta^{18}O$.

4.4.2 *Contraintes et choix des échantillons*

Le choix des échantillons tant pour les analyses isotopiques que pour les datations radiogéniques a été principalement basé sur la présence de matériel à analyser. En effet, plusieurs sites échantillonnés ne contenaient tout simplement aucun ostracode ou encore très peu. Ces microfossiles ont été retrouvés en nombre suffisant à seulement 5 sites différents et de ce nombre, 2 sites n'en contenaient que pour la portion sous l'horizon silteux. Il s'agit des sites 09-MM028 et 09-MM030. Il a été possible d'en retrouver en assez grande quantité pour les analyses isotopiques et radiocarbone pour les sites 09-MM026, 09-MM027 et 10-MM006. Cependant, seuls les horizons silteux (HD) contenaient assez d'ostracodes pour l'obtention d'un âge ^{14}C . Les sédiments échantillonnés et par la suite tamisés comprennent respectivement l'horizon silteux, les 15 premiers centimètres par-dessus et sous cet horizon. Ce type d'échantillonnage a été motivé, encore une fois, par la faible densité d'ostracodes dans les sédiments. Ainsi, il nous a nécessité une grande quantité de sédiments afin d'obtenir suffisamment d'ostracodes pour les analyses. La quantité nécessaire aux analyses isotopiques est de 80 à 125 μg , ce qui représente de 15 à 30 valves d'ostracodes, dépendant de leur taille respective. Étant donné la concentration des ostracodes dans ces sédiments, ceci représente environ 8 à 12 heures de tamisage par échantillon. Les analyses ^{14}C nécessitent une quantité relativement importante. En effet, il faut entre 3 et 5 milligrammes de matériel carbonaté, ce qui représente de 500 à 1000 microfossiles. Cette problématique, c'est-à-dire le peu

d'espèces à analyser, ainsi que leur faible concentration a été expliquée par Prévost et al. (1995) par plusieurs facteurs : turbidité de l'eau, taux de sédimentations élevés, pénuries d'éléments nutritifs. Conséquemment, ces conditions ont pour effet de créer un milieu défavorable à leur développement dans les eaux froides du lac glaciaire.

4.4.3 Résultats pour les isotopes de l'oxygène

Les résultats obtenus pour les sites sous la varve de drainage sont très similaires, montrant des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ variant de $-24,04$ à $-25,03$ ‰ (Tableau 3). Les résultats obtenus pour la bande silteuse sont également homogènes, bien que certains sites montrent une légère diminution, qui de prime abord ne semble pas très significative. Les valeurs varient de $-23,26$ ‰ à $-23,75$ ‰ pour la section comprenant la bande de silt. C'est vers le sommet de la séquence que la différence est plus marquante. En effet, pour deux sites différents (09-MM026 et 10-MM006), il y a une augmentation de plus de 13 ‰ des valeurs $\delta^{18}\text{O}$, alors qu'il y a une augmentation de près de 7 ‰ pour l'échantillon 09-MM027 par rapport au reste de la séquence. Les valeurs pour la portion supérieure de la séquence sont donc de $-10,31$ ‰, $-10,03$ ‰ et de $-16,62$ ‰. Cette augmentation des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ implique forcément un changement hydrologique relativement important au sein du bassin Ojibway, d'autant plus que les analyses ont été réalisées sur les mêmes espèces.

Tableau 4.3 : Isotopes stables du carbone et de l'oxygène mesurés sur des valves d'ostracodes et valeurs isotopiques reliées aux eaux du Lac Ojibway.

#Échantillon	Position vs B. silt (cm)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{ VSMOW (0}^\circ\text{C)}$	$\delta^{18}\text{ VSMOW (4}^\circ\text{C)}$
09-MM026	15	-4,13	-10,31	-14,85	-13,75
	0	-1,20	-23,61	-28,16	-27,06
	-15	-5,58	-24,78	-29,32	-28,22
09-MM027	15	-4,63	-16,62	-21,17	-20,06
	0	-2,89	-23,75	-28,29	-27,19
	-15	-4,70	-24,55	-29,09	-27,99
10-MM006	15	-4,05	-10,03	-14,58	-13,47
	0	-3,09	-23,26	-27,80	-26,70
	-15	-4,13	-24,87	-29,42	-28,32
09-MM028	-15	-4,42	-25,03	-29,57	-28,47
09-MM030	-15	-5,32	-24,04	-28,59	-27,48
$\delta^{13}\text{C}$ exprimé en ‰ vs VPDB ($\pm 0,05$ ‰ à 1σ) $\delta^{18}\text{O}$ exprimé en ‰ vs VPDB ($\pm 0,05$ ‰ à 1σ)				Calculé à partir de la formule établie par O'Neil (1969) et légèrement modifiée par Shackleton (1974)	

4.4.4 Interprétation des résultats

Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ obtenues représentent de nouvelles données pour le Lac Ojibway, lesquelles montrant une nette variation des valeurs au sein de la séquence. En effet, les ostracodes retrouvés dans le haut de la séquence sédimentaire ont une signature $\delta^{18}\text{O}$ très distincte. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ obtenues pour les argiles rythmées retrouvées sous la bande silteuse ainsi que dans la bande elle-même sont semblables, voire légèrement plus faibles que les valeurs rapportées par Hillaire-Marcel (2008) et Roy et al, (2011) pour le Lac Ojibway. Ceci indique donc qu'au moment de la mise en place de ces sédiments, le lac était encore alimenté par les eaux de fonte provenant de la marge de l'inlandsis en décrépitude. Du moins, le contexte de déglaciation demeure le même, soit un lac pro-glaciaire.

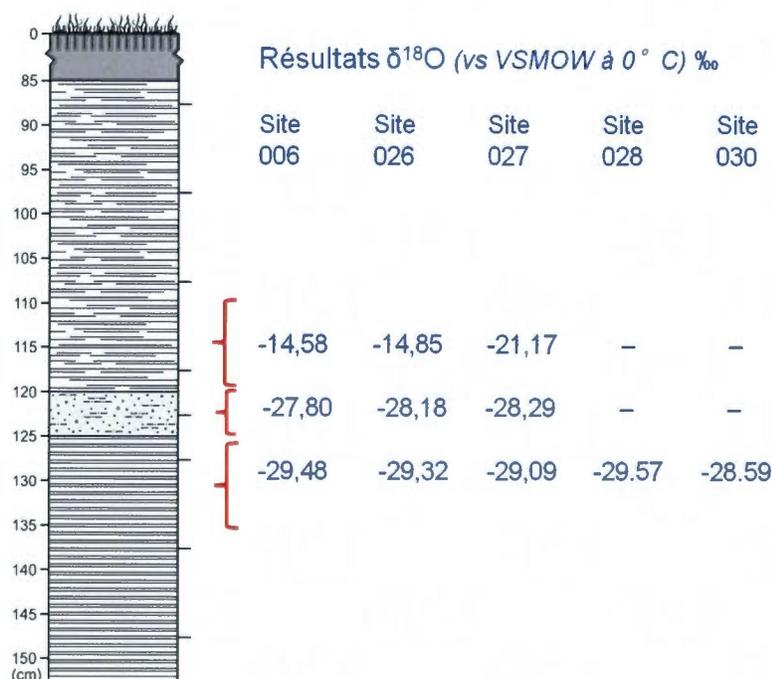


Figure 4.6 : Résultats pour les analyses isotopiques de l'oxygène pour la séquence sédimentaire comprenant la bande de silt. Coupe schématique. Les échantillons de la partie supérieure des sites 028 et 030 ne contiennent pas d'ostracodes en quantité suffisante pour des analyses.

Les résultats indiquent clairement un contexte de mise en place différent pour les sédiments retrouvés au sommet de la séquence, où il y a une augmentation des valeurs $\delta^{18}\text{O}$. Ce changement dans la signature isotopique des ostracodes implique forcément un changement dans la source en eau du bassin, car le fractionnement ne peut être associé à l'espèce de microfossiles analysés.

Ainsi, seul un changement dans la source hydrique du bassin Ojibway pourrait expliquer cette variation. Un autre point important : les valeurs mesurées diffèrent de celles enregistrées par Roy et al. (2011) pour les sédiments retrouvés au-dessus de l'horizon de drainage retrouvé sur une coupe de la rivière Rupert. À cet endroit les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ obtenues sont typiques du milieu marin postglaciaire, variant de 1 à 2 ‰. En conséquence, il est possible d'exclure l'incursion d'une masse d'eau purement marine dans le bassin Ojibway pour expliquer le changement isotopique observé dans les échantillons. Ceci est également démontré par l'absence de fossiles marins dans les séquences étudiées. De plus, selon Roy et al. (2011), il s'agirait simplement d'une « infiltration » et non d'un réel mélange entre les deux masses d'eaux. Une hypothèse pouvant donc expliquer le changement dans la source en eau du bassin pourrait être un apport provenant uniquement d'eau de ruissellement.

Afin de comprendre et de connaître l'origine des eaux qui ont permis la mise en place de la partie supérieure de la séquence sédimentaire étudiée dans cette section, les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ ont été comparées à celles obtenues par le modèle de Bowen (2011) qui caractérise les précipitations modernes (www.waterisotope.org). Il est possible en connaissant la latitude et la longitude, ainsi que l'élévation d'un site de trouver grâce à ce modèle les valeurs isotopiques des eaux des précipitations pour un secteur donné. Il est basé sur plusieurs analyses réalisées sur une longue période de temps à diverses stations dans le monde (Bowen et Revenaugh, 2003). Nous avons obtenu pour la région de La Sarre une valeur de $\delta^{18}\text{O}$ vs VSMOW de -11,8 ‰. Plusieurs autres sites ont été mesurés à l'aide de cet outil au sein de la zone à l'étude et les différentes valeurs variaient très peu, allant de -11,7 ‰ pour les zones plus au sud (Rapide Danseur), à -11,9 ‰ pour les zones plus au nord (Val Clermont). Tel que mentionné plus haut, les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ obtenues pour les ostracodes ont été corrigées afin d'être comparées à VSMOW au lieu de VPDB (Tableau 4.3). Au moins deux des trois sites

échantillonnés présentent des valeurs relativement similaires. Ceci suggère que non seulement l'eau ne proviendrait plus de la marge glaciaire, mais qu'elle serait fort probablement d'origine météorique. L'écart rencontré qui est de l'ordre de $\pm 2\%$ peut être expliqué par un climat beaucoup plus froid de l'époque comparé aux conditions actuelles. Seul le site 09-MM027 démontre un écart légèrement plus grand. Une deuxième analyse serait nécessaire dans ce cas; une contamination avec l'unité sous-jacente pourrait être la cause de cet écart. La présence de plus d'une bande silteuse pourrait également venir compliquer l'interprétation des données.

Il est donc probable que les rythmites formant le sommet de la séquence sédimentaire à l'étude aient été mises en place dans un contexte de lac postglaciaire, au cours d'une période où la marge glaciaire (en constant retrait) se trouvait suffisamment éloignée pour que les eaux de fonte n'aient plus accès au bassin hydrographique du Lac Ojibway. Ainsi, les eaux météoriques, dont la signature isotopique est plus élevée que les eaux de fontes provenant de glacier, ont pu progressivement remplir la dépression topographique qui était avant son drainage, le bassin du Lac Ojibway. Ce lac, le paléolac Abitibi, suit donc chronologiquement l'évolution et la vidange du Lac Ojibway et évoluera vers ce que l'on appelle aujourd'hui le lac Abitibi. Cette évolution sera discutée en détail dans le prochain chapitre (paléogéographie), afin d'établir un lien entre ces données et celles des terrasses d'érosion lacustres présentées précédemment. Finalement, il est de plus évident qu'il sera nécessaire d'obtenir une résolution plus grande et une quantité plus importante de données pour ces types d'analyses dans les études à venir.

4.5 Datation radiocarbone de la bande de silt

Trois datations radiocarbones ont été réalisées sur des ostracodes recueillis directement de la bande silteuse afin de placer cet événement et l'ensemble de la séquence sédimentaire dans le contexte chronologique de déglaciation. Les échantillons proviennent respectivement des sites 09-MM026, 09-MM027 et 10-MM006. Tel que mentionné précédemment, une quantité considérable de coquilles d'ostracodes sont nécessaire pour une datation radiocarbone (de 3 à

4 milligrammes, soit près de 500 à 1000 coquilles). La raison précise pour laquelle la varve de drainage contient un plus grand nombre d'ostracodes que les rythmites qui l'englobe n'est pas encore clairement établie. Ceci pourrait refléter un processus de remaniement et de concentration du matériel sous-jacent lors de la mise en place de cet horizon; ou encore des conditions environnementales distinctes, comme une tranche d'eau relativement plus faible qui occasionnerait un ensoleillement plus important, favorisant ainsi une plus grande productivité (Prévost et al., 1995).

Les âges ^{14}C obtenus sont de 10 360, 11 400 et 11 460 ans BP (tableau 4). Ces résultats ont été corrigés à l'aide du logiciel CALIB 6.1 (Stuiver et al., 1998) afin d'obtenir des âges calendaires. Ce processus de correction tient compte des incertitudes reliées à différents facteurs comme le taux de production du radiocarbone dans l'atmosphère, ce qui résulte avec des intervalles d'âges pour chacune des datations obtenues. La moyenne des intervalles de chaque écart type pour ces âges ^{14}C donne les résultats suivant : 12 159, 13 271 et 13 325 ans cal. BP (tableau 4). Ces résultats sont considérablement vieux pour le Lac Ojibway. Si l'on considère le compte de 2087 varves pour l'ensemble du Lac Ojibway effectué par Hughes (1965) et que l'on fixe arbitrairement la fin de l'existence du lac à 8200–8400 ans cal. BP comme le suggère de nombreux enregistrements paléoclimatiques (Barber et al., 1999; Roy et al., 2011), ces âges ^{14}C se situent donc hors de la période d'existence du Lac Ojibway. Ceci indique que ces datations ^{14}C sont fort probablement affectées par d'autres phénomènes. Deux principales raisons peuvent expliquer un vieillissement « anormal » des âges ^{14}C : il s'agit d'un mauvais mélange des eaux lacustres et/ou l'effet « d'eau dure » (hard-water effect, HWE). Idéalement, une correction devrait être appliquée à ces âges ^{14}C afin de permettre leur utilisation et de faciliter l'interprétation des résultats.

Tableau 4.4 : Âges radiocarbones obtenus sur des ostracodes de la bande silteuse.

# d'échantillon	CAMS Lab. # ^A	Âge ^{14}C (yr BP) ^B	Âge calendaire (1 σ écart; yr BP) ^C
09-MM027-2	153500	11400 \pm 40	13213 - 13329 (13271)
09-MM026-2	153501	10360 \pm 60	12095 - 12223 (12159)
10-MM006-2	153502	11460 \pm 50	13269 - 13381 (13325)

A) Mesuré au centre de recherche Lawrence Livermore National Laboratory (California) par la méthode AMS (Accelerator Mass Spectrometry).

B) Les âges ont été calculés en utilisant la demi-vie de Libby 5568 ans, suivant les conventions de Stuiver and Polach (Radiocarbon, v. 19, p.355, 1977).

C) Calibration à l'aide de CALIB 6.1 (Stuiver et al., 1998)

4.5.1 Causes possibles du vieillissement apparent des âges ^{14}C

Un vieillissement apparent des âges ^{14}C pourrait être relié à un mauvais mélange de la colonne d'eau. Les températures relativement froides de l'environnement associé à la mise en place du Lac Ojibway pourraient expliquer le développement d'une certaine stratification des eaux lacustres. Comme il s'agit d'un lac en contact avec la marge glaciaire, dont l'évolution globale était liée au recul progressif de l'inlandsis, on peut supposer que sa surface devait être souvent recouverte d'une couche de glace. Afin que les eaux d'un lac puissent se mélanger adéquatement, les eaux de surface doivent atteindre une température de 4°C , température à laquelle l'eau atteint sa densité maximale (Wetzel, 2001). Une surface glacée de façon permanente entrainera le mauvais (ou l'absence totale) de mélange des masses d'eau, en plus de réduire les échanges gazeux (Wetzel, 2001), notamment avec le CO_2 , principale source de ^{14}C entre l'eau du lac et l'atmosphère (Ouyang et Boersma, 1992). Ces raisons pourraient avoir altéré l'âge réel de ces analyses ^{14}C sur des ostracodes, mais ces phénomènes demeurent mal définis dans l'environnement glaciolacustre comparativement à l'environnement marin où le phénomène « d'effet réservoir » peut affecter les âges ^{14}C produits à partir de matériel marin.

Ce vieillissement apparent des âges ^{14}C est fort probablement lié à la présence de « vieux » carbone dissous, communément appelé « l'effet eau dure » (ou *hard-water effect* – *HWE*). Ceci découle du fait que le réservoir d'ions de bicarbonate à partir duquel les ostracodes du lac précipitent leurs coquilles est formé par la combinaison de la dissolution de dioxyde de carbone atmosphérique (comprenant le ^{14}C), ainsi que du « vieux » carbone (inerte d'un point de vue radioactif) provenant de la dissolution de roches calcaires et de dolomies comprises dans le bassin versant du lac, ou encore des sédiments du lac eux-mêmes. Les âges radiocarbone de la calcite biogénique formée dans ces eaux peuvent donc être plus âgés par un ordre de grandeur important, mais qui demeure difficile à contraindre. Ce vieillissement représente donc le déséquilibre entre l'atmosphère et le réservoir de bicarbonate. Son influence est donc proportionnelle à la portion relative de carbone radioactivement inerte qui contribue au réservoir de bicarbonate du bassin (Broecker et Walton, 1959; Benson, 1993; Mayle et al., 1993).

Dans notre situation la principale source de vieux carbone serait la plate-forme Paléozoïque d'Hudson, ainsi que les sédiments du Lac Ojibway. Bien que cette plate-forme carbonatée se trouve à une certaine distance de la zone d'étude (~ 400 km), la présence de carbone inorganique dans les sédiments Ojibway démontre l'influence de ces roches sur la composition des sédiments (tills et rythmites) qu'on retrouve dans le bassin Ojibway. De ce fait, les sédiments composant l'ensemble du bassin sont une source non négligeable en carbone inerte. Cette problématique de «*hard water effect*» été mise en lumière par Veillette (1994) lorsqu'il a tenté d'établir une chronologie pour les événements ayant marqué la déglaciation dans le secteur d'étude. Dans ce cas précis, aucune solution n'a été mentionnée pour corriger les âges ^{14}C obtenus dans ces recherches ou dans la littérature concernant le Lac Ojibway. Cependant, plusieurs études concernant le sujet ont été réalisées sur différents lacs, actuels ou anciens, notamment pour les lacs Huron et Michigan (Rea et Coleman, 1995; Moore et al., 1998), ainsi que Wonder Lake en Alaska (Child et Werner, 1999). Les premiers ont travaillé sur la datation de mollusques modernes (pré-essais nucléaire). Ils ont obtenu des âges ^{14}C étant de 2500 à 500 ans plus vieux, lesquels ont été attribués au *HWE*. La seconde étude a démontré une différence 2000 ans (plus vieux) sur la datation de matériel lacustre de Wonder Lake. Ils en sont venus à cette conclusion en comparant des datations ^{14}C d'organismes terrestres, exempt de contamination par du vieux carbone, et la datation de pollens réalisée par Anderson et al. (1994).

Ces études démontrent que le *HWE* peut être relativement significatif, causant des différences d'âge pouvant aller jusqu'à plus de 2000 ans. Cet effet est clairement spécifique à chaque milieu et aucune comparaison directe ne peut être faite entre ces différents lacs et la situation du Lac Ojibway. Du fait que le Lac Ojibway, n'existe plus de nos jours et que le Lac Abitibi ne couvre qu'une toute petite portion du territoire originalement couvert par le Lac Ojibway, il est impossible d'évaluer directement le *HWE* à partir d'échantillons récents.

Une solution visant à connaître l'effet de vieux carbone sur les âges ^{14}C documentés consiste à considérer cette bande de silt comme étant une varve de drainage. Dans ce cas, cette bande de silt peut être corrélée à d'autres événements bien documentés qui sont associés à la

vidange du Lac Ojibway. Cette solution demeure toutefois délicate, car la cause exacte de la mise en place de cette bande de silts n'est pas clairement connue et conséquemment cette corrélation avec le drainage final du Lac Ojibway demeure tentative. Néanmoins, cette approche peut être tentée en utilisant les résultats des travaux de maîtrise de Farah Dell'Oste (UQAM, 2010) qui a étudié plusieurs coupes stratigraphiques le long des rivières Rupert et de la Broadback (Baie-James) qui comprennent une unité composée de boules d'argiles et de clastes associés au drainage final du Lac Ojibway. Ces travaux comprenaient, entre autres, la datation ^{14}C d'ostracodes provenant de sédiments glaciolacustres se trouvant immédiatement sous l'unité de drainage. L'âge ^{14}C des ostracodes *Candona* s.p. a été établi à 12040 ± 80 ans BP. Cette datation a été effectuée sur la même espèce que celle des âges ^{14}C de cette étude, en plus d'avoir été réalisée par le même laboratoire. À la même coupe stratigraphique, l'unité de drainage est surmontée par les sédiments de la Mer de Tyrrell. Des foraminifères (*Elphidium incertum*) extraits des sédiments marins reposant directement au-dessus de l'horizon de drainage ont également été datés, assignant le drainage du Lac Ojibway autour de 8020 ± 60 ans ^{14}C (Roy et al., 2011).

Ces données sont particulièrement intéressantes, car elles permettraient théoriquement d'estimer le *HWE* du Lac Ojibway à cette époque. En effet, si l'on assume que la vidange du Lac Ojibway est un événement ponctuel (c.-à-d., rapide, abrupt) et que l'on considère la bande de silt du secteur du Lac Abitibi et l'unité de drainage de la baie James comme étant des équivalents stratigraphiques, on peut utiliser les âges ^{14}C obtenus des ostracodes de ces deux secteurs et les comparer à celui obtenu pour les foraminifères, lequel peut être utilisé comme point de référence chronologique marquant l'âge du drainage final du lac. Bien qu'il soit difficile d'établir exactement la durée d'un tel événement l'impact sur les résultats serait peu significatif dans le contexte probable que le drainage ait duré quelques années, à tout le moins à l'échelle de cette étude.

Parce qu'il s'agit de datations sur des espèces ayant évolué dans des conditions distinctes (marin versus lacustre), nous avons utilisé les âges calibrés afin d'évaluer le *HWE*. Ainsi, les âges de 8205 ans cal BP des foraminifères (Roy et al., 2011) et celui de 13891 ans cal BP des ostracodes (Dell'Oste, 2010) à la baie James ont été utilisés pour évaluer le *HWE*. La

différence entre ces deux âges (13891 et 8205 ans cal BP) donne un aperçu de la correction globale, qui est de l'ordre de 5586 ± 268 années. Ce nombre a été obtenu en soustrayant un total de 100 années, une valeur arbitraire qui représente le matériel possiblement érodé durant le drainage du lac. Nous estimons que ce chiffre, qui représenterait près d'un mètre de rythmites (~ 1 cm/couplet) est réaliste dans le contexte de l'étude. En effet, en tenant compte que les argiles glaciolacustres où ont été prélevés les ostracodes se trouvent plus en profondeur dans la coupe stratigraphique, il est fort probable qu'ils soient plus vieux que les foraminifères récupérés par-dessus l'horizon de drainage. L'incertitude de 268 années associées à cette correction provient de l'incertitude des âges ^{14}C (168 années), ainsi que l'ajout de 100 ans qui représentent la tranche de sédiments possiblement érodée lors de la mise en place de la bande de silts, laquelle devrait être en terme de position stratigraphique équivalente aux sédiments reposant sous ceux de la Mer de Tyrrell qui renferment les foraminifères ayant été datés (8020 ans cal BP). Nous obtenons donc au final, une correction de 5586 ± 268 années qui pourrait être appliquée directement aux âges calendaires de cette étude afin d'en déduire leur âge « réel », à condition que ces assomptions soient valides.

Cette correction a donc été appliquée aux 3 âges ^{14}C de cette étude, lesquels ont été préalablement calibrés. Les âges ainsi obtenus sont 7685 ± 326 , 6573 ± 332 et 7739 ± 324 yr cal. BP (tableau 4.5). Ces âges sont plus jeunes (~ 500 ans) que ce qui aurait pu être anticipé par rapport à la chronologie du drainage final du Lac Ojibway à la baie James (Barber et al., 1999; Roy et al., 2011). Cette chronologie pour la vidange dérive cependant de matériel marin qui est aussi sujet à des corrections complexes. Cette différence souligne que cette approche n'est probablement pas parfaite, ou encore, que l'interprétation de cette bande de silt n'est pas juste. Néanmoins, l'approche préconisée suggère l'existence d'un effet « eau dure » considérable, d'un ordre de grandeur voisinant les 5000 ans.

Tableau 4.5 : Âges radiocarbone calibrés et corrigés.

# d'échantillon - localisation	Matériel daté	CAMS Lab. # ^A	Âge ¹⁴ C (yr BP) ^B	Âge calendaire (1 σ écart; yr BP) ^C	Âge calendaire réel (yr BP) ^E
07RU76f Baie James	Foraminifères	138965	8020 \pm 60	8128 - 8282 (8205)	N/A
08RU04 Baie James	Ostracodes	145962	12040 \pm 80	13800 - 13981 (13891)	N/A
09-MM027-2 NW Abitibi	Ostracodes	153500	11400 \pm 40	13213 - 13329 (13271)	7685 \pm 326
09-MM026-2 NW Abitibi	Ostracodes	153501	10360 \pm 60	12095 - 12223 (12159)	6573 \pm 332
10-MM006-2 NW Abitibi	Ostracodes	153502	11460 \pm 50	13269 - 13381 (13325)	7739 \pm 324

A) Mesuré au centre de recherche Lawrence Livermore National Laboratory (California) par la méthode AMS (Accelerator Mass Spectrometry).

B) Les âges ont été calculés en utilisant la demi-vie de Libby 5568 ans, suivant les conventions de Stuiver and Polach (Radiocarbon, v. 19, p.355, 1977).

C) Calibration à l'aide de CALIB 6.1 (Stuiver et al., 1998) ; âge moyen entre parenthèse.

D) Cette correction a été obtenue en enlevant 5586, valeur correspondant à la différence entre les âges calibrés obtenu sur les ostracodes et foraminifères bordant l'horizon de drainage Ojibway à la baie James (13891 - 8205).

De façon générale, les âges ainsi obtenus sont relativement jeunes si l'on considère la bande silteuse comme étant un horizon de drainage lié à la vidange finale du Lac Ojibway. Spécifiquement, elles sont près de 500 ans plus jeunes que la date de 8205 années calendaires BP proposé par Roy et al. (2011) pour l'épisode de drainage documenté à la baie James. Bien que plus jeunes, ces âges corrigés semblent plus réalistes que les résultats non corrigés dans le contexte de cette étude. Par ailleurs, la zone d'étude se trouve à environ 400 km de la coupe de la Rivière Rupert où les données ¹⁴C à la base de l'estimation pour le *HWE* ont été produites. Cette distance place la zone d'étude beaucoup plus loin par rapport à la source de « carbone inerte », ce qui signifie que cette correction pourrait être moins grande dans le secteur d'étude et par conséquent, pourrait expliquer cet écart entre les âges documentés et l'évènement de drainage final. Cependant, il demeure qu'il ne s'agit que d'une estimation et que le point le plus important est l'apport d'un ordre de grandeur pour l'effet du vieux carbone dans le bassin du Lac Ojibway (5586 \pm 268 ans). Cette approche a été évaluée ici en raison du manque de matériel pouvant être utilisé afin de dater la bande silteuse. Il sera cependant nécessaire de raffiner cette approche à l'aide de plusieurs autres datations. Idéalement des comparaisons devront être faites avec des datations ¹⁴C de matériel terrestre.

4.6 Discussion des résultats sur la composition et la chronologie de la séquence de tardives Ojibway et leur importance dans la déglaciation

Ces nouveaux résultats apportent des précisions sur la signification de cette bande de silt présente dans la partie supérieure de la séquence de rythmites Ojibway dans la région du lac Abitibi. Les résultats montrent un contraste marqué en ce qui a trait à la composition granulométrique de la séquence sédimentaire : les rythmites qui englobent la bande blanchâtre sont dominées par la fraction argileuse tandis que cette bande est composée essentiellement de silts. Ces données confirment donc les observations de terrain. Cette bande silteuse est également caractérisée par une augmentation légère de la teneur en carbone inorganique. Les sites où cette bande est recouverte par plus de 50 cm de rythmites démontrent que cette augmentation en carbone n'est pas reliée à un lessivage de la partie sommitale par les processus pédologiques. Les données des isotopes de l'oxygène mesurés sur les ostracodes montrent également des changements marqués dans cette séquence. Les microfossiles des rythmites reposant sous la bande de silt montrent des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ relativement faibles (-24,04 à -25,03 ‰), qui témoignent du fait que le Lac Ojibway a été principalement alimenté par les eaux de fonte du glacier en récession. La bande de silt montre des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ relativement similaires. Globalement, ces valeurs sont en accord avec d'autres études sur les sédiments du Lac Ojibway (Hillaire et al., 2008; Roy et al., 2011). Par contre, les rythmites reposant sur la bande de silts montrent des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ entre -10,31 ‰ et -10,03 ‰, ce qui suggère un changement important de la source hydrique alimentant le bassin du Lac Ojibway.

Mis en commun, ces changements de composition et les variations des valeurs isotopiques permettent de mieux comprendre le contexte de mise en place de cette séquence de sédiments Ojibway. Ces données suggèrent fortement un changement dans le milieu de déposition, suite à la vidange possible du Lac Ojibway. Ainsi, les valeurs isotopiques nous indiquent que lors du dépôt de la dernière portion de la séquence sédimentaire, le Lac Ojibway n'était plus alimenté par la marge glaciaire et qu'il en était complètement dissocié. La fin de la section, c'est-à-dire le dernier mètre d'argiles rythmées se serait alors déposée dans un lac d'eau

profonde représentant possiblement un vestige du Lac Ojibway. Ce lac devait fort probablement avoir existé à la dépression isostatique régionale, dont le rebond postglaciaire subséquent a mené au lac Abitibi actuel. Ces rythmites argileuses témoignent donc d'un paléolac Abitibi.

Dans ce contexte, l'horizon silteux pourrait donc être interprété comme étant une « varve de drainage », car les données $\delta^{18}\text{O}$ démontrent clairement que cet horizon marque la fin du Lac Ojibway dans la région. Cependant, celui-ci diffère de l'horizon de drainage documenté à la baie James qui est composé de boules argileuses, ainsi que de galets de lithologie cristalline (avec absence de lithologies de la plateforme d'Hudson) qui marque en quelque sorte la trajectoire et la force associée au mouvement des eaux de vidange (figure 4.7) (Roy et al., 2011).

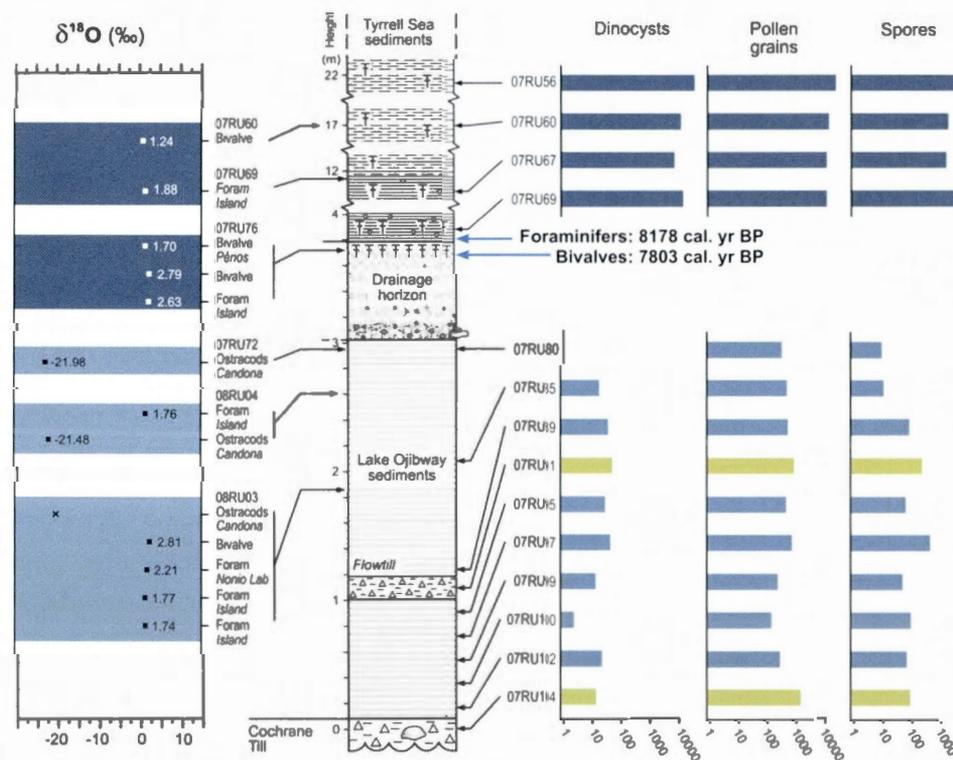


Figure 4.7 : Séquence stratigraphique comprenant l'horizon de drainage et montrant des évidences pour des épisodes d'échange entre le Lac Ojibway et de la Mer de Tyrrell (présence de fossiles marins dans des sédiments glaciolacustres). Tiré de Roy et al. (2011).

Cette bande de silt pourrait correspondre à un abaissement drastique du niveau du Lac Ojibway, mais pas nécessairement relié à un mouvement énergétique (catastrophique) des eaux de fonte, comme en témoignent l'absence de structures sédimentaires ou l'homogénéité des tailles granulométriques de cet horizon. Cette interprétation est supportée par l'absence de sables, graviers et autres structures apparentes (c.-à-d. boules argileuses). De ce fait, cette « bande » marque possiblement l'abaissement de la tranche d'eau composant le Lac Ojibway, et l'absence de structures sédimentaires associées à un drainage drastique reflète fort probablement la position du site d'étude dans le bassin Ojibway, c'est-à-dire à la marge sud du lac. L'appellation « varve de drainage » semble donc plus fortuite dans le contexte actuel, qu'horizon de drainage, compte tenu de sa signification liée au drainage du Lac Ojibway.

La comparaison de datations ^{14}C sur des microfossiles de sédiments glaciolacustres (ostracodes) et glaciomarins (foraminifères) qui ceinturent l'unité de drainage du Lac Ojibway à la baie James a permis de contraindre l'effet « eau dure » (Hard water effect) sur les âges ^{14}C du milieu glaciolacustres (Dell'Oste, 2010; Roy et al., 2011). L'apport de la correction apportée aux datations réalisées sur la varve de drainage, bien que donnant au final des âges relativement jeunes par rapport à l'évènement de drainage lui-même, demeure toutefois significatif. Cette approche fournit un estimé robuste de l'effet de l'eau dure sur les datations ^{14}C , et de ce fait, permet une meilleure interprétation de l'âge de mise en place de cet horizon. En effet, les deux âges ^{14}C de 11400 et de 11460 années BP (la troisième n'étant pas prise en compte du à sa grande différence par rapport aux autres) ont été corrigés de 5586 ± 268 années. Ces valeurs corrigées et calibrées donnent des âges de 7685 ± 326 , et de 7739 ± 324 années calendaires BP. Ces données préliminaires permettent de placer cet évènement dans le contexte de déglaciation régionale. Cet évènement se rapproche donc de la vidange finale du Lac Ojibway, dont l'âge estimé à 8470 ans cal BP est généralement reporté pour le drainage de l'ensemble du Lac Agassiz-Ojibway (Barber et al., 1999), ainsi qu'à l'âge de 8205 ans cal BP mis de l'avant par Roy et al. (2011). Cet évènement pourrait représenter le plus jeune des deux épisodes de drainages (figure 4.8) documentés dans des séquences marines qui suggèrent la présence d'une structure à deux pics, représentant l'évidence d'au moins deux épisodes de drainage, aux alentours de cet évènement (Ellison et al., 2006; Hillaire-Marcel et al., 2007; Lajeunesse et St-Onge, 2008).

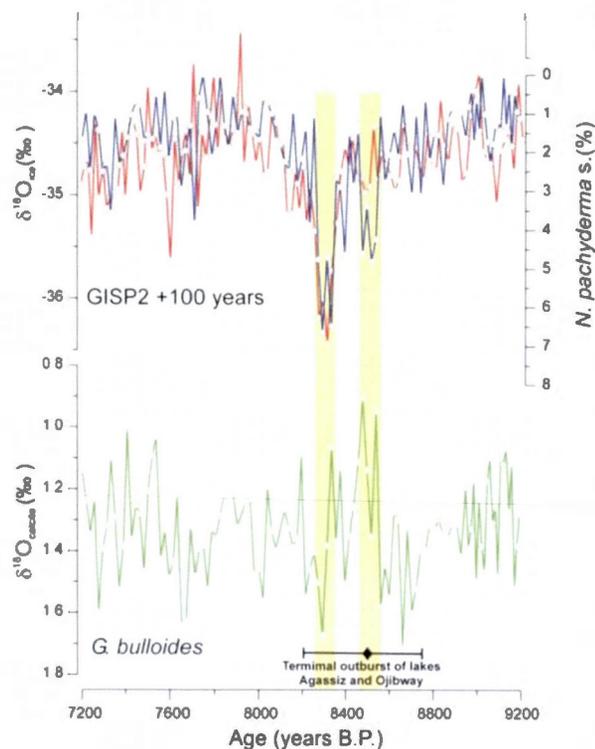


Figure 4.8 : Évidence d'épisodes multiples de décharges d'eau de fonte dans l'Atlantique Nord, suggérant un drainage du Lac Agassiz-Ojibway en au moins deux épisodes majeurs. (Ellison et al., 2006; Hillaire-Marcel et al., 2007; Lajeunesse and St-Onge 2008)

La différence entre nos âges et particulièrement celle avancée par Roy et al. (2011) est relativement faible et peut être expliquée par une variation de «l'effet eau dure» au sein du Lac Ojibway. À tout le moins, ces âges associent cet événement à la déglaciation finale du secteur. Il est important de relater que les deux âges présentés sont des estimations, à défaut d'avoir d'autres méthodes afin de corriger les résultats, ainsi que le manque matériel à dater (c.-à-d. bois, organismes terrestres, etc.). Cependant, ces âges permettent de mettre en contexte les données isotopiques et ainsi d'interpréter cette bande de silt comme étant une varve de drainage s'étant mise en place durant la (probable) dernière vidange reportée du Lac Ojibway. Cette bande de silt marque donc le passage d'un lac proglaciaire à un lac postglaciaire, dont l'étendue (superficie) devait être grandement réduite. La mise de l'avant de ce nouveau contexte concernant les phases tardives du Lac Ojibway contribue à la compréhension du contexte paléographique de la déglaciation régionale, ce qui permet ainsi de mieux définir le contexte de formation des différents niveaux de terrasses d'érosion.

CHAPITRE V

SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE, CONCLUSIONS ET TRAVAUX FUTURS

5.1 Paléogéographie

La géomorphologie et la composition des sédiments glaciolacustres de la région du Lac Abitibi semblent indiquer que le Lac Ojibway a connu des variations drastiques de son niveau vers la fin de son existence. Les nombreuses terrasses d'érosions lacustres suggèrent que le lac a expérimenté différentes phases de bas niveau qui pourraient être liées aux événements ayant mené au drainage du Lac Ojibway. La vidange finale du Lac Ojibway se serait produite de façon sous-glaciaire suivant l'amincissement du glacier d'Hudson dans la baie d'Hudson (Clark et al., 2003, 2004; Lajeunesse et St-Onge, 2008), ce qui aurait subséquemment mené à l'incursion de la Mer de Tyrrell dans les basses terres de la Baie-James (Hardy, 1982). La déglaciation d'une portion de l'Abitibi et des basses terres de la Baie-James a aussi été marquée par les trois réavancées de Cochrane au sein du Lac Ojibway (Hardy, 1977, 1982). Celles-ci ne semblent cependant pas affecter directement le haut de la séquence des argiles glaciolacustres Ojibway de la région d'étude. Bilodeau et Veillette (2008) ont d'ailleurs cartographié ce qui pourrait être la limite sud de ces réavancées, limite situé à plusieurs kilomètres de la zone d'étude, par la présence de petits clastes dans les argiles.

La région du Lac Abitibi et de la ville de La Sarre est donc marquée par la présence d'une plaine argileuse typique des zones envahies par les eaux du Lac Ojibway. La partie sommitale des séquences glaciolacustres montre une varve de drainage comprise de part et d'autre de rythmites argileuses. Cette varve de drainage est caractérisée par une augmentation de la granulométrie, passant des argiles vers les silts fins à moyens, en plus d'une légère augmentation de la teneur en carbone inorganique. Cette bande s'est probablement mise en place lors de l'abaissement soudain du niveau d'eau, un événement qui pourrait être associé à la mise en place d'une unité enregistrant la vidange finale du Lac Ojibway à la Baie James

(Roy et al., 2011). Cette unité est surmontée d'argiles marines. Diverses analyses isotopiques démontrent que cet horizon marque la transition abrupte d'un milieu lacustre (Lac Ojibway) vers un milieu marin associé à la Mer de Tyrrell.

Les variations des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ des rythmites comprenant la bande silteuse démontrent également un changement drastique d'environnement. En effet, les argiles rythmées surmontant la bande de silt montrent une augmentation des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ allant de valeurs d'eaux de fonte glaciaire vers des valeurs modernes de précipitation/ruissellement similaires à celles rencontrées pour de telles latitudes. Ce changement isotopique semble démontrer que la bande silteuse représente la vidange finale du Lac Ojibway pour ce secteur. La mise en place de cette varve de drainage a donc été suivie par une phase d'eau profonde qui a résulté par la déposition de près d'un mètre de rythmites argileuses. Cette faible amplitude sédimentaire indique que ce lac n'a probablement duré qu'une courte période de temps. En somme, cette séquence sédimentaire enregistre le passage d'un milieu lacustre pro-glaciaire où l'influence de la marge glaciaire est encore très marquée, à un milieu lacustre postglaciaire, où la marge n'est plus liée au plan d'eau.

Les variations du plan d'eau Ojibway dans cette plaine argileuse auront favorisé la formation d'une succession de différentes terrasses d'érosions lacustre. La région du Lac Abitibi présente ainsi de spectaculaires exemples illustrant l'érosion du à l'effet des vagues qui impliquent la stagnation (phases stables) du plan d'eau à diverses élévations. Plusieurs mesures d'élévation réalisées sur ces gradins d'érosion démontrent de façon sans équivoque l'occurrence d'au moins 3 anciens niveaux lacustres distincts (290 m, 297 m et 313 m). Ces élévations se trouvent sous les niveaux maximaux documentés pour le Lac Ojibway (Veillette, 1994). Un quatrième niveau de terrasses a été mesuré (267 m), mais les profils morphologiques de ces gradins, ainsi que leur positionnement dans la région d'étude, les associent à un paléolac Abitibi.

Le rebond postglaciaire a certainement joué un rôle important concernant l'évolution de ce plan d'eau postglaciaire, mais les causes exactes de l'existence de ce lac post-glaciaire demeurent encore mal connues. Le niveau du Lac Ojibway avant son drainage final était

maintenu par l'exutoire Kinojévis au sud, ainsi alors que les eaux de fontes étaient retenues par la marge glaciaire au nord. Il est possible que ce lac postglaciaire ait été maintenu par le même exutoire suivant le drainage du Lac Ojibway, mais aucune évidence physique expliquant l'établissement d'une seconde phase d'eau profonde n'a été reconnue dans cette étude. Cependant, si l'on considère que le territoire était nouvellement déglacé, il est fort probable qu'un certain laps de temps a été nécessaire afin que le rebond postglaciaire puisse rétablir un réseau hydrographique permettant de drainer librement les eaux vers la Baie-James. Ce contexte aurait pu occasionner l'existence de plusieurs phases lacustres (à différentes élévations) sur quelques dizaines, voir centaines d'années. Bien que l'établissement de ces différents niveaux de terrasses tardives semble en accord avec la mise en place de la varve de drainage et la vidange du Lac Ojibway, l'absence d'une contrainte temporelle sur ces paléorivages ne permet pas de situer leur formation par rapport aux événements liés au drainage du Lac Ojibway. Même si plusieurs travaux de sondage ont été réalisés, pas de bois ou aucun autre matériel végétal ou animal n'a été retrouvé.

Les données recueillies sur les élévations des terrasses glaciolacustres permettent aussi des calculs de rebond postglaciaire. Les taux de rebond déterminés permettent d'estimer qu'une courte période de temps sépare la vidange du Lac Ojibway et l'établissement du premier niveau de terrasse. Vincent et Hardy (1977) ont mesuré des relèvements différentiels pour les hauts niveaux lacustres du Lac Ojibway allant jusqu'à 1,2 m/km. Comme le taux de rebond postglaciaire est une fonction exponentielle, il sera beaucoup plus grand peu de temps après la déglaciation du territoire et plus faible au fur et à mesure que le temps s'écoule. Le taux avancé par Vincent et Hardy pour les hauts niveaux du Lac Ojibway diffère de peu avec la valeur de 0,9 m/km mesuré pour le plus haut niveau de terrasses documenté dans cette étude. Les deux autres niveaux d'élévations inférieurs montrent des taux de rebonds moindres (0,6 m/km et 0,4 m/km), ce qui suggère qu'ils se sont formés plus tard dans la déglaciation. La faible différence entre ces taux de rebond postglaciaire est fort probablement due à un faible écart de temps entre la mise en place de ces deux événements. La mise en place de différents niveaux de terrasses a certainement suivi l'évolution du rebond postglaciaire, ainsi que l'ouverture de nouvel exutoire vers le nord (sous-glaciaire) ou un autre exutoire encore non identifié vers le sud. Quant aux terrasses les moins élevées, c.-à-d. celles associées au

paléolac Abitibi, elles témoignent certainement du développement du réseau hydrographique, lequel a mené au niveau du protolac Abitibi et éventuellement jusqu'au niveau actuel, à travers le début de l'holocène.

5.2 Conclusion

L'étude de la géomorphologie ainsi que de la stratigraphie de la région du Lac Abitibi et de La Sarre en Abitibi a démontré que le Lac Ojibway a expérimenté plusieurs changements de configuration vers la fin de son existence. Ces événements tardifs sont exprimés, notamment, par la présence de terrasses d'érosion lacustres incisées dans la plaine d'argile. Les mesures d'élévation effectuées sur les différents étalements de gradin d'érosion lacustre anciens indiquent l'occurrence d'au moins trois phases de bas niveau. L'élévation de ces phases suggère qu'elles témoignent d'épisodes tardifs reliés à un ou des exutoire(s) de basse élévation, distincts de ceux qui sont associés aux niveaux plus anciens (et plus haut). Un quatrième niveau restreint au territoire ceinturant le Lac Abitibi et présentant les élévations les plus basses, semble témoigner d'un lac postglaciaire marquant la transition vers une rééquilibration du système hydrographique régional. Ces nouvelles données ajoutent ainsi de nouveaux éléments aux différents travaux réalisés sur les hauts niveaux du Lac Ojibway (Vincent et Hardy, 1977; Veillette, 1994), en plus de contribuer aux efforts mis de l'avant afin de mieux comprendre les mécanismes et les impacts qu'aura eu le drainage du Lac Agassiz-Ojibway, contribuant ainsi à la compréhension globale des événements suivant la déglaciation du territoire de ce secteur de l'Abitibi.

En plus de ces éléments géomorphologiques, les séquences sédimentaires du territoire d'étude renferment également des informations pertinentes à l'histoire tardive du Lac Ojibway. Cet aspect est représenté par la présence d'une varve de drainage comprise entre des sédiments glaciolacustres rythmés. Des ostracodes extraits de cette bande de drainage ont donné des âges radiocarbone qui sont vraisemblablement affectés par la présence de « vieux » carbone dissous dans les eaux du lac, ce qui cause un vieillissement apparent des âges. Une étude de comparaison d'âges ^{14}C provenant de sédiments glaciolacustres et

glaciomarins ceinturant une unité de vidange du Lac Ojibway à la baie James semble donner un ordre de grandeur de 5000 ans pour ce vieillissement. Cette approche donne des âges ^{14}C près de 7700 années calendaires BP.

L'étude approfondie de cette séquence sédimentaire, ainsi que les éléments morphologiques de bas niveau lacustre aura permis de mieux comprendre les événements qui ont précédé et entourent le drainage final du Lac Ojibway. Ces travaux amènent d'une part de nouvelles données, mais fournissent aussi de nouvelles approches méthodologiques quant à l'étude de l'histoire du Lac Ojibway. Ainsi, il a été démontré l'utilité de l'usage de GPS, couplé au DVP permettent de définir différents niveaux de terrasses. De plus, l'étude des sédiments Ojibway fournit également une approche alternative pouvant permettant l'utilisation de datation absolue caractérisant l'évolution du Lac Ojibway. Ces méthodes et les résultats qui en découlent forment des travaux préliminaires qui serviront de tremplin à de nombreux travaux qui seront nécessaires pour élucider et de comprendre avec certitude l'histoire du Lac Ojibway et la déglaciation de cette région.

5.3 Travaux futurs

Les travaux de ce projet de recherche sur l'histoire du Lac Ojibway ont soulevé certains aspects qui nécessiteront des précisions lors de travaux futurs. Premièrement, les nouvelles approches et méthodes devront être validées et leur utilisation devra être étendue à une plus grande échelle. Ceci concerne principalement les données reliées aux terrasses d'érosion qui ont été faites que sur une petite portion du territoire couvert par le Lac Ojibway. D'autres mesures d'élévations devront être réalisées sur l'ensemble du territoire afin de déterminer l'étendue de ces phases tardives, ce qui permettra entre autres de préciser les différents niveaux documentés, en plus de faciliter les corrélations de terrasses, ainsi que de mieux définir l'axe de relèvement isostatique et le taux de relèvement postglaciaire. De plus, il est évident que l'obtention de données chronologiques est capitale dans la compréhension des mécanismes qui ont mené à la formation de ces différents niveaux au cours de la déglaciation. Ceci pourrait être fait par la découverte de fragments de bois à la base de

certain gradins d'érosion. Ce qui permettrait de documenter l'effet de vieux carbone sur les datations radiocarbone. Une approche plus productive serait de tenter des datations par luminescence optique de deltas de basse élévation qu'on retrouve dans la région de La Sarre (Thibaudeau et Veillette, 2005). Même si la précision de ces âges ne permettrait pas de distinguer les différents niveaux de façon absolue, ces contraintes chronologiques rendraient possible du moins de cadrer ces événements dans le contexte de déglaciation régionale. Enfin, l'analyse de longues séquences sédimentaires permettrait de mettre en contexte les changements de composition (granulométrie, carbone inorganique, $\delta^{18}\text{O}$) de la section de rythmites renfermant la varve de drainage, en plus d'apporter des précisions sur les événements de Cochrane dans le nord-ouest du Québec. Finalement, la datation d'autres séquences de drainage dans les basses terres de la baie d'Hudson similaires à celle retrouvée sur la rivière Rupert (Dell'Oste, 2010) fournirait des données additionnelles et indispensables à la compréhension des mécanismes qui ont mené à la déglaciation finale.

APPENDICE A

Tableau A.1 : Résultats des teneurs (%) en azote, carbone inorganique, ainsi que les pourcentages des principales classes granulométriques pour la séquence sédimentaire. Le positionnement est par rapport à bande silteuse (BS) en cm.

Site	#échantillon	Position selon la bande de silt (cm)	Azote (%)	% Carb. Inorg.	Argile (%)	Silt Fin (%)	Silt médium (%)	Silt grossier (%)	Sable fin (%)	
09-MM006	9	15	0,20	0,01	16,800	25,100	8,700	3,400	43,800	
	10	10	0,16	0,07	39,318	43,333	17,117	0,232	0,000	
	3	5	0,12	0,08	45,237	44,791	9,972	0,000	0,000	
	BS - 4	0	0,05	1,85	13,854	36,242	28,835	21,069	0,000	
	5	-5	0,06	1,34	68,670	27,606	3,724	0,000	0,000	
	6	-15	0,08	2,08	77,362	22,629	0,000	0,000	0,000	
	7	-25	0,07	1,92	81,728	18,261	0,000	0,000	0,000	
	8	-35	0,05	1,57	81,404	18,481	0,115	0,000	0,000	
09-MM023	7	15,00	0,07	0,86	43,506	44,102	12,392	0,000	0,000	
	6	5,00	0,08	0,25	58,266	33,243	8,492	0,000	0,000	
	BS - 4	0	0,04	2,46	18,053	39,138	24,467	0,183	0,000	
	5	-5,00	0,08	1,59	66,739	29,329	3,933	0,000	0,000	
	8	-15,00	0,15	1,49	79,267	17,844	2,889	0,000	0,000	
	9	-25,00	0,07	2,05	84,481	15,392	0,128	0,000	0,000	
	10	-35,00	0,07	2,25	78,753	18,644	2,603	0,000	0,000	
09-MM024	7	15,00	0,08	0,21	58,116	34,222	7,662	0,000	0,000	
	5	5,00	0,07	1,49	63,304	32,580	4,116	0,000	0,000	
	BS - 4	0,00	0,04	2,53	16,014	38,390	27,739	0,179	0,000	
	6	-5,00	0,07	1,68	76,153	20,936	2,911	0,000	0,000	
	8	-15,00	0,07	1,98	75,253	21,496	3,252	0,000	0,000	
09-MM025	9	-25,00	0,07	1,77	84,154	15,837	0,009	0,000	0,000	
	4	5,00	0,12	0,11	46,271	45,324	8,404	0,000	0,000	
	BS - 9	0,00	0,08	2,19	16,520	48,326	25,586	0,096	0,000	
	5	-5,00	0,07	1,65	66,447	30,311	3,243	0,000	0,000	
	6	-15,00	0,07	2,64	74,287	22,624	3,088	0,000	0,000	
	7	-25,00	0,07	2,67	73,146	23,990	2,864	0,000	0,000	
09-MM026	8	-35,00	0,08	2,54	71,089	25,875	3,036	0,000	0,000	
	8	35,00	0,07	1,12	60,604	36,626	2,770	0,000	0,000	
	7	25,00	0,07	1,31	64,629	33,310	2,061	0,000	0,000	
	6	15,00	0,06	1,53	61,881	33,203	4,916	0,000	0,000	
	5	5,00	0,07	1,53	61,578	33,461	4,961	0,000	0,000	
	BS - 4	0,00	0,05	2,53	19,113	52,145	22,028	0,067	0,000	
	9	-5,00	0,07	1,61	64,665	31,965	3,370	0,000	0,000	
	10	-15,00	0,07	1,99	70,552	26,513	2,935	0,000	0,000	
	11	-25,00	0,07	2,44	72,727	24,193	3,080	0,000	0,000	
	09-MM027	8	35,00	0,07	1,09	44,284	44,614	11,020	0,001	0,000
		7	25,00	0,07	2,20	47,066	46,925	6,008	0,000	0,000
6		15,00	0,06	2,28	49,091	46,060	4,849	0,000	0,000	
5		5,00	0,06	2,53	49,257	43,905	6,838	0,000	0,000	
BS - 4		0,00	0,05	3,15	20,299	56,822	17,678	0,052	0,000	
9		-5,00	0,08	2,38	61,396	33,667	4,937	0,000	0,000	
10		-15,00	0,07	2,35	66,734	29,374	3,892	0,000	0,000	
09-MM028	5	5,00	0,09	0,11	50,066	44,890	5,044	0,000	0,000	
	BS - 4	0,00	0,04	2,56	17,949	52,449	22,914	0,067	0,000	
	6	-5,00	0,08	1,74	64,060	32,814	3,126	0,000	0,000	
	8	-15,00	0,07	2,73	62,844	31,984	5,173	0,000	0,000	
	9	-25,00	0,07	2,55	63,569	31,121	5,310	0,000	0,000	
	9	-35,00	0,06	2,60	63,018	31,966	5,016	0,000	0,000	
09-MM030	5	5,00	0,11	0,11	46,533	39,902	13,564	0,000	0,000	
	BS - 4	0,00	0,05	2,29	15,693	45,864	27,285	0,112	0,000	
	6	-5,00	0,07	1,55	70,060	26,598	3,342	0,000	0,000	
	7	-15,00	0,07	0,72	83,088	16,901	0,011	0,000	0,000	
	8	-25,00	0,08	0,97	73,129	26,462	0,409	0,000	0,000	
09-MM032	9	-35,00	0,07	1,00	76,922	20,521	2,557	0,000	0,000	
	5	5,00	0,12	0,07						
	BS - 4	0,00	0,05	0,01						
	7	-15,00	0,07	0,07						
	8	-25,00	0,07	0,03						
09-MM033	9	-35,00	0,06	0,11						
	6	15,00	0,05	0,04	57,967	35,530	6,503	0,000	0,000	
	5	5,00	0,08	0,26	55,618	36,378	8,004	0,000	0,000	
	BS - 4	0,00	0,04	2,67	19,256	52,907	21,546	0,063	0,000	
	7	-5,00	0,06	1,18	60,058	36,096	3,846	0,000	0,000	
	8	-15,00	0,07	1,93	71,818	28,000	0,182	0,000	0,000	
	9	-25,00	0,08	2,00	81,346	18,483	0,171	0,000	0,000	
10	-35,00	0,07	2,34	71,737	24,826	3,437	0,000	0,000		

Site	#échantillon	Position selon la bande de silt (cm)	Azote (%)	% Carb. Inorg.	Argile (%)	Silt Fin (%)	Silt médium (%)	Silt grossier (%)	Sable fin (%)
10-MM006	4	15,00	0,07	1,90	68,148	27,684	4,168	0,000	0,000
	5	5,00	0,08	1,93	71,879	23,739	4,382	0,000	0,000
	BS - 12	1,50	0,04	3,33	15,068	45,668	25,989	0,133	0,000
	BS - 13	0,00	0,04	2,83	17,278	47,625	24,136	0,110	0,000
	BS - 14	-1,50	0,04	2,59	18,031	47,109	24,046	0,108	0,000
	6	-5,00	0,07	1,96	64,715	32,471	2,814	0,000	0,000
	7	-15,00	0,07	2,25	76,931	20,375	2,695	0,000	0,000
	8	-25,00	0,08	2,37	75,915	21,268	2,818	0,000	0,000
	9	-35,00	0,08	2,48	76,633	20,340	3,026	0,000	0,000
	10	-45,00	0,09	2,18	80,431	17,453	2,116	0,000	0,000
	11	-55,00	0,08	2,53	76,445	20,673	2,882	0,000	0,000
10-MM013	6	25,00	0,08	2,02	63,773	30,979	5,248	0,000	0,000
	5	15,00	0,08	2,02	66,744	28,356	4,860	0,000	0,000
	4	5,00	0,08	2,01	56,776	35,427	7,857	0,000	0,000
	BS - 7	0,00	0,08	3,14	13,885	42,388	28,625	0,151	0,000
	8	-5,00	0,08	2,10	67,976	28,936	3,088	0,000	0,000
	9	-15,00	0,08	2,37	71,573	25,409	3,018	0,000	0,000
	10	-25,00	0,08	2,55	73,250	23,983	2,767	0,000	0,000
	11	-35,00	0,09	2,27	79,083	18,298	2,619	0,000	0,000

APPENDICE B

Tableau B.1 : Mesures de positionnement (x, y) et d'élévation (z) des terrasses d'érosions lacustre mesurées à l'aide de la technologie DVP.

Légende (points exclus) :

1. Couverture végétale trop importante
2. Mauvaise position de la prise de mesure par rapport à la terrasse
3. Terrasse mal définie dans le secteur de la prise de mesure
4. Terrasse ou segment de terrasse contrôlé par le soubassement rocheux

Ligne	Photos	Numéro	Position X	Position Y	Élévations Z (m)	Médiane	Écart type
A	Q72104/ 110-112	A11101	633719,10	5422721,51	311,98	311,98	0,0000
		A11102	633876,68	5422737,30	311,98		
		A11103	633991,51	5422830,07	¹ 313,59		
A	Q72104/ 110-112	B11101	635837,17	5421967,08	302,93	302,93	0,7608
		B11102	635975,05	5422034,47	303,58		
		B11103	636047,46	5422121,67	303,93		
		B11104	636165,92	5422201,71	¹² 304,71		
		B11105	636305,73	5422140,32	302,93		
		B11106	636389,16	5422090,64	301,94		
B	Q72130/ 115-118	A11501	632874,03	5419344,27	307,78	308,22	0,7516
		A11502	632937,27	5419276,52	308,08		
		A11503	633017,02	5419269,85	308,36		
		A11504	633094,80	5419192,61	309,50		
		A11505	633120,04	5419131,50	¹ 310,40		
B	Q72130/ 115-118	A11612	633875,06	5417799,06	289,52	288,63	0,7976
		A11613	633910,03	5417737,95	289,24		
		A11614	634134,11	5417528,64	288,02		
		A11615	634182,94	5417447,39	¹ 285,81		
B	Q72130/ 115-118	B11601	635098,19	5417888,30	³ 291,83	292,62	0,7827
		B11602	635002,46	5417938,04	292,41		
		B11603	634947,33	5418001,65	293,33		
		B11604	634935,89	5418168,43	¹ 294,60		
		B11605	635042,64	5418149,50	294,15		

Ligne	Photos	Numéro	Position X	Position Y	Élévations Z (m)	Médiane	Écart type
		B11606	635145,69	5418117,32	292,62		
		A11801	635908,07	5417856,07	292,38		
		A11802	635993,60	5417810,94	292,38		
		A11803	636071,08	5417796,69	292,61		
		A11804	636190,97	5417792,89	293,95		
		A11805	636245,22	5417790,57	293,86		
		A11806	636388,12	5417799,61	293,52		
B	Q72130/ 115-118	C11601	635005,83	5416972,76	286,01	286,01	0,3811
		C11602	635045,65	5417038,03	286,01		
		C11603	635084,36	5417106,76	286,67		
C	Q72114/ 239-241	A23901	636924,02	5410650,00	¹ 286,85		
		A23904	637181,67	5410795,60	289,27		
		A23905	637248,04	5410776,36	289,27		
		A23906	637315,41	5410735,11	289,93		
		A23907	637241,93	5410689,23	290,41		
		A23908	637134,15	5410670,96	290,00		
		A23909	637043,18	5410617,03	289,21		
C	Q72114/ 239-241	A24001	633996,82	5410930,14	² 292,03	290,34	0,2078
		A24002	633835,88	5410826,51	290,34		
		A24003	633819,25	5410985,61	290,34		
		A24004	633881,63	5411019,28	289,98		
C	Q72114/ 239-241	D24001	634115,85	5412581,01	285,63	284,38	1,0298
		D24002	634136,07	5412770,92	285,10		
		D24003	634098,72	5412838,79	284,38		
		D24004	634090,60	5413026,56	283,34		
		D24005	634072,59	5413102,58	283,34		
C	Q72114/ 239-241	C24003	635253,87	5412734,11	287,55	286,68	0,5131
		C24004	635244,08	5412973,86	286,68		
		C24005	635169,15	5413075,41	286,68		
		C24006	635080,38	5413153,75	286,68		
		C24007	634997,10	5413201,16	² 285,97		
		C24008	634972,14	5413320,53	286,45		
		C24009	635012,13	5413397,89	286,80		
		C24010	635023,18	5413469,18	286,80		
		C24011	635017,23	5413565,96	287,63		
C	Q72114/ 239-241	B24003	635105,31	5410520,01	285,16	284,98	0,3523
		B24004	635240,56	5410594,72	284,48		

Ligne	Photos	Numéro	Position X	Position Y	Élévations Z (m)	Médiane	Écart type
		B24005	635320,89	5410592,33	284,98		
		B24006	635391,74	5410538,26	³ 286,18		
D	Q72114/ 64-66	B6401	634965,70	5407930,99	290,82	290,355	0,6656
		B6402	635050,77	5407964,07	290,82		
		B6403	635135,81	5407997,49	290,77		
		B6404	635217,11	5408027,24	289,94		
		B6405	635322,59	5408059,48	289,94		
		B6406	635397,16	5408104,71	289,20		
		B6407	635476,20	5408148,15	² 288,52		
D	Q72114/ 64-66	A6406	634680,11	5406847,11	287,87	288,79	0,9646
		A6414	634741,48	5406817,73	288,61		
		A6415	634836,27	5406803,94	289,79		
		A6416	634918,49	5406832,05	291,12		
		A6423	635415,50	5406891,29	289,63		
		A6424	635508,16	5406898,59	288,97		
		A6420	635153,09	5407030,93	⁴ 293,17		
		A6421	635253,21	5406992,38	⁴ 292,53		
D	Q72114/ 64-66	H6601	634035,59	5408356,69	280,25	278,78	0,8909
		H6602	634020,89	5408276,89	279,04		
		H6608	634086,13	5408208,61	278,90		
		H6609	634127,03	5408122,60	278,31		
		H6610	634162,97	5407944,24	277,54		
		H6611	634185,61	5407875,84	277,54		
		H6612	634211,55	5407788,75	² 277,14		
		H6613	634215,51	5407581,72	278,47		
		H6614	634195,90	5407506,98	278,47		
		H6615	634182,67	5407403,09	279,90		
		H6617	634188,94	5407330,22	279,91		
		H6620	634269,55	5407111,52	279,53		
		H6621	634306,20	5407045,20	278,65		
D	Q72114/ 64-66	C6601	631291,87	5405509,21	273,80	273,55	0,3889
		C6602	631299,89	5405583,63	273,30		
		C6603	631296,59	5405651,47	273,12		
		C6604	631257,36	5405722,01	273,93		
		C6605	631214,21	5405763,26	² 275,01		
D	Q72114/ 64-66	F6601	632242,56	5406095,29	272,83	273,45	0,6298
		F6602	632316,18	5406140,56	273,54		

Ligne	Photos	Numéro	Position X	Position Y	Élévations Z (m)	Médiane	Écart type
		F6603	632355,72	5406172,00	274,26		
		F6604	632364,93	5406227,74	273,45		
		F6605	632429,58	5406265,98	274,07		
		F6606	632489,94	5406248,59	274,47		
		F6610	632567,30	5406282,20	274,85		
		F6611	632603,89	5406326,12	273,81		
		F6614	632633,37	5406366,94	273,46		
		F6615	632666,87	5406420,64	273,10		
F	Q72130/ 180-183	A2328	632022,11	5400904,74	292,67	292,67	0,4186
		A2329	631966,06	5400904,77	293,39		
		A2330	631911,57	5400909,18	292,66		
F	Q72130/ 180-183	B2317	633331,63	5400442,62	284,56	284,80	0,7528
		B2318	633333,07	5400506,66	285,64		
		B2320	633367,32	5400571,81	285,93		
		B2327	633112,39	5400586,94	284,00		
		B2328	633114,63	5400525,67	282,9		
		B2329	633106,17	5400647,80	283,95		
		B2330	633121,56	5400731,90	284,63		
		B2331	633199,50	5400759,51	284,80		
		B2332	633274,31	5400722,04	285,18		
		B2333	633319,31	5400654,94	285,88		
F	Q72130/ 180-183	B2301	632947,43	5400357,40	279,49	279,40	0,2552
		B2304	633035,41	5400315,91	279,17		
		B2308	633126,17	5400229,24	279,65		
		B2311	633229,63	5400176,52	279,09		
		B2315	633341,01	5400154,30	279,71		
		B2316	633434,76	5400156,54	279,30		
F	Q72130/ 180-183	A2311	631733,68	5400686,75	277,47	277,57	0,6606
		A2316	631806,18	5400656,69	277,35		
		A2317	631927,52	5400564,32	278,42		
		A2318	632012,30	5400499,26	277,57		
		A2322	632186,16	5400422,95	278,84		
		A2331	632293,69	5400410,19	280,25		
		A2332	632441,07	5400402,63	281,45	291,07	0,7103
F	Q72130/ 180-183	C2301	632042,92	5398874,79	292,23		
		C2302	632099,29	5398896,99	291,07		
		C2303	632161,20	5398902,11	291,07		

Ligne	Photos	Numéro	Position X	Position Y	Élévations Z (m)	Médiane	Écart type
		C2304	632224,90	5398906,76	290,55		
F	Q72130/ 180-183	D2301	631512,37	5398402,35	281,60	282,92	0,9634
		D2303	631550,58	5398357,35	281,60		
		D2307	631604,55	5398332,51	281,94		
		D2308	631665,26	5398334,93	282,67		
		D2309	631706,99	5398407,03	284,31		
		D2317	632454,53	5398482,14	284,61		
		D2319	632518,76	5398405,11	283,80		
		D2323	632552,80	5398343,25	284,04		
		D2326	632585,13	5398273,62	283,02		
		D2330	632666,32	5398252,48	282,92		
		D2331	632748,35	5398257,83	283,17		
		D2332	632821,59	5398279,35	283,45		
		D2333	632902,62	5398284,58	282,81		
		D2334	632985,02	5398271,40	282,11		
		D2335	633068,18	5398278,61	282,11		
		D2312	632050,81	5398635,46	³ 286,64		
		D2313	632128,77	5398630,58	³ 286,60		
G	Q72123/ 249-250	C25001	631691,68	5397603,85	277,89	277,89	0,0438
		C25002	631719,39	5397628,58	277,89		
		C25003	631757,70	5397590,88	277,89		
		C25005	631713,94	5397537,69	277,93		
		C25006	631759,09	5397479,44	277,93		
		C25008	631794,29	5397544,40	277,81		
G	Q72123/ 249-250	D25002	630655,90	5399049,78	² 277,43	273,99	1,0071
		D25005	630714,36	5399015,00	275,07		
		D25008	630775,44	5399003,97	273,99		
		D25010	630836,05	5399003,67	273,99		
		D25003	630677,46	5399076,64	273,64		
		D25006	630720,75	5399036,46	273,30		
		D25007	630777,15	5398969,59	275,99		
G	Q72123/ 249-250	B25002	630350,57	5397275,78	271,98	272,7	0,5976
		B25006	630506,78	5397189,91	² 274,1		
		B25007	630566,69	5397115,16	272,70		
		B25009	630632,58	5397022,17	272,70		
		B25014	630721,67	5396944,27	273,15		
		B25015	630710,40	5396763,84	271,68		

Ligne	Photos	Numéro	Position X	Position Y	Élévations Z (m)	Médiane	Écart type
		B25016	630730,45	5396496,52	³ 269,65		
		B25017	630762,42	5396383,97	³ 269,65		
G	Q72123/ 249-250	A25006	629240,94	5397263,84	270,79	271,61	0,6671
		A25008	629411,73	5397245,78	271,61		
		A25013	629575,36	5397100,10	272,24		
		A25017	629662,43	5396997,60	272,31		
		A25018	629777,12	5396947,44	271,14		
		A25019	629978,19	5396949,28	¹ 268,83		
K	Q72129/ 163-165	F16405	627444,26	5386771,64	272,12	272,12	0,8429
		F16406	627421,77	5386697,98	272,12		
		F16407	627450,52	5386654,65	270,66		
K	Q72129/ 163-165	D16409	626579,52	5385249,39	273,62	273,49	0,0929
		D16410	626555,03	5385278,17	273,49		
		D16411	626538,58	5385326,37	273,44		
H	Q72108/ 197-199	A19703	628785,38	5394763,72	269,30	268,62	0,9624
		A19717	628795,25	5394731,78	268,61		
		A19727	628900,88	5394358,24	267,06		
		A19728	628949,85	5394280,52	267,01		
		A19729	628769,59	5394844,59	268,62		
		A19730	628756,72	5394894,11	269,01		
		A19731	628735,96	5394989,82	268,39		
		A19732	628712,16	5395088,14	269,22		
		A19733	628682,96	5395122,84	269,22		
		A19734	628641,65	5395153,88	269,60		
		A19735	628595,89	5395162,29	270,16		
		A19736	628622,95	5395199,17	270,60		
		A19737	628673,33	5395190,66	268,87		
		A19738	628712,86	5395223,48	267,93		
		A19739	628746,53	5395254,34	267,93		
		A19740	628770,59	5395313,66	267,33		
		A19741	628792,27	5395384,35	¹ 266,57		
		A19742	628807,58	5395455,12	¹ 266,15		
		A19743	628828,82	5395589,66	¹ 265,20		
		A19744	628936,71	5395610,22	³ 264,36		
		A19747	629425,35	5395350,26	267,95		
		A19748	629587,26	5395261,09	268,06		
H	Q72108/ 197-199	A19750	629136,71	5394780,49	² 275,68	277,47	0,9087

Ligne	Photos	Numéro	Position X	Position Y	Élévations Z (m)	Médiane	Écart type
		A19751	629082,45	5394820,12	276,37		
		A19752	628974,04	5394890,77	276,89		
		A19753	628952,02	5394929,44	277,30		
		A19754	628938,96	5394979,46	277,30		
		A19755	628955,34	5395096,39	278,96		
		A19756	629018,06	5395172,49	278,63		
		A19757	629108,91	5395192,89	278,46		
		A19758	629166,06	5395181,54	277,63		
I	Q72125/ 171-173	C17215	632429,43	5393180,06	280,76	280,32	0,3578
		C17216	632368,92	5393239,44	280,06		
		C17217	632329,13	5393274,79	280,06		
		C17218	632295,73	5393335,27	280,57		
I	Q72125/ 171-173	C17201	632021,97	5393133,45	279,41	278,21	0,9205
		C17202	631938,09	5393100,99	279,41		
		C17208	631860,81	5393111,08	279,18		
		C17211	631815,57	5393213,98	278,21		
		C17212	631780,79	5393303,40	277,34		
		C17213	631656,73	5393409,61	¹² 274,58		
		C17214	631615,57	5393456,58	¹² 275,08		
I	Q72125/ 171-173	B17201	630981,06	5393739,72	276,96	275,61	0,9674
		B17202	630958,13	5393677,15	275,79		
		B17203	630956,73	5393627,17	275,13		
		B17204	630994,35	5393561,13	277,49		
		B17205	631019,70	5393512,68	277,49		
		B17206	631024,18	5393470,67	277,30		
		B17207	630986,16	5393426,55	275,59		
		B17208	630977,39	5393381,77	275,59		
		B17209	630971,44	5393335,35	275,02		
		B17210	630968,93	5393297,16	275,02		
		B17211	630969,89	5393259,53	275,02		
		B17212	630982,20	5393193,71	275,61		
		B17213	631006,98	5393143,11	276,10		
I	Q72125/ 171-173	A17223	629688,12	5391931,17	274,04	273,54	0,6093
		A17224	629728,84	5391840,08	274,45		
		A17225	629787,59	5391985,17	273,17		
		A17226	629841,65	5391931,22	272,81		
		A17229	629917,69	5391859,25	271,60		

Ligne	Photos	Numéro	Position X	Position Y	Élévations Z (m)	Médiane	Écart type
		A17235	629730,25	5391717,39	273,91		
		A17236	629819,89	5391657,21	273,91		
		A17237	629894,09	5391638,67	272,72		
		A17238	629906,50	5391752,27	273,12		
		A17230	629891,94	5391846,70	² 272,47		
I	Q72125/ 171-173	A17211	629336,00	5391199,06	269,45	268,74	0,7035
		A17212	629371,22	5391281,02	269,71		
		A17213	629390,00	5391374,47	268,74		
		A17214	629361,89	5391448,54	268,86		
		A17215	629358,79	5391490,29	268,86		
		A17216	629408,03	5391531,89	268,35		
		A17217	629422,63	5391594,78	267,40		
		A17218	629419,27	5391683,81	267,98		
		A17219	629411,37	5391741,33	268,63		
I	Q72125/ 171-173	B17216	630672,07	5393302,03	269,82	268,87	0,7054
		B17220	630606,67	5393297,32	268,87		
		B17222	630537,69	5393318,92	268,87		
		B17226	630490,15	5393360,70	268,31		
		B17227	630443,24	5393424,13	267,96		
		B17232	630218,53	5393756,53	²³ 263,27		
		B17233	630214,24	5393837,11	²³ 262,61		
		B17234	630156,62	5393960,18	²³ 261,57		
J	Q72129/ 205-207	F20607	630964,94	5386958,64	283,47	283,47	0,2367
		F20608	631014,41	5386935,25	283,47		
		F20609	630998,68	5386879,78	283,88		
		F20610	630961,45	5386844,00	² 285,14		
J	Q72129/ 205-207	D20631	632749,18	5387848,79	283,36	283,36	0,9245
		D20632	632724,51	5387869,91	282,41		
		D20633	632709,41	5387909,11	282,41		
		D20634	632735,70	5387939,28	283,64		
		D20635	632769,68	5387925,97	284,61		
J	Q72129/ 205-207	D20614	632414,37	5388641,97	⁴ 280,92	283,73	0,6834
		D20615	632459,25	5388660,19	⁴ 281,24		
		D20616	632511,97	5388670,03	283,30		
		D20617	632535,46	5388627,01	284,65		
		D20618	632542,93	5388584,97	284,16		
J	Q72129/ 205-207	B20601	630347,28	5387685,22	282,05	282,05	0,5784

Ligne	Photos	Numéro	Position X	Position Y	Élévations Z (m)	Médiane	Écart type
		B20602	630376,54	5387745,44	282,05		
		B20603	630385,54	5387824,13	281,59		
		B20608	630227,14	5387899,17	⁴ 277,78		
		B20609	630254,49	5387944,41	⁴ 278,00		
		B20610	630291,61	5387990,35	⁴ 277,49		
		B20611	630363,24	5387977,65	281,03		
		B20612	630382,17	5387905,07	282,57		
J	Q72129/ 205-207	A20601	630015,17	5387266,89	280,0	279,12	0,7965
		A20602	629932,28	5387337,44	279,6		
		A20603	629925,41	5387433,61	279,0		
		A20611	630038,58	5387496,60	279,7		
		A20612	630025,40	5387583,79	279,2		
		A20613	630004,35	5387642,70	279,2		
		A20620	629947,17	5387687,84	277,8		
		A20621	629898,76	5387679,85	278,1		
		A20622	630067,58	5387333,84	279,1		
		A20618	629897,50	5387620,43	277,94		
		A20619	629874,46	5387616,47	277,94		
J	Q72129/ 205-207	D20621	632438,30	5388044,65	277,57	277,77	0,6205
		D20622	632446,83	5387953,94	276,42		
		D20623	632475,13	5387896,35	276,97		
		D20624	632521,87	5387853,42	276,85		
		D20625	632551,67	5387897,66	277,77		
		D20626	632525,29	5387940,95	277,83		
		D20628	632504,81	5387983,23	277,83		
		D20630	632498,30	5388032,92	278,25		
J	Q72129/ 205-207	D20601	632032,84	5387676,34	⁴ 279,22		
		D20602	632070,01	5387713,20	⁴ 279,22		
		D20606	632086,56	5387760,57	⁴ 277,5		
		D20610	632036,77	5388165,95	274,86	274,86	0,1242
		D20611	631999,01	5388223,41	274,86		
		D20612	631991,28	5388286,64	274,94		
		D20613	631959,44	5388338,85	274,65		
J	Q72129/ 205-207	C20620	630791,14	5388948,32	274,72	273,56	1,1333
		C20621	630812,50	5388995,88	275,07		
		C20622	630712,04	5388854,29	273,56		
		C20623	630645,17	5388835,86	272,65		

Ligne	Photos	Numéro	Position X	Position Y	Élévations Z (m)	Médiane	Écart type
		C20624	630573,51	5388790,20	272,65		
J	Q72129/ 205-207	B20613	630373,55	5388168,48	² 274,73	270,00	0,6617
		B20614	630345,38	5388229,13	² 273,93		
		B20617	630190,27	5388326,35	271,01		
		B20618	630210,10	5388385,12	271,01		
		B20619	630267,57	5388415,05	271,43		
		B20620	630286,46	5388476,16	270,34		
		B20621	630304,11	5388532,71	269,96		
		B20622	630301,38	5388595,57	269,96		
		B20623	630220,40	5388662,09	269,60		
		B20624	630176,73	5388711,22	269,60		
		B20625	630122,49	5388767,24	269,60		
		B20626	630085,79	5388813,32	269,60		
		B20627	630105,36	5388897,04	270,00		
		B20628	630161,00	5388961,87	270,00		
		B20629	630208,05	5388976,69	270,50		
		B20630	630243,64	5388933,51	271,30		
K	Q72129/ 163-165	G16401	627785,13	5384491,21	279,93	279,93	0,9353
		G16402	627776,04	5384569,04	279,93		
		G16403	627749,91	5384675,73	281,55		
K	Q72129/ 163-165	G16406	627524,30	5385707,66	279,42	278,45	0,9254
		G16407	627502,40	5385746,65	278,45		
		G16408	627486,09	5385792,33	277,57		
K	Q72129/ 163-165	H16404	627767,40	5384065,21	277,17	277,17	0,7203
		H16405	627649,08	5384082,77	277,67		
		H16406	627695,98	5384001,62	276,25		
K	Q72129/ 163-165	C16402	626382,29	5384164,34	275,90	274,69	0,7745
		C16403	626412,83	5384098,43	275,18		
		C16404	626438,71	5384038,60	275,24		
		C16405	626457,53	5383964,88	274,69		
		C16406	626811,28	5384274,48	273,92		
		C16407	626801,31	5384198,39	274,56		
		C16409	626867,85	5384066,08	273,69		
K	Q72129/ 163-165	G16409	627737,53	5385754,20	274,57	274,57	0,5547
		G16410	627827,64	5385712,37	274,57		
		G16411	627925,13	5385679,62	274,14		
		G16412	627981,58	5385534,53	275,56		

Ligne	Photos	Numéro	Position X	Position Y	Élévations Z (m)	Médiane	Écart type
		G16413	628106,83	5385467,35	274,21		
		G16414	628217,16	5385363,99	275,16		
K	Q72129/ 163-165	D16401	626399,33	5384778,83	274,19	273,58	0,5005
		D16403	626457,06	5384808,99	273,52		
		D16407	626539,27	5384813,70	273,64		
		D16408	626607,78	5384738,83	272,97		
K	Q72129/ 163-165	E16401	626732,75	5386564,77	274,93	274,06	0,5298
		E16402	626737,03	5386526,59	274,93		
		E16403	626725,20	5386485,83	273,96		
		E16404	626713,94	5386435,61	273,24		
		E16405	626710,62	5386389,90	274,03		
		E16408	626720,12	5386342,02	274,09		
		E16413	626795,41	5386230,63	273,71		
		E16414	626827,11	5386085,07	² 272,57		
		E16415	626795,95	5386003,85	273,24		
		E16417	626770,64	5385939,47	273,78		
		E16421	626867,26	5385740,50	274,20		
		E16424	626869,70	5385679,23	274,10		
		E16428	626863,71	5385633,60	274,14		

APPENDICE C

Tableau C.1 : Données relatives à la séquence sédimentaire Ojibway contenant la bande silteuse et analysée au cours de cette étude.

Site	Rythmites du haut de la séquence	Bande silteuse	Rythmites du bas de la séquence	Total	Rythmites du haut de la séquence	Bande silteuse	Rythmites du bas de la séquence	Estant	Nordant	Altitude
Épaisseur (cm)				Présence d'ostracodes			NAD 83 - ZONE 17		(m)	
09-MM006	55	12	37	104	x	x	✓	623074	5407415	289
09-MM023	48	10	35	93	x	x	✓	609636	5415440	283
09-MM024	47	10	25	82	x	x	x	624842	5413790	280
09-MM025	30	11	35	76	x	x	x	610215	5402267	275
09-MM025	120	15	25	160	✓	✓	✓	630687	5391307	272
09-MM027	90	15	15	120	✓	✓	✓	610603	5384508	272
09-MM028	37	12	35	84	x	x	x	626227	5387263	270
09-MM030	20	10	35	65	x	x	x	645273	5409126	287
09-MM032	25	15	35	75	x	x	x	626118	5378794	283
09-MM033	26	10	34	70	x	x	x	631117	5397835	278
10-MM006	65	20	60	145	✓	✓	✓	612703	5410434	278
10-MM013	60	10	40	110	x	x	x	617526	5412820	279

BIBLIOGRAPHIE

- Alley, R. B., Mayewski P. A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K. C., Clark, P. U. (1997). Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, v. 25, p. 483-486.
- Allègre, Claude. (2005). *Géologie isotopique*. Éditions Belin, 495 p.p.
- Anderson, P. M., Lozhkin, A. V., Eisner, W. R., Kozhevnikova, M. V., Hopkins, D. M., Brubaker, L. B., Colinvaux, P. A. (1994). Two late Quaternary pollen records from south-central Alaska. *Géographie physique et Quaternaire*, 48, p. 131-143.
- Antevs, E. (1925). Retreat of the last ice-sheet in eastern Canada. Geological Survey of Canada, Memoir 146, 142 p.
- Antevs, E. (1928). The last glaciation, with, special reference to the ice retreat in northeastern North America, American Geographical Society research series, no. 17. 292 p.
- Barber, D.C., Dyke A.S., 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 of 8200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes, *Nature*, v. 400, p. 344-348.
- Benson, L. (1993). Factors affecting ^{14}C ages of lacustrine carbonates: Timing of the last highstand in the Lahontan Basin. *Quaternary Research*, v. 39, p. 163-174.
- Bilodeau, G., de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C. (1990). Postglacial paleoceanography of Hudson Bay: stratigraphy, microfaunal, and palynological evidence. *Canadian Journal Earth Sciences*, v. 27, p. 946-963.
- Bluemle, J. P. (1974). Early history of Lake Agassiz in southwest North Dakota. *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 811-814.
- Bostock, H.S. (1970). Physiographic subdivision of Canada; in *Geology and Economic Minerals of Canada*. (ed.) R.J.W. Douglas; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1, 5th edition, p. 9-30.
- Bowen G. J. and Revenaugh J. (2003) Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation. *Water Resources Research*, v. 39, p. 1299-1311.
- Bowen, G. J. (2011) The Online Isotopes in Precipitation Calculator, version 2.2. <http://www.waterisotopes.org>.

- Breckenridge, A., Lowell, T. V., Stroup, J. S., Evans G. (201) A review and analysis of varve thickness records from glacial Lake Ojibway (Ontario and Quebec, Canada). *Quaternary International*, v. 260, p. 43-54.
- Broeker, W. S., Walton A. F. (1959). The geochemistry of ^{14}C in freshwater systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 16, p. 15–38.
- Card, K. D. (1990) A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion, *Precambrian Research*, v. 48, p. 99-156.
- Child, J. K., Werner, A. (1999). Evidence for a hardwater radiocarbon dating effect, Wonder Lake, Denali National Park and Preserve, Alaska, USA. *Géographie Physique et Quaternaire*, v. 48, p. 131-43
- Clarke, G., Leverington, D. W., Teller, J. T., Dyke, A. S. (2003). Superlakes, megafloods and abrupt climate change. *Science*, v. 301, p. 922-923.
- Clarke, G., Leverington, D. W., Teller, J. T., Dyke, A. S. (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.
- Clayton, L. (1983). Chronology of Lake Agassiz drainage to Lake Superior. In "Glacial Lake Agassiz" (J. T. Teller and L. Clayton, Eds.), Geological Association of Canada, Special Paper 26. p. 291–307,
- Coleman, A. P. (1909). Lake Ojibway; last of the great glacial lakes. Bureau des Mines de l'Ontario ; rapport annuel, v. 18, p. 284-293.
- Coombs, D.B. (1954). The physiographic subdivision of the Hudson Bay Lowlands south of 60 degrees North; Department of Mines and Technical Surveys, Canada, Geographical Bulletin No.6, p. 1-16.
- Delorme, L. D. (1970). Freshwater Ostracodes of Canada. Part III. Family Candonidae. *Canadian Journal of Zoology*, 48, p. 1099-1127.
- Dell'Oste, F. (2010). Caractérisation de la déglaciation finale des Basses Terres de la Baie James à partir des enregistrements sédimentaires des rivières Broadback et Rupert (Québec), Mémoire de maîtrise inédit, Université du Québec à Montréal, 118 p.
- Dredge, L.A. (1983). Character and development of northern Lake Agassiz and its relation to Keewatin and Hudsonian ice regimes. In: Teller, J.T. & Clayton, L. (eds.), *Glacial Lake Agassiz*. Geological Association of Canada Special Paper, 26, p. 117-131.
- Dreimanis, A., Vagners, V.J. (1971). Bimodal Distribution of Rock and Mineral Fragments in Basal Tills. In : R.P. Goldthwait, dir., *Till, a Symposium*, Ohio State University. Press, p. 237-250.

Dyke, A. S., Dredge, C. A., Vincent, J. S. (1982). Configuration and dynamics of the Laurentide ice Sheet during the Late Wisconsin maximum . *Géographie physique et Quaternaire*, v. 50, p. 125-184.

Dyke, A. S., Prest, V. K. (1987). Late Wisconsinien and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, v. 41, p. 237-263.

Dyke, A. S., Moore, A., Robertson, L. (2003). Deglaciation of North America. Dossier publique 1574, Canada: Commission géologique du Canada.

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

Ellison, C.R.W., Chapman, M.R., Hall, I.R. (2006). Surface and deep ocean interactions during the cold climate event 8200 years ago. *Science*, v. 312, p. 1929-1932.

Elson, J. A. (1967). Geology of glacial lake Agassiz. In "Life, Land, and Water" (W. J. Mayer-Oakes, Ed.), University of Manitoba Press, Winnipeg. p. 36-95.

Faure, G., Mensing, T. M. (2005). *Isotopes: principles and applications*. Third edition, John Wiley and sons, inc, 897 p.

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 de James. *Géographie Physique et Quaternaire*, v. 31, p. 261-273.

Hardy, L. (1982a). La moraine frontale de Sakami, Québec subarctique. *Géographie Physique et Quaternaire*, v. 36, no 1-2, p. 51-61.

Hardy, L. (1982b). Le Wisconsinien supérieur à l'est de la baie James (Québec). *Le Naturaliste Canadien*, v. 109, p. 333-351.

Harris, P.W.V. (1976). The Seasonal Temperature-Salinity Structure of Glacial Lake: Jokulsarlon, South-East Iceland. *Geografiska Annaler*, v. 58, p. 329-336.

Hillaire-Marcel, C., Occhietti, S., Vincent, J.-S. (1981). Sakami moraine, Québec: A 500 km long moraine without climatic control. *Geology*, v. 9, p. 210-214.

Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., Bilodeau, G., Wu, G. (1994). Isotope stratigraphy, sedimentation rates and paleoceanographic changes in the Labrador Sea. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 31, p. 63-89.

Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., Piper, D. J. W. (2007). Lake Agassiz final drainage event in the northwest North Atlantic. *Geophysical research Letters*, v. 34, p. 1-5.

Hillaire-Marcel, C., Hélie, J.-F., McKay, J., de Vernal, A. (2008). Elusive isotopic properties of deglacial meltwater spikes into the North Atlantic: Example of the final drainage of Lake Agassiz. *Canadian Journal of Earth Science*, v. 45, p. 1235-1242.

Hughes, O. L. (1955). Surficial geology of Smooth Rock and Iroquois Falls map-areas, Cochrane District, Ontario. Ph.D. thesis, Lawrence, University of Kansas.

Hughes, O. L. (1965). Surficial geology of part of the Cochrane District, Ontario, Canada. *International Studies on the Quaternary*, ed. H. E. Wright Jr and D. G. Frey, Geological Society of America., Special Paper 84, p. 535 - 565.

Josenhans, H. W., Zevenhuizen, J. (1990). Dynamics of the Laurentide ice Sheet in Hudson Bay, Canada. *Marine Geology*, v. 92, p. 1-26.

Klassen, R.W. (1983). Lake Agassiz and the glacial history of northern Manitoba. In: Teller, J.T. & Clayton, L. (eds.), *Glacial Lake Agassiz*. Geological Association of Canada Special Paper, 26, p. 97-115.

Kleiven, H.F., Kissel, C., Laj, C., Ninnemann, U.S., Richter, T.O., Cortijo, E. (2008). Reduced North Atlantic deep water coeval with the glacial Lake Agassiz freshwater outburst. *Science*, v. 319, p. 60-64.

Lajeunesse, P, St-Onge, G. (2008). The subglacial origin of the Lake Agassiz- Ojibway final outburst flood. *Nature Geoscience*, v 1, p. 184-188.

Leverington, D. W., Mann, J. D., Teller, J. T. (2000). Changes in the bathymetry and volume of Glacial Lake Agassiz between 11 000 and 9 300 ¹⁴C yr BP. *Quaternary Research*, v. 54, p. 174-181.

Li, T., Dutruc, J.P. (1999). Les provinces naturelles. Niveau 1 du cadre écologique de référence du Québec. Ministère de l'Environnement, Québec, 90 p.

Leverington, D.W., Mann, J.D., Teller, J.T. (2002). Changes in the bathymetry and volume of glacial Lake Agassiz between 9200 and 7700 ¹⁴C yr B.P. *Quaternary Research*, v. 57, p. 244-252.

Mayle, F. E., Lavesque, A. J., Cwynar, L. C. (1993). Accelerator-mass-spectrometer ages for the Younger Dryas event in Atlantic Canada. *Quaternary Research*, v. 39, p. 355-360.

Ministère des Transports, 2000. Plan de transport de l'Abitibi-Témiscamingue, Étude technique, Portrait géographique, 45.

- Miron, F. (2000). Abitibi-Témiscamingue De l'emprise des glaces à un foisonnement d'eau et de vie : 10 000 ans d'histoire. Éditions MultiMondes, Sainte-Foy, 159 p.p.
- Moore, T. C., Rea, D. K., Godsey, H. (1998). Regional variation in modern radiocarbon ages and the hard-water effects in Lakes Michigan and Huron. *Journal of Paleolimnology*, v. 20, p. 347-351.
- Norman, G.W.H. (1939). The southeastern limit of glacial lake Barlow-Ojibway in the Mistassini Lake region, Québec; *Royal Society of Canada Transactions*, v. 33, section IV, p. 59-65.
- O'Leary, M. H. (1988). Carbon Isotopes in Photosynthesis. *BioScience*, v. 38, p. 328-336.
- O'Neil, J.R. (1968). Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water. *Journal of Physical Chemistry*, v. 72, p 3683-3684
- Ouyang Y and Boersma L 1992 Dynamic oxygen and carbon dioxide exchange between soil and atmosphere. 1. Model development. *Soil Science Society of America Journal*, v. 56, p. 1695-1702.
- Norris, A.W. (1993). Géologie de la Plateforme d'Hudson; dans la couverture sédimentaire du craton au Canada, chap.8, rév. Par D.F. Stott et ID. Aitken, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, no5.
- Paradis, S. J., Boutin, M. (2000). L'utilisation d'un vidéorestituteur numérique comme outil de cartographie détaillée (Saguenay, Québec), Commission géologique du Canada, Recherches en cours, 2000-D13, 8 p.
- Pilot, J. (1974). Les isotopes en Géologie. Doin, Paris, 176 p.p.
- Prest. V. K. (1970). Quaternary geology of Canada. Chap. in *Geology and economic minerals of Canada*, sous la direction de R. D. W. Douglas, Rapport 1, 5ième édition, Commission géologique du Canada, p. 677-764.
- Rea, D. K., Colman, S.M. (1995). Radiocarbon ages of pre-bomb clams and the hard-water effect in Lakes Michigan and Huron, *Journal of Paleolimnology*, v. 14. p. 89-91.
- Rohling, E.J., Pälike, H. (2005). Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *Nature*, v. 434, p. 975-979.
- Roy, M., Dell'Oste, F., Veillette, J.J, de Vernal, A., Hélie, J.- F. and Parent, M. (2011). Insights on the events surrounding the final drainage of Lake Ojibway based on James Bay stratigraphic sequences. *Quaternary Science Reviews*, v. 30, p. 682-692.
- Shackleton, N. (1974). Méthodes d'études quantitatives du Quaternaire, CNRS ed., Paris.

- Shaw, G. (1944). Moraines of late Pleistocene ice fronts near James Bays, Québec. *Royal Society of Canada*, v. 38, sect. IV, p. 79-85.
- Smith, D. G., Fisher, T. G. (1993). Glacial Lake Agassiz: The northwestern outlet and paleoflood. *Geology*, v. 21, p. 9-12.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van Der Plicht, Spurk, M. (1998). INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24000e0 cal B.P. *Radiocarbon* 40, p. 1041-1083.
- Teller, J. T., and Thorleifson, L. H. (1983). The Lake Agassiz-Lake Superior connection. In "Glacial Lake Agassiz" (J. T. Teller and L. Clayton, Eds.), *Geological Association of Canada, Special Paper 26*, p. 261-290.
- Teller, J. T., Thorleifson, L. H., Dredge, L. A., Hobbs, H. C., and Schreiner, B. T. (1983). Maximum extent and major features of Lake Agassiz. In "Glacial Lake Agassiz" (J. T. Teller and L. Clayton, Eds.), *Geological Association of Canada, Special Paper 26*, p. 43-45.
- Thomas, E. R., Wolff, E. W., Mulvaney, R., Steffensen, J. P., Johnsen, S. I., Arrowsmith, C., White, I. W. C., Vaughn, B., Popp, T. (2007). The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*, v. 26, p. 70-81.
- Thibaudeau, P., Veillette, J.J. (2005) : Géologie des formations de surface et histoire glaciaire, Lac Chicobi, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1996A, échelle 1/100 000.
- Thorleifson, L.H. (1996). Review of Lake Agassiz History. In: Teller, J.T., Thorleifson, L.H., Matile, G., Brisbin, W.C., (eds.), *Sedimentology, Geomorphology, and History of the central Lake Agassiz Basin. Geological Association of Canada Field Trip Guidebook B2*, p. 55-84.
- Veillette, J. J. (1983). Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le Lac Barlow et le sud du Lac Ojibway, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, v. 37, p. 67-84.
- Veillette, J. J. (1994). Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews*, v. 13, p. 945-971.
- Veillette, J. J. (1997). Le rôle d'un courant de glace tardif dans la déglaciation de la baie James. *Géographie physique et Quaternaire*, v. 51, p. 141-161.
- Veillette, J.J. (1988). Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires Post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, v. 42, p. 7-31.
- Veillette, J.J., Prévost, C. Richard, P.J.H., Fréchette, B. (1999). Données préliminaires sur l'évolution du lac Abitibi: un lac pas comme les autres. Résumé des communications, 67e réunion annuelle de l'ACFAS, université d'Ottawa, Ottawa.

Veillette, J.J. (2004). Ice-flow chronology and palimpsest, long-distance dispersal of indicator clasts, north of the St. Lawrence river valley, Québec. *Géographie Physique et Quaternaire*, v. 58, p.187-216.

Vincent, J.-S. (1977). Le Quaternaire récent de la région du cours inférieur de La Grande rivière, Québec. Canada: Commission Géologique du Canada, Étude 76-19, 20 p.

Vincent, J.-S., Hardy., L. (1977). L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois. *Géographie physique et Quaternaire*, v. 31, p. 357-372.

Vincent, J.-S., Hardy, L. (1979). The evolution of glacial lakes Barlow and Ojibway, Quebec and Ontario. GSC, Bulletin 316, 18 p.

Wilson, M. E., 1918. Timiskaming Country, Québec, Commission géologique du Canada, Mémoire 103, 197 p.

Wetzel, R.G., 2001. *Limnology: Lake and River Ecosystems*. 3e édition. Academic Press, 850 p.

Ressources électroniques :

Waterisotope.org : <http://wateriso.eas.purdue.edu/waterisotopes/index.html>

Ministère des Transports du Québec :

<http://www.mtq.gouv.qc.ca/portal/page/portal/Librairie/Publications/fr/regions/abitibi/portrait.pdf>

Ressources naturelles Canada : <http://cgc.rncan.gc.ca/map/1860a/indexj.php>