

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARACTÉRISATION DE LA DÉGLACIATION FINALE DES BASSES TERRES DE LA
BAIE JAMES À PARTIR DES ENREGISTREMENTS SÉDIMENTAIRES DES RIVIÈRES
BROADBACK ET RUPERT (QUÉBEC)

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

PAR
FARRAH DELL'OSTE

AOÛT 2010

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 avant tout à remercier sincèrement M. Martin Roy qui a été un directeur de recherche hors pair et disponible. Il a su voir le potentiel en moi afin que je puisse entreprendre une maîtrise. Son baguage académique et son expérience scientifique ont été des éléments clés dans la réalisation de ce projet.

La concrétisation de ce projet a pu être réalisée grâce au support financier obtenu du programme de l'Initiative géoscientifique ciblée, phase 3 (IGC-3 2005-2010) de la Commission géologique du Canada en Abitibi. Merci infiniment!

J'exprime ma gratitude à M. Michel Parent (co-directeur, CGC-Québec), Mme Anne de Vernal, (professeure et chercheure, GEOTOP-UQÀM-McGIL) et M. Jean Veillette (chercheur émérite, CGC-Ottawa) qui ont pris le temps d'examiner mon mémoire afin de me faire profiter de leur grande expérience professionnelle.

Merci également à M. Jean-François Hélie (chercheur-GEOTOP) et Mme Maryse Henri (personnel de recherche-GÉOTOP) pour leur disponibilité, leur temps et leurs précieuses contributions scientifiques aux données présentées dans ce mémoire.

Merci spécialement à l'homme de ma vie, mon amoureux, mon mari Jean-François Dupuis M.Sc, qui a su me soutenir, me conseiller et m'apporter son support inestimable et son amour afin de m'apporter l'équilibre pour que ce mémoire soit une réussite.

Mes sincères remerciements à mes deux compagnons de terrain Hugo Dubé-Loubert et Guillaume Allard pour votre aide et votre complicité inégalée et pour tous ces souvenirs inoubliables.

Merci mille fois à mes collègues de travail et amis Magali Barré, Annie Lalonde, Olivier Caron et Sophie Bonet pour votre grande générosité, votre support et votre encouragement.

Pour terminer, merci à mes chers parents ainsi qu'à tous mes amis pour votre soutien, votre bienveillance, enfin pour ce que vous êtes.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	viii
LISTE DES TABLEAUX.....	xiii
RÉSUMÉ	xiv
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I PHYSIOGRAPHIE, DÉPÔTS DE SURFACE ET GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM ROCHEUX DES ENVIRONS DES BASSES TERRES DE LA BAIE JAMES.....	8
1.1 Physiographie.....	8
1.2 Géologie de surface.....	10
1.2.1 Géologie du substrat	10
1.2.2 Roches archéennes.....	10
1.2.3 Roches protérozoïques.....	13
1.2.4 Roches sédimentaires paléozoïques.....	13
CHAPITRE II TRAVAUX ANTÉRIEURS SUR LA DÉGLACIATION DES BASSES TERRES DE LA BAIE JAMES.....	15
2.1 Les écoulements glaciaires.....	16
2.2 Séquence sédimentaire associée à la déglaciation	18
2.3 Déglaciation finale : vidange des eaux du Lac Ojibway.....	23
2.4 Recul de la marge glaciaire suite à la l'invasion de la Mer de Tyrrell.....	26
CHAPITRE III MÉTHODOLOGIE.....	28
3.1. Travaux de terrain.....	28
3.1.1 Échantillonnage	30
3.2 Méthodes analytiques.....	30

3.2.1 Analyses granulométriques.....	30
3.2.2 Pétrologie des clastes.....	31
3.2.3 Géochimie des éléments majeurs et traces.....	31
3.2.4 Teneur en carbonate.....	31
3.2.5 Minéralogie des argiles.....	31
3.3 Datation radiocarbone et isotopes stables.....	32
3.3.1 Datation radiocarbone.....	32
3.3.2 Géochimie des isotopes stables de l'oxygène et du carbone.....	32
3.4 Analyses micropaléontologiques, palynologique et paléocéologiques.....	32
CHAPITRE IV	
LITHOSTRATIGRAPHIE ET COMPOSITION DES DÉPÔTS GLACIAIRES, GLACIOLACUSTRES ET GLACIOMARINS DE LA SÉQUENCE SÉDIMENTAIRE DU SECTEUR BROADBACK - RUPERT.....	34
4.1 Lithostratigraphie de la rivière Broadback et Rupert.....	34
4.1.1 Lithostratigraphie de la rivière Broadback.....	35
4.1.2 Lithostratigraphie de la rivière Rupert.....	39
4.2 Résultats sédimentologiques, pétrographiques et géochimiques.....	48
4.2.1 Unité de till de la rivière Broadback et Rupert.....	48
4.2.2 Interprétation des résultats d'analyses sur la composition des tills de la rivière Broadback et Rupert.....	52
4.2.3 Résultats d'analyse sur la séquence glaciolacustre, horizon lité, glaciomarine et diamictons associés de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.....	53
4.2.4 Interprétation des résultats d'analyses sur l'unité de silts lités au contact des sédiments glaciolacustres et marins et sur les diamictons des sédiments glaciolacustres et glaciomarins de la rivière Rupert.....	65
CHAPITRE V	
MICROPALÉONTOLOGIE DES SÉQUENCES GLACIOLACUSTRES ET MARINES ET GÉOCHIMIE DES ISOTOPES STABLES DU CONTENU MICROFOSSILES.....	69
5.1 Principes de micropaléontologie.....	69
5.2 Méthodes de préparation des échantillons en micropaléontologie.....	71
5.3 Calculs de concentrations des palynomorphes.....	73
5.4 Résultat des analyses micropaléontologiques.....	73

5.4.1 Résultats des analyses de palynomorphes sur la séquence sédimentaire de la coupe de la rivière Rupert.....	73
5.4.2 Résultats des analyses de la microfaune.....	79
5.5 Interprétation des données micropaléontologiques.....	81
5.5.1 Interprétation des données sur les palynomorphes et la microfaune.....	81
5.6 Géochimie des isotopes stables.....	81
5.6.1 Quelques principes de géochimie isotopique importants à cette étude.....	81
5.6.2 Choix et préparation des échantillons.....	82
5.7 Résultats et interprétation des analyses $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$	84
5.8 Datations radiocarbone.....	88
 CHAPITRE VI DISCUSSION ET CONCLUSIONS.....	 91
6.1 Discussion sur les événements tardiglaciaires et holocènes précédant la déglaciation finale de la baie James.....	91
6.2 Conclusions.....	97
 APPENDICE A DONNÉES SUR LA COMPOSITION DES UNITÉS GLACIAIRES, GLACIOLACUSTRES ET GLACIOMARINES DES COUPES STRATIGRAPHIQUES DES RIVIÈRES BROADBACK ET RUPERT : LITHOLOGIE DES CLASTES, GRANULOMÉTRIE, MINÉRALOGIE DES CLASTES, TENEURS EN CARBONATES DÉTRITIQUES, GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET TRACES, FABRIQUES DE TILL.....	 99
 APPENDICE B PROCÉDURES DE TAMISAGE ET D'EXTRACTION DE MICROFOSSILES.....	 106
BIBLIOGRAPHIE.....	109

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Représentation schématique de l'inlandsis Laurentidien lors du dernier maximum glaciaire comprenant les trois dômes de dispersion.....	1
Figure 2: Modèle de déglaciation de la région des baies James et d'Hudson à ~8,0 et 7,6 ¹⁴ C ka BP.....	3
Figure 3: Principaux repères géographiques et cours d'eau de la zone d'étude..	6
Figure 1. 1: Carte sommaire des grands ensembles de dépôts de surface des basses terres de la baie James.....	9
Figure 1. 2: Principales provinces géologiques et lithologiques associées entourant la zone d'étude.....	11
Figure 1. 3: Carte géologique du secteur d'étude, tiré de la carte numérique de la Commission géologique du Canada.....	12
Figure 2. 1: Chronologie des écoulements glaciaires sur le pourtour et à l'intérieur de la baie James.	17
Figure 2. 2: Répartition du till de Cochrane au sud de la baie James établie à partir de la teneur en carbonate de la fraction fine (<63µm) du till de la linéation glaciaire, de la répartition des sillons d'icebergs et de celle des dropstones provenant de la Plate-forme d'Hudson et du Protérozoïque du sud-est de la baie d'Hudson.	19
Figure 2. 3: Chronologie varvaire établie à partir d'une carotte près du Lac Matagami. ...	21
Figure 2. 4: Les réavancées tardiglaciaire, drainage du Lac Ojibway et l'incursion de la Mer de Tyrrell dans le contexte de la chronologie varvaire.....	22
Figure 2. 5: Données climatiques provenant des carottes au centre du Groenland révélant le refroidissement climatique abrupt il y a 8 200 ans.....	24

Figure 2. 6: Schéma illustrant le modèle de drainage sous-glaciaire du Lac Agassiz-Ojibway.....	25
Figure 3. 1: Localisation des sites d'échantillonnage le long des rivières Broadback et Rupert.....	29
Figure 4. 1: Exemples de séquences sédimentaires exposées le long des rivières Broadback (A) et Rupert (B).....	34
Figure 4. 2: Coupe composite regroupant les principales unités rencontrées sur la rivière Broadback.....	36
Figure 4. 3: Exemples d'unités rencontrées sur la rivière Broadback.....	37
Figure 4.3 : (suite)	38
Figure 4. 4: Vue générale des sédiments de la coupe maîtresse exposée à l'embouchure de la rivière Rupert.....	40
Figure 4. 5: Stratigraphie de la coupe maîtresse sur la rivière Rupert et localisation des intervalles échantillonnés ainsi que les méthodes employées.....	41
Figure 4. 6: Différentes photos montrant le till présent au bas de la coupe.....	42
Figure 4. 7: Différentes photos des sédiments glaciolacustres.....	43
Figure 4. 8 : A) Vue détaillée du diamicton présent dans les sédiments glaciolacustres; B) Disposition du diamicton à l'intérieur des sédiments glaciolacustres.....	43
Figure 4. 9: Stratigraphie détaillée de l'horizon lité au contact entre les sédiments glaciolacustres et marins.....	45
Figure 4. 10: A) et B) Différentes vues de l'horizon lité au contact des unités glaciolacustres et marines.....	45
Figure 4.10 (suite): D) et E) Vue rapprochée de l'horizon lité; F), G) H) et I) Vues détaillées montrant des granoclassements dans les lits grisâtres, clastes et boules d'argile rougeâtres.....	46
Figure 4. 11: Différentes vues de l'unité marine.....	47

Figure 4. 12: Histogramme de la distribution des clastes granulométriques de la matrice des tills recueillis sur la rivière Broadback et Rupert.	49
Figure 4. 13: Résultats des analyses pétrologiques des clastes (fraction de 4 à 8 mm) des tills le long des rivières Broadback et Rupert.	50
Figure 4. 14: Résultats d'analyse par diffraction aux rayons X de la matrice (< 63 µm).. .	51
Figure 4. 15: Résultats des analyses géochimiques de la matrice (< 63 µm).....	51
Figure 4. 16: A) Roche moutonnée avec stries orientées vers le sud (194°) sur un affleurement situé sur la rive Nord en face de la coupe maîtresse de la rivière Rupert; B) Roche moutonnée avec stries orientées vers l'est (92°); C) Stries orientées est-ouest (92°) recoupant des stries plus anciennes sud, sud-ouest (190°); D) Biseau orienté vers l'est; E) Train de broutures orienté vers l'est (92°); F) Cannelures orientées vers l'est (80°).....	54
Figure 4. 17: Données de la fabrique de till (axe <i>a</i>) de l'échantillon 07BR32 provenant de la rivière Broadback.	55
Figure 4. 18: Données de la fabrique de till (axe <i>a</i>) de l'échantillon 07RU104 provenant de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.	55
Figure 4. 19: Stratigraphie simplifiée de la coupe maîtresse de la rivière Rupert montrant les différents points d'échantillonnages et les analyses qui ont été faites sur ces échantillons.	57
Figure 4. 20: Histogramme de la distribution de classes granulométriques des sédiments glaciolacustres.....	58
Figure 4. 21: Résultats de la minéralogie des argiles par diffraction aux rayons X de la matrice (< 2 µm) des sédiments.....	59
Figure 4. 22: Résultats des analyses géochimiques de la matrice (< 2 µm) des sédiments.	60
Figure 4. 23: Distribution des teneurs en carbone inorganique des unités de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.....	61
Figure 4. 24: Histogramme de la distribution granulométrique de matrice du diamicton provenant de la rivière Rupert.....	62

Figure 4. 25: Résultats des analyses pétrologiques des clastes (fraction de 4 à 8 mm) du diamicton provenant de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.....	62
Figure 4. 26: Histogramme de la distribution granulométrique de matrice de l'horizon lité marquant la transition glaciolacustre – glaciomarin provenant de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.....	64
Figure 4. 27: A) Argile rouge provenant de l'horizon lité de la coupe maîtresse de la rivière Rupert analysé par diffraction aux rayons X pour en déterminer les éléments majeurs et les minéraux.	64
Figure 4. 28: Analyse pétrologique des clastes (fraction de 4 à 8 mm) de l'horizon lité provenant de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.	65
Figure 4. 29: Histogramme de la distribution granulométrique de la matrice des rythmites marines provenant de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.....	66
Figure 4. 30: Histogramme de la distribution granulométrique de la matrice du diamicton marin provenant de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.	66
Figure 4. 31: Analyse pétrologique des clastes (fraction de 4 à 8 mm) du diamicton marin provenant de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.	67
Figure 5. 1: Fossiles et microfossiles de la coupe maîtresse de la rivière Rupert, analysés pour obtenir leur valeur $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$	72
Figure 5. 2: Histogramme des concentrations de palynomorphes dans les échantillons de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.	75
Figure 5. 3: Diagramme des assemblages de dinokystes dans les échantillons de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.	77
Figure 5. 4: Diagramme pollinique représentant les assemblages de polliniques dans les échantillons de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.	78
Figure 5. 5: Microfossiles recensés dans les unités de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.....	80
Figure 5. 6: Fossiles et microfossiles, de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.....	83

Figure 5. 7: Graphique présentant les résultats des analyses du $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ dans les échantillons de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.....	87
Figure 6. 1: Cadre chronostratigraphique et sommaire des unités tardiglaciaires et non-glaciaires de la rivière Broadback et Rupert pour le secteur d'étude.....	93

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. 1: Âges radiocarbone sur le drainage du Lac Ojibway-Agassiz.....	4
Tableau 5. 1: Concentration des palynomorphes	74
Tableau 5. 2: Dénombrement des spores dans les échantillons de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.	79
Tableau 5. 3: Composition isotopique des microfossiles de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.	86
Tableau 5. 4: Âges radiocarbone obtenus par spectrométrie de masse accélérée.	89
Tableau A. 1: Comptage pétrologique de la fraction des clastes (4 à 8 mm) dans les tills et diamictons.	100
Tableau A. 2: Résultats d'analyses granulométriques	101
Tableau A. 3: Minéralogie des argiles (fraction < 2 µm) par diffraction aux rayons X de la coupe maîtresse.	102
Tableau A. 4: Contenu en carbone organique et inorganique des trois unités stratigraphiques.	103
Tableau A. 5: Géochimie des éléments majeurs et traces.	104
Tableau A. 6: Données des fabriques de till.	105

RÉSUMÉ

La déglaciation du nord-est de l'Ontario et du nord-ouest du Québec est caractérisée par un recul vers le nord de la marge sud de l'inlandsis Laurentidien, lequel a permis le développement du Lac glaciaire Ojibway. La déglaciation de cette région est aussi marquée par les réavancées glaciaires de Cochrane dans le bassin du Lac Ojibway. Les travaux antérieurs indiquent que la déglaciation finale du sud du bassin de la baie James culmine avec le drainage du Lac Ojibway et l'incursion subséquente de la Mer de Tyrrell aux environs de 8 ka. Les reconstitutions paléogéographiques classiques suggèrent que ce drainage est le résultat de l'effondrement de la glace résiduelle localisée au-dessus de la baie d'Hudson. Des travaux de modélisation glaciologique suggèrent également que ce drainage aurait pu avoir lieu partiellement du moins par des tunnels sous-glaciaires peu de temps avant la débâcle finale. L'objectif principal de ce projet de recherche est de documenter les événements qui ont mené à la déglaciation finale du secteur des basses terres de la baie James. Spécifiquement, le projet repose sur l'étude de séquences sédimentaires tardiglaciaires et holocènes exposés le long des rivières Rupert et Broadback au Québec. Les travaux de recherche comprennent des levés de coupes stratigraphiques, des analyses sédimentologiques, géochimiques, minéralogiques et pétrologiques des différents dépôts présents, en plus de la caractérisation du contenu en microfossiles des sédiments glaciolacustres et marins et de leur composition en isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$). La chronologie de la séquence sédimentaire est contrôlée par des datations radiocarbone.

Les résultats des investigations stratigraphiques indiquent que la séquence de déglaciation comprend (1) un till de crues glaciaires; (2) les sédiments du Lac Ojibway; (3) un horizon de 50-70 cm d'épaisseur composé de lits de silts rougeâtres et verdâtres finement laminés contenant des boules d'argile et des clastes, et (4) les dépôts de la Mer de Tyrrell. L'horizon lité marquant le contact entre les sédiments glaciolacustres et glaciomarins est interprété comme reflétant le drainage abrupt du Lac Ojibway. La datation de bivalves et de foraminifères extraits de la partie supérieure de l'horizon de drainage a donné des âges de 7,8 et 8,21 ^{14}C ka cal BP. La partie supérieure de la séquence varvée renferme de nombreux microfossiles, tels des ostracodes (*Candona* sp.), mais aussi une quantité non négligeable de foraminifères, fragments de bivalves et autres palynomorphes marins (kystes de dinoflagellés). La présence de faunes et flores marines dans les sédiments glaciolacustres est donc considérée anormale. Ces microfossiles révèlent des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ différentes dans les ostracodes du genre *Candona*. ($\sim -22\text{‰}$) et les foraminifères ($\sim 2\text{‰}$). En tenant compte du contexte stratigraphique et des résultats sédimentologiques et chronologiques, ces données suggèrent des échanges sous-glaciaires entre les eaux du Lac Ojibway avec celles de la Mer de Tyrrell. Les résultats de ce projet fournissent donc des informations complémentaires sur le mécanisme de drainage final et sur les événements de la déglaciation finale, en plus d'identifier la dépression topographique formée par la baie James comme une voie de drainage importante par laquelle les eaux du Lac Ojibway furent évacuées peu de temps avant l'incursion marine.

Mots-clés : Basses terres de la baie James, rivière Rupert, rivière Broadback, stratigraphie quaternaire, déglaciation, Lac glaciaire Ojibway, réavancées de Cochrane, Inlandsis Laurentidien, micropaléontologie, isotopes de l'oxygène.

INTRODUCTION

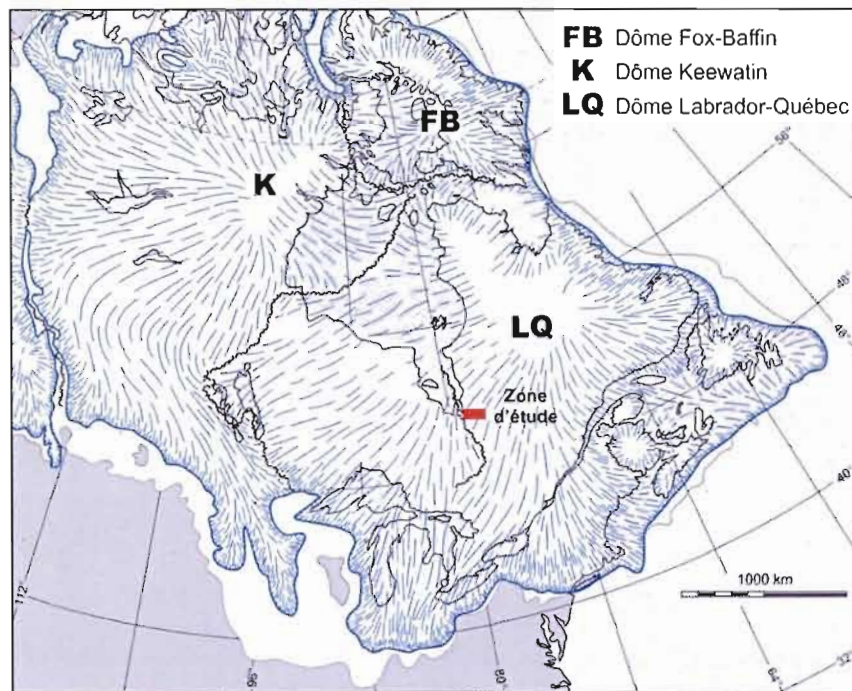


Figure 1: Représentation schématique de l'inlandsis Laurentidien lors du dernier maximum glaciaire comprenant les trois dômes de dispersion, modifié de Prest (1984). Les petites lignes à l'intérieur de l'inlandsis représentent les principaux axes d'écoulements glaciaires à partir des trois principaux centres de dispersion glaciaire.

Le comportement de la calotte glaciaire laurentidienne (Figure 1) qui a recouvert une large partie de l'Amérique du Nord au cours de la dernière glaciation a eu une influence marquée sur le climat, particulièrement par le biais de décharges massives d'icebergs (Heinrich, 1988) et d'eaux de fonte qui ont perturbé la circulation océanique globale (e.g. Broecker et al., 1992; Clark et al., 1999; Clark et al., 2001; Teller et al., 2002; Hemming, 2004). La position géographique de la région couvrant le territoire de la Jamésie et le nord de l'Abitibi est particulièrement propice à l'étude des étapes importantes du développement de la calotte laurentidienne au cours de la dernière glaciation. En effet, les coupes

stratigraphiques exposées le long du cours inférieur des rivières du pourtour de la baie James renferment de nombreux sédiments glaciaires et non-glaciaires qui enregistrent une série d'événements complexes associés à la croissance et la disparition finale de la calotte laurentidienne (e.g. Skinner, 1973; Hardy, 1976). Ce projet de maîtrise porte principalement sur les épisodes de la déglaciation des basses terres de la baie James.

La déglaciation dans le territoire de la baie James et du nord de l'Abitibi a été marquée par la scission de l'inlandsis Laurentidien, au droit de la moraine interlobaire d'Harricana (Hardy, 1976, 1977, 1982a, 1982b; Vincent et Hardy, 1977; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980; Veillette, 1997). Cette séparation de la marge glaciaire a donné naissance à deux dômes résiduels, soit le glacier du Nouveau-Québec et le glacier d'Hudson, vers 9 500 ans BP (Figure 2) (Hardy, 1976). Le premier s'est retiré vers le nord-est et le second vers le nord-ouest. Le retrait des glaciers s'est effectué au contact des eaux du Lac Agassiz-Ojibway. Le Lac glaciaire Agassiz est le plus grand lac proglaciaire qui a varié considérablement durant 4000 ans (Leverington et al., 2000) et a atteint la limite nord de la Saskatchewan pour rejoindre le Lac proglaciaire Ojibway à l'est et former un super-lac. Le Lac Ojibway a pénétré jusqu'à la latitude de Poste-de-la-Baleine (Hillaire-Marcel, 1976) vers 8 500 ans (Hardy, 1982b). Il a été maintenu par l'exutoire Kinojévis (Vincent et Hardy, 1977, 1979; Hillaire-Marcel et al., 1981). Des travaux de cartographie, combiné à l'étude de séquences varvaires et leurs relations chronologiques (^{14}C) avec l'invasion de la Mer de Tyrrell, indiquent que le recul glaciaire a été très dynamique, ponctué par au moins trois récurrences de la marge glaciaire à l'intérieur du bassin du Lac Ojibway, communément nommées les crues de Cochrane I, Rupert et Cochrane II entre 8 500 et 8 000 ans BP (Hardy, 1976). Suite à la dernière crue (Cochrane II), la vidange du Lac Ojibway se serait produite vers 8 100 ans BP, permettant ainsi l'invasion de la Mer de Tyrrell (Tableau 1. 1) (Hardy, 1976; Hillaire-Marcel, 1977; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980; Hardy, 1982b).

Récemment, les événements entourant la déglaciation finale de l'inlandsis Laurentidien ont fait l'objet d'un renouveau d'intérêt, principalement en raison du lien possible entre la vidange finale du grand Lac glaciaire Agassiz-Ojibway et un refroidissement important qui a eu lieu vers l'Holocène inférieur vers 8,2 ka (Barber et al., 1999). Les patrons

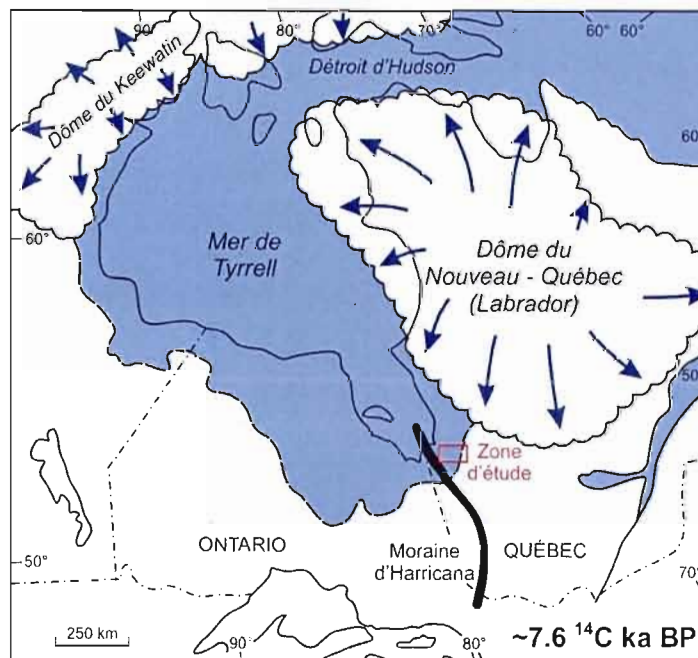
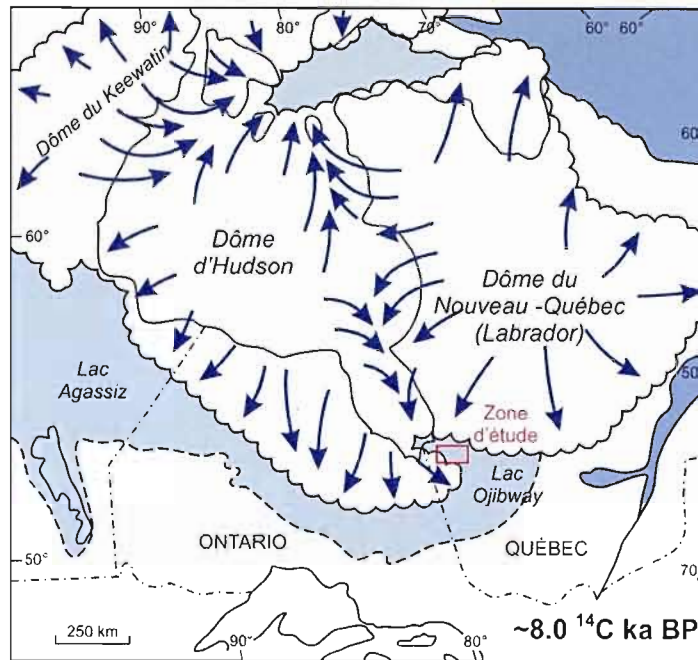


Figure 2: Modèle de déglaciation de la région des baies James et d'Hudson à $\sim 8,0$ et $7,6$ ^{14}C ka BP, modifié d'après Dyke (2004).

Tableau 1. 1: Âges radiocarbone sur le drainage du Lac Ojibway-Agassiz.

Âges ¹⁴ C calibrés*	Matériel et contexte	Références
8330 à 8160 ans cal BP	Coquilles marines dans argiles de la Mer de Tyrrell à l'est de la baie James	Hardy, 1982b
8330 à 8160 ans cal BP	Coquilles marines et microfossiles dans coupes stratigraphiques à l'ouest de la baie James	Skinner, 1973
8160 à 8740 ans BP 8470 ans cal BP (moyenne)	Foraminifères dans plusieurs carottes marines du détroit d'Hudson et autres données ¹⁴ C de la région de la baie Hudson-James	Barber, 1999
8.34 à 8.50 ka cal BP (±1σ)	Foraminifères planctoniques dans carottes marines de la Mer du Labrador	Hilaire-Marcel et al., 2007
8293 ans cal BP	Foraminifères (<i>Globigerina bulloides</i>) dans carottes marines de l'Atlantique Nord	Ellison et al., 2006
8355 à 8481 ans cal BP	Foraminifères (<i>Portlandia lenticula</i>) dans carotte du Golf du St-Laurent	St-Onge et al., 2003
8339 ans cal BP	Foraminifères (<i>Globigerina bulloides</i> et <i>N. Pachyderma(s)</i>) dans carottes marines de l'Atlantique Nord	Kleiven, 2008

*2 Calibration effectuée par Barber et al. (1999). Âge ¹⁴C originaux sont 7750 ± 180 ans BP et 7880 ± 160 ans BP pour Hardy (1982b) et 8160 ± 160 et 8120 ± 140 pour Skinner (1973).

paléogéographiques classiques de la déglaciation indiquent que le drainage final de ce grand lac glaciaire est associé à un recul et à un amincissement progressif de la marge glaciaire, laquelle se serait subséquemment effondrée, libérant ainsi les eaux du lac de façon drastique (Dyke et Prest, 1987). Récemment, un modèle glaciologique a permis de proposer que ce drainage ait pu se produire en partie de façon sous-glaciaire, en raison de la forte pression hydraulique exercée par les eaux du lac sur la marge glaciaire en décrépitude (Clarke et al., 2003, 2004). Ce dernier modèle implique également la possibilité de plusieurs événements de vidange des eaux glaciaires, via une ou plusieurs voies de drainage. Bien que ce modèle soit supporté par des méga-dunes au fond de la baie d'Hudson (Josenhans et al., 1995; Lajeunesse

et St-Onge, 2008) et des changements sédimentologiques dans les carottes marines de la Mer du Labrador et le détroit d'Hudson (Kerwin, 1996; Ellison et al., 2006; Hillaire-Marcel et al., 2007; Hillaire-Marcel et de Vernal, 2007; Kleiven et al., 2008; St-Onge et Lajeunesse, 2007), de nombreuses questions demeurent à éclaircir par rapport aux mécanismes exacts qui sont reliés à ce drainage. Entre autres, le nombre d'épisodes de drainage, la position des routes de drainage et les relations entre les eaux du Lac Ojibway et celles de la Mer de Tyrrell avant et durant ces épisodes de drainage.

Les événements associés à la dislocation finale de l'inlandsis sont donc complexes, et des travaux antérieurs indiquent que ces événements sont inscrits, du moins en partie, dans les coupes stratigraphiques exposées le long des rivières Broadback et Rupert qui drainent le secteur sud de la baie James (Hardy, 1976, 1982b). Conséquemment, ces dépôts tardiglaciaires et postglaciaires doivent donc faire l'objet d'études plus approfondies afin d'apporter de nouvelles contraintes et d'établir une chronologie plus robuste de ces événements. C'est cette partie de la séquence sédimentaire qui sera traitée à l'intérieur de ce projet de recherche.

Secteur de l'étude

Les travaux de terrain (Figure 3) sur la rivière Broadback se sont déroulés à l'intérieur d'un périmètre d'environ 2,5 km². Sur la rivière Rupert, les travaux ont été effectués dans une zone s'étendant de l'embouchure jusqu'à 21 km en amont. Cette région est située en plein coeur des basses terres de la baie James dont l'élévation varie entre 0 et 45 m. Les coupes étudiées font environ de 5 à 20 m de hauteur. Malgré la présence de nombreux glissements de terrain, les séquences sédimentaires sont abondantes le long de ces deux rivières. L'étude de ce secteur est fondamentale dans la reconstitution de la déglaciation, car c'est l'un des endroits où s'est produite une phase importante du morcellement de l'inlandsis au cours de la déglaciation.

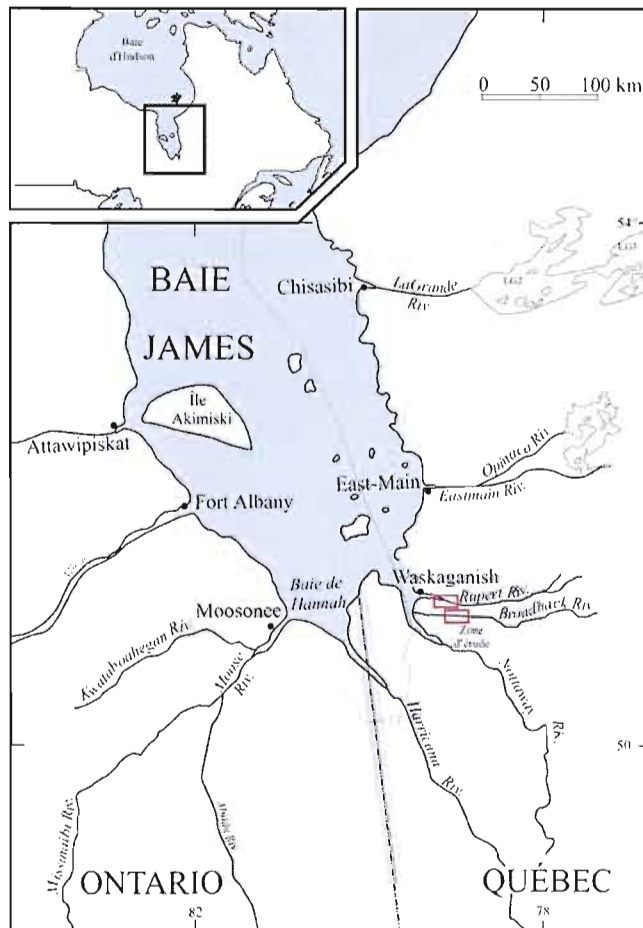


Figure 3: Principaux repères géographiques et cours d'eau de la zone d'étude. Les rectangles montrent la localisation des coupes stratigraphiques de la rivière Broadback ($51^{\circ} 17' 42''$ N, $78^{\circ} 26' 47''$ O) et de la rivière Rupert ($51^{\circ} 28' 59''$ N, $78^{\circ} 42' 0''$ O), feuillets 1 : 50 000, 32 M/7 du Système National de Références Cartographiques Du Canada (S.N.R.C.). La ligne pointillée représente la limite des provinces géologiques de la Plate-forme d'Hudson (ouest) et la Province du Supérieur (est).

Objectifs de l'étude

Ce projet de recherche porte sur la stratigraphie quaternaire représentée par des séquences sédimentaires exposées le long des rivières Broadback et Rupert, et a pour

principal objectif de préciser les éléments qui ont marqué la déglaciation du secteur des basses terres de la baie James. Cet objectif peut se diviser ainsi:

- 1) Étude des réavancées glaciaires tardives basées sur les fabriques de till, comptages pétrographiques des clastes dans les tills, analyses granulométriques et géochimiques de la fraction fine des tills et cartographie des marques d'écoulement glaciaire sur le roc.
- 2) Caractérisation des sédiments tardiglaciaires, glaciolacustres et glaciomarins associés à la déglaciation finale de la région. Ceci comprend l'étude des palynomorphes, microfossiles et fossiles des sédiments glaciolacustres antérieurs à la vidange du Lac Ojibway, des dépôts associés au drainage du lac et de ceux associés à l'invasion de la Mer de Tyrrell. Cette approche est complétée par des analyses des isotopes stables (oxygène et carbone) et des datations au radiocarbone sur les microfossiles et fossiles de ces sédiments.
- 3) Établissement d'un cadre chrono-stratigraphique des principaux événements entourant la déglaciation de ce secteur des basses terres de la baie James.

Ce projet s'inscrit dans le cadre de l'Initiative géoscientifique ciblée, phase 3 (IGC-3 2005-2010) de la Commission géologique du Canada en Abitibi, dont un des objectifs est d'améliorer nos connaissances sur la stratigraphie quaternaire afin de venir en aide aux campagnes d'exploration minérale et autres travaux de prospection glaciocédimentaire qui utilisent les sédiments quaternaires. Cette étude vient compléter deux autres projets de maîtrise qui ont porté sur la datation de sédiments non-glaciaires anciens et sur la provenance de sédiments glaciaires dans les basses terres de la baie James (Dubé-Loubert, 2008; Allard, 2009).

CHAPITRE I

PHYSIOGRAPHIE, DÉPÔTS DE SURFACE ET GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM ROCHEUX DES ENVIRONS DES BASSES TERRES DE LA BAIE JAMES

La physiographie des basses terres de la baie James représente un paramètre important dans l'établissement des modèles paléogéographiques de déglaciation. Les grands ensembles de la géologie du substrat, quant à eux, représentent une source d'information importante pour les travaux sur la provenance des dépôts glaciaires, car le contenu lithologique des tills permet de déduire quels furent les grands axes d'écoulements glaciaires.

1.1 Physiographie

L'ensemble du secteur d'étude Figure 1. 1 forme une plaine légèrement ondulée et plus ou moins continue qui reflète la présence d'une épaisse couverture de dépôts meubles au sud de l'interfluve Broadback-Rupert. Les affleurements rocheux sont rares dans ce secteur. L'altitude du terrain s'accroît graduellement à partir de la baie vers l'intérieur des terres, de même que du sud vers le nord. L'inclinaison de la pente est généralement continue et d'allure convexe dont la valeur moyenne est de 1,7 m/km (Hardy, 1976, 1977). L'altitude à l'intérieur des basses terres est plutôt faible, caractérisée par un maximum variant de 250 à 275 m, avec quelques sommets dépassant 300 m.

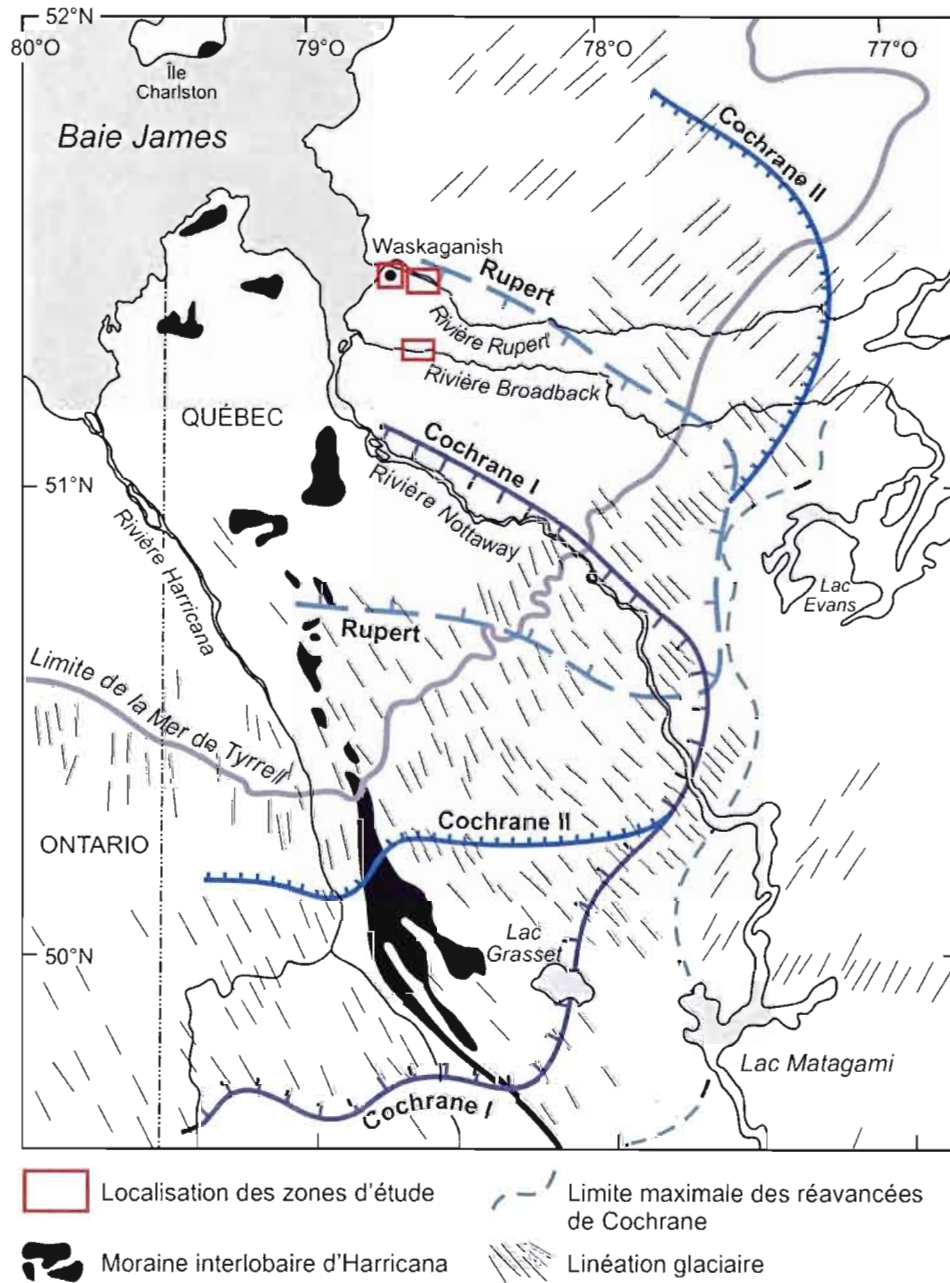


Figure 1. 1: Carte sommaire des grands ensembles de dépôts de surface des basses terres de la baie James, adaptée d'après Hardy (1976) et Veillette (1997). Les différentes lignes bleues montrent les limites approximatives des réavancées glaciaires de Cochrane I, II et Rupert et la limite marine maximale de la Mer de Tyrrell.

1.2 Géologie de surface

La couverture de dépôts quaternaires des basses terres de la baie James (Figure 1. 1) est discontinue sur le socle (Hardy, 1976). Ces sédiments sont principalement d'âge holocène et ils ont été mis en place au cours de la déglaciation, lors des épisodes lacustre et marin. Les dépôts de surface des basses terres sont constitués principalement d'un till argileux mis en place lors d'une des crues de Cochrane, ainsi que par des argiles lacustres sédimentées dans les eaux profondes du Lac Ojibway. De nombreuses linéations glaciaires marquent également l'orientation des réavancées tardiglaciaires et des glaces du Nouveau-Québec (Figure 1. 1). Le pourtour immédiat de la baie James quant à lui est recouvert d'une épaisse couche de dépôts marins comprenant différents faciès à grains fins associés à l'invasion de la Mer de Tyrrell (Hardy, 1976, 1977, 1982b; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980). L'élévation maximale du niveau relatif de la mer dans la région est de 290 m (Hardy, 1977). La couverture argileuse varie de 10 à 20 m pour les terrains bas des interfluves et de 5 à 10 m pour les terrains en plus haute altitude (Hardy, 1976, 1977). La portion du territoire entre la rivière Broadback et la rivière Rupert est ponctuée de nombreuses tourbières (Hardy, 1976, 1977). Des champs de blocs décimétriques à métriques surplombent l'ensemble du territoire, reflétant ainsi le développement de lignes de rivage consécutives lors de la régression de la Mer de Tyrrell (Hardy, 1976; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980).

1.2.1 Géologie du substrat

Le secteur d'étude renferme trois grands groupes de roches : les roches archéennes, les roches protérozoïques et les roches paléozoïques (Figure 1. 2). La section qui suit présente les principales caractéristiques de ces trois groupes de roches, lesquelles renferment des lithologies qui forment de bons traceurs lithologiques utiles aux travaux de provenance glaciaire.

1.2.2 Roches archéennes

Dans le secteur d'étude, le socle est constitué principalement de roches cristallines précambriennes du Bouclier canadien. Ces roches ignées et métamorphiques font partie de la Province du Lac Supérieur (Figure 1. 2) et occupent une place importante sur le territoire

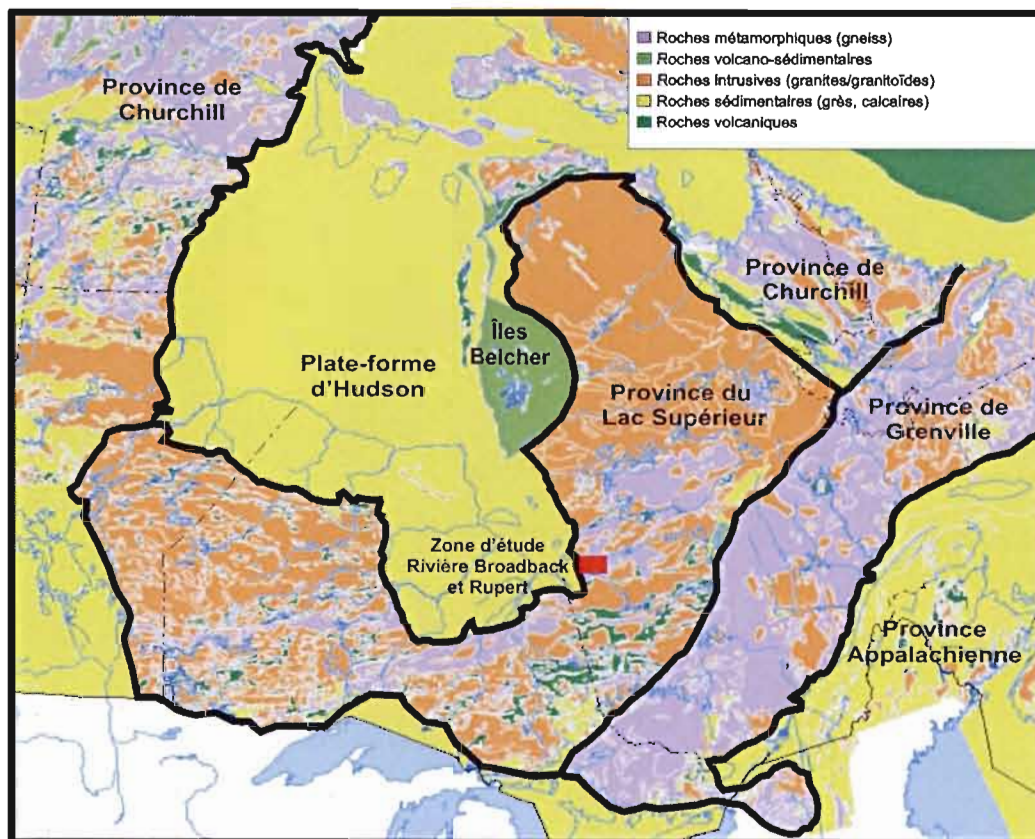
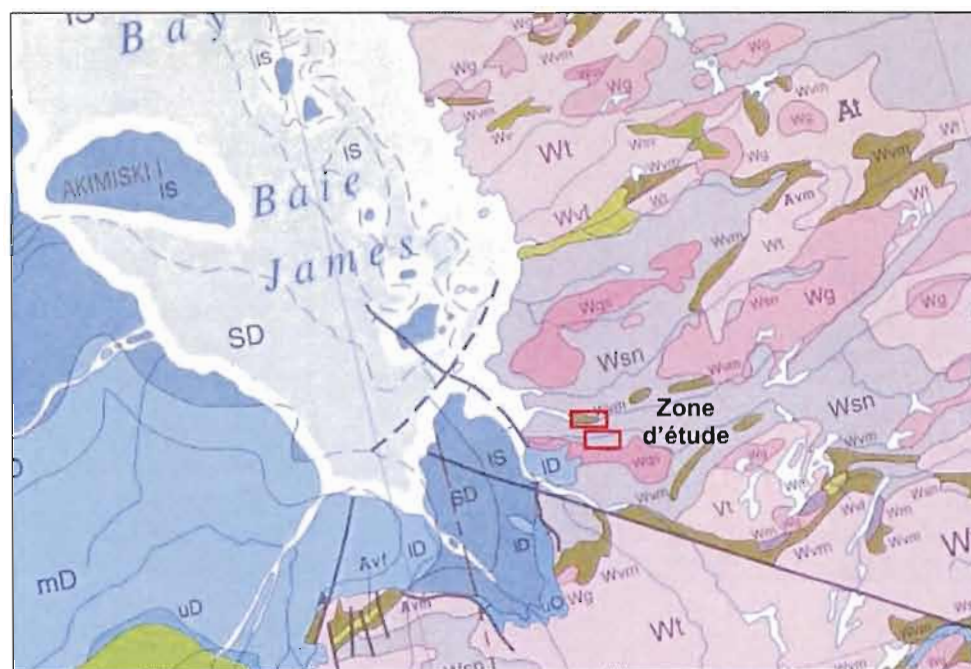


Figure 1. 2: Principales provinces géologiques et lithologiques associées entourant la zone d'étude, modifiée d'après la carte numérique de la Commission géologique du Canada (source : http://apps1.gdr.nrcan.gc.ca/mirage/show_image_f.php).

étudié. Les rivières Broadback et Rupert reposent principalement sur des roches de type plutoniques, gneissiques et métasédimentaires (Figure 1. 3). Ces roches intrusives sont en grande partie constituées de granites, granodiorites et gneiss granitiques. Elles sont aussi parsemées de syénite, diorite et de pegmatite. La Province du Lac Supérieur renferme aussi, en plus faible quantité, des ensembles volcano-sédimentaires qui correspondent aux roches les plus anciennes de la région. Ces ensembles de roches métasédimentaires et métavolcaniques sont constitués de laves basaltiques, d'amphibolites et de paragneiss à biotite et à hornblende (Remick, 1963, 1964, 1969; Eade, 1966). Les roches métamorphiques comprennent aussi de petits agglomérats de métagabbro et métadiorite. À l'est de la baie James, la lithologie du socle rocheux est moins connue à cause de l'importante couverture de



Archéen

Roches mafiques (gneiss).....	Wvm	Avm	
Roches volcano-sédimentaires.....	Wsv	Wv	
Roches volcaniques felsiques.....	Wvf	Avf	
Roches granitiques.....	Wg	Wqs	
Roches tonalitiques.....	Wt	At	Vt
Roches métasédimentaires.....	Wm	Wsn	

Paléozoïque

Roches sédimentaires (grès, calcaires)					
uO	IS	ID	mD	uD	SD

Figure 1. 3: Carte géologique du secteur d'étude, tiré de la carte numérique de la Commission géologique du Canada (source : http://cgc.rncan.gc.ca/map/1860a/index_f.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 (mD); 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).

dépôts meubles.

1.2.3 Roches protérozoïques

La grande majorité des roches d'âge Protérozoïque se trouvent dans le sud-est de la baie d'Hudson (Bostock, 1971) (Figure 1. 2). Ces roches consistent en de minces lambeaux volcano-sédimentaires disposés en forme de cuesta allongée en direction nord-est sud-ouest, surplombant ainsi la baie d'Hudson (Figure 1. 3). Elles affleurent notamment dans l'archipel de Belcher où se retrouve la Formation d'Omarolluk qui est constituée de grauwackes siliceuses et massives comportant des concrétions beiges résultant de l'altération de calcaire (Ricketts et Donaldson, 1981). Les grauwackes se trouvent également dans une grande partie du fond marin à l'est de la baie d'Hudson. Les roches de la Formation d'Omarolluk forment un très bon indicateur lithologique, communément appelée «Omar». C'est avec ces Omar qu'on a pu reconstituer une partie de la dynamique glaciaire du centre-ouest de l'Amérique du Nord (Prest et al., 2000).

D'autres roches protérozoïques se trouvent dans le bassin de Laforge à l'intérieur de la Formation de Sakami. Il s'agit généralement d'arkoses, de conglomérats et de grès rouges quartziques (Figure 1. 3). C'est au nord du Québec, dans la région du lac Gayot, qu'est située cette formation s'étendant sur une distance d'environ 40 km par 5 km (Labbé et al., 1998).

1.2.4 Roches sédimentaires paléozoïques

Les roches sédimentaires paléozoïques se trouvent à proximité du terrain d'étude, tout juste à l'est de la baie de Rupert, dans le bassin versant ontarien de la baie James. Elles forment la Plate-forme sédimentaire d'Hudson qui recouvre le Bouclier canadien sous la majeure partie de la baie d'Hudson, en plus d'affleurer le long de la bordure sud de la baie d'Hudson (Figure 1. 2). Elles sont constituées principalement de dolomies, de calcaires, de grès, d'évaporites, de shales et de siltstones d'âge Silurien (Remick, et al., 1963) (Figure 1. 3). L'âge de ces roches sédimentaires se situe entre l'Ordovicien moyen et le Dévonien inférieur. Les plus jeunes sont concentrées vers le centre de la Plate-forme d'Hudson, tandis que les plus anciennes se retrouvent en périphérie. Les roches sédimentaires de la Plate-forme

d'Hudson se retrouvent dans deux bassins sédimentaires majeurs, soit ceux de la baie d'Hudson et de la rivière Moose (Norris, 1993).

CHAPITRE II

TRAVAUX ANTÉRIEURS SUR LA DÉGLACIATION DES BASSES TERRES DE LA BAIE JAMES

Les premières études des dépôts meubles du territoire de la baie James ont été réalisées vers la fin du 19^{ième} siècle au cours d'expéditions de la Commission géologique du Canada. Ces travaux ont permis de documenter les grands traits de la physiographie et de la géologie de la baie James, en plus d'établir les bases de l'écoulement glaciaire régional (Bell, 1877, 1879, 1885, 1896a, 1896b, 1897, 1900a, 1900b; Low, 1885, 1889, 1900, 1906, 1912). Par la suite, des travaux de cartographie ont révélé la présence de till argileux dans la partie sud des basses terres de la baie James, en plus de révéler deux directions d'écoulement glaciaire (Tanton, 1920).

De nombreuses études sur les dépôts meubles de la région ont ensuite permis d'approfondir les connaissances sur la nature, la provenance et la position stratigraphique des différents types de sédiments quaternaires, menant ainsi à l'identification d'épisodes glaciaires, lacustres et marins dans les basses terres de la baie James (Shaw, 1944; Lee et al., 1960; Remick, 1961, 1963, 1964, 1969; Remick et Gillain, 1963, Remick et al., 1963; Eade, 1966; Laverdière, 1969; Prest, 1970).

Suite à d'autres études d'envergure sur la géologie quaternaire dans le bassin versant ontarien des basses terres et secteurs adjacents (Hughes, 1965; Boissonneau, 1966, 1968; Craig, 1968; Mc Donald, 1969; Skinner, 1973), les travaux de doctorat de Hardy (1976) dans la portion québécoise des basses terres de la baie James résultent en une contribution

importante sur la géomorphologie glaciaire et l'histoire tardiglaciaire régionale. Hardy et ses collègues proposent de nouvelles alternatives aux modèles de scission de la marge glaciaire laurentidienne, en plus de documenter les réavancées de Cochrane, remodelant ainsi le patron de la déglaciation régionale (Hardy, 1976, 1977, 1982a et 1982b; Vincent et Hardy, 1977; Dionne, 1978a, 1978b; Hillaire-Marcel, 1980; Dyke et al., 1982, 2005; Dyke et Prest, 1987; Occhietti, 1987; Mott et Dilabio, 1990; Wyatt, 1990; Veillette, 1997, 2004). Ses travaux, présentent aussi de nombreuses données utiles sur les écoulements glaciaires, la durée de l'épisode glaciolacustre ainsi que le début et la fin de l'incursion marine. Les grands traits de ces données seront présentés dans les prochains paragraphes, conjointement avec les nouvelles données qui ont été subséquemment publiées.

2.1 Les écoulements glaciaires

Dans la portion québécoise des basses terres de la baie James, les marques d'érosion glaciaire sur le roc et formes de terrain allongées (drumlins et crag-and-tails) indiquent un écoulement glaciaire principal vers le sud-ouest et un écoulement glaciaire secondaire vers l'ouest-sud-ouest (Lee et al., 1960; Hardy, 1976; Vincent, 1977, 1989; Vincent et Hardy, 1977; 1979, Dyke et Prest, 1987). Hardy (1976) associe ces écoulements glaciaires au Wisconsinien supérieur, tout juste avant le début de la déglaciation finale et ses observations indiquent un sens de rotation de l'écoulement glaciaire allant du sud-ouest vers l'ouest-sud-ouest. Toutefois, les travaux de cartographie de Veillette (1995, 1997) et Veillette et Roy (1995) le long de la côte est et à l'intérieur de la baie James présentent de nouvelles mesures d'écoulement et de transport glaciaire qui suggèrent plutôt une succession de mouvements glaciaires dans le sens inverse, allant du nord-ouest, vers l'ouest et enfin vers le sud-ouest (Figure 2. 1). Cette réorganisation de l'écoulement glaciaire aurait été causée par un appel de la glace suite à un amincissement du glacier d'Hudson causé par la progression du Lac Ojibway vers le nord (Figure 2). L'important changement de configuration de la masse de glace, vers 9,5 ka, aurait provoqué une déviation de l'écoulement, allant alors du sud-ouest vers le sud-est (Figure 1. 1). Une modification d'orientation de l'écoulement glaciaire est ainsi associée à la mise en place d'un courant de glace qui représente la phase primaire de l'accélération de l'écoulement des glaces d'Hudson situé dans le couloir de la baie James (Parent et al., 1995; Veillette, 1997). C'est dans ce contexte qu'auraient eu lieu les crues de

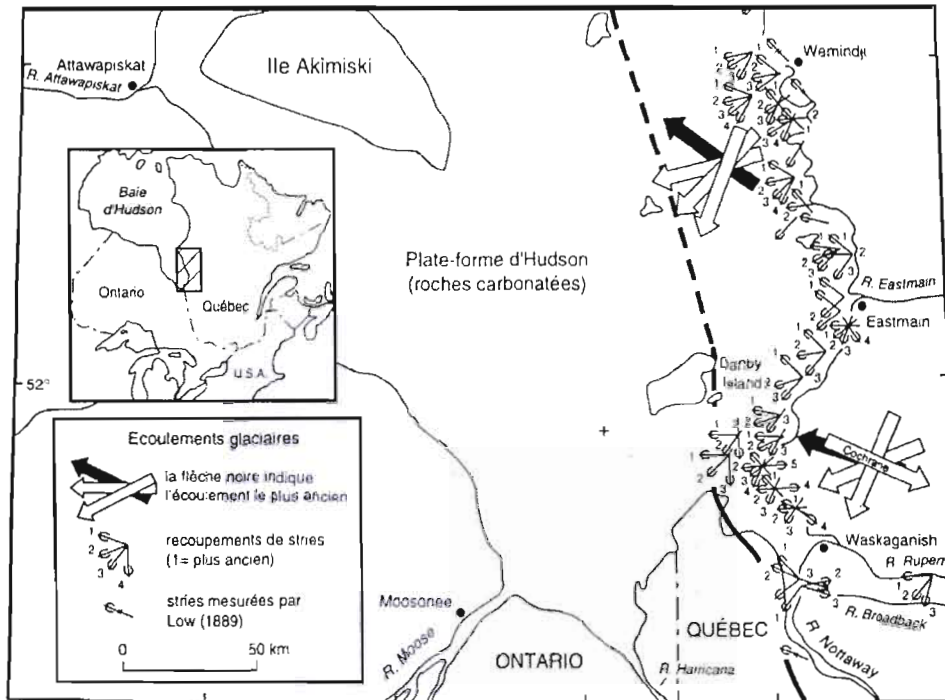


Figure 2. 1: Chronologie des écoulements glaciaires sur le pourtour et à l'intérieur de la baie James, d'après Veillette (1995).

Cochrane I, Rupert et Cochrane II, documentées par Hardy (1976, 1982b) à partir de stries suggérant des mouvements vers l'est-sud-est, l'est et le sud-est (Figure 1. 1 et Figure 2. 1). Les crues rapides dans le Lac Ojibway sont rattachées à la phase finale de la déglaciation précédant de peu la vidange du Lac Ojibway dans la Mer de Tyrrell (Figure 2).

Les écoulements tardiglaciaires décrits ci-dessus s'inscrivent à la toute fin de nombreuses phases d'écoulements glaciaires qui ont marqué la dernière glaciation. Des campagnes de cartographie de marques d'érosion glaciaire et traçages de blocs d'indicateurs lithologiques dans le secteur du dôme du Nouveau-Québec (Labrador) ont démontré l'existence de plusieurs écoulements glaciaires régionaux qui témoignent de l'évolution du dôme au cours du dernier cycle glaciaire (Veillette et Pomares, 1991; Parent et al., 1995; Paradis et Boisvert, 1995; Veillette, 1995; Veillette et al., 1999; Dyke et al., 2002; Veillette, 2004). De façon générale, les observations ont permis d'établir une chronologie relative

détaillée des écoulements glaciaires qui démontre une migration importante de la ligne de partage des glaces du sud vers le nord.

2.2 Séquence sédimentaire associée à la déglaciation

Les travaux de cartographie dans le secteur des basses terres de la baie James (Skinner, 1973; Hardy 1976, 1977, 1982a) indiquent que les dépôts glaciaires associés à la glaciation se trouvent de façon disséminée sur le territoire, perçant à de rares endroits la couverture sédimentaire formée par les argiles glaciolacustres, les tills de réavancées et dépôts marins. Les clastes de ces tills anciens sont composés majoritairement de gneiss et de granites qui reflètent une provenance de l'est.

Pour ce qui est des dépôts glaciaires associés à la déglaciation, ils sont majoritairement constitués d'argiles lacustres du Lac Ojibway, des tills argileux de réavancée glaciaire et d'une variété de dépôts marins de la Mer de Tyrrell. La géologie de surface de la région est de plus caractérisée par une accumulation de dépôts fluvio-glaciaires, alignés selon un axe nord-sud, formant la moraine interlobaire d'Harricana (Figure 1. 1 et Figure 2. 2). La présence de marques d'érosion indiquant des directions d'écoulement vers le sud-ouest et sud-est de part et d'autre de la moraine a amené Hardy (1977) à conclure que cette séparation de la marge de l'inlandsis Laurentidien a donné naissance à deux centres de dispersion, soit le glacier d'Hudson, dont le retrait s'est effectué vers le nord-ouest et le glacier du Nouveau-Québec, dont le retrait s'est effectué vers le nord-est (Figure 2. 2).

Le drainage régional s'effectuant vers le nord, l'eau de fonte retenue devant le glacier en retrait a formé le Lac glaciaire Ojibway, provoquant ainsi la mise en place de dépôts glaciolacustres sur le territoire. La présence de lignes de rivage au nord indique que le Lac Ojibway aurait atteint la latitude de La Grande Rivière jusqu'à la moraine de Sakami vers l'est (Hardy 1976, 1977, 1982a; Vincent et Hardy, 1977, 1979; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980; Bilodeau et al., 1990; Veillette, 1994). Le Lac glaciaire Ojibway aurait atteint son altitude maximale à 457 m et il aurait été maintenu par l'exutoire Kinojévis (Vincent et Hardy, 1977, 1979; Hillaire-Marcel et al., 1981).

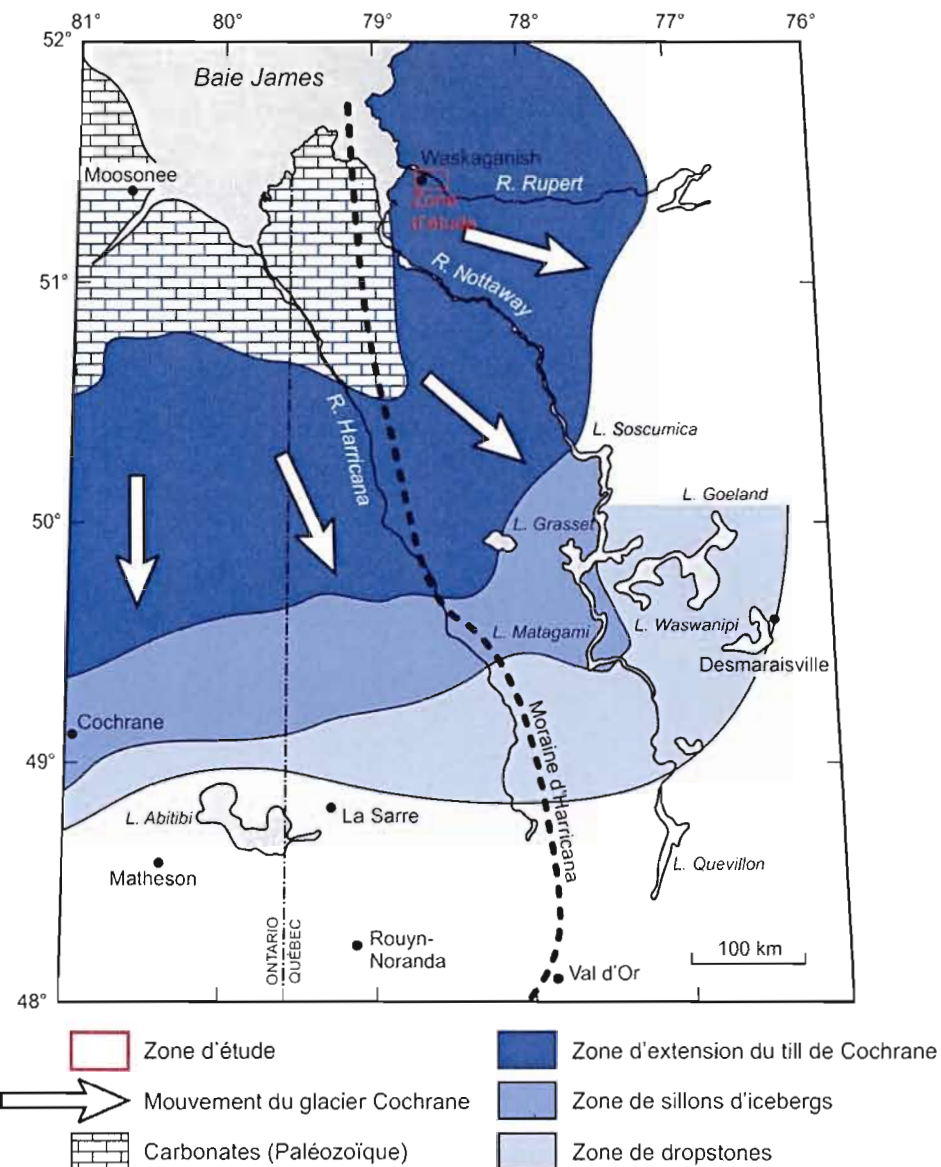


Figure 2. 2: Répartition du till de Cochrane au sud de la baie James établie à partir de la teneur en carbonate de la fraction fine ($<63\mu\text{m}$) du till de la linéation glaciaire, de la répartition des sillons d'icebergs et de celle des dropstones provenant de la Plate-forme d'Hudson et du Protérozoïque du sud-est de la baie d'Hudson, adapté d'après Veillette (1997).

La présence des eaux glaciaires du Lac Ojibway aurait causé l'accélération du retrait des deux glaciers résiduels, dont les marges devaient être flottantes par endroits (Hardy, 1976, 1977 et 1982b). Selon Hardy (1976, 1977, 1982b), ce contexte de marge glaciaire partiellement flottante aurait provoqué trois réavancées glaciaires majeures du glacier

d'Hudson dans le sud-ouest des basses terres, soit les crues de Cochrane I, Rupert et Cochrane II (Figure 1. 1 et Figure 2. 2). Les crues glaciaires ont laissé des tills carbonatés à l'intérieur des dépôts lacustres du Lac Ojibway. Ces tills sont communément appelés till de Cochrane (Hughes, 1959). Leur matrice (<1 mm) contient de 3 à 6,7 % de CaCO_3 qui proviendraient de l'érosion des roches carbonatées paléozoïques de la Plate-forme d'Hudson, en accord avec les indices d'écoulement glaciaire régional (formes fuselées et marques d'érosions). Les travaux de Veillette (1997) ont démontré que la fraction fine (<63 μm) des tills carbonatés déposés dans le Lac Ojibway peut contenir jusqu'à 30 % de CaCO_3 . La concentration en carbonate des tills de Cochrane décroît au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la baie James (Figure 2. 2).

Bien que ces réavancées glaciaires aient laissé une empreinte géomorphologique (formes fuselées et stries) sur le territoire, Hardy (1982b) distingue principalement les crues de Cochrane I, Rupert et Cochrane II par des pics d'augmentation des niveaux de carbonate détritique dans une séquence de varves du Lac Matagami. Comme ces varves reposent sur des roches cristallines, Hardy (1982b) associe la présence de CaCO_3 détritique à des réavancées de la glace à l'intérieur du bassin Ojibway. Hardy note également des variations dans l'épaisseur et la fraction argileuse des varves qui semblent corroborer les variations de la marge glaciaire déduites à partir des pics de CaCO_3 (Figure 2. 3). Une chronologie varvaire est également établie à partir de la séquence de Matagami. Cette dernière repose sur le drainage du Lac Ojibway, événement qui est assigné à 8 000 ans ^{14}C BP en raison des datations obtenues pour les premières faunes marines dans le secteur de la baie James (Hillaire-Marcel et Vincent, 1980). Ainsi, la chronologie des varves Ojibway est établie entre environ 10 000 et 8 000 ans ^{14}C BP (Figure 2. 4). Selon cette chronologie, les réavancées de Cochrane I, II se seraient produites à 8 200 ans et à 7 975 ans. Cette séquence a été documentée à partir des intervalles distincts, montrant une augmentation de la teneur en carbonate des varves, l'augmentation de l'épaisseur des varves et une diminution de la fraction argileuse dans les varves (Figure 2. 3 et Figure 2. 4).

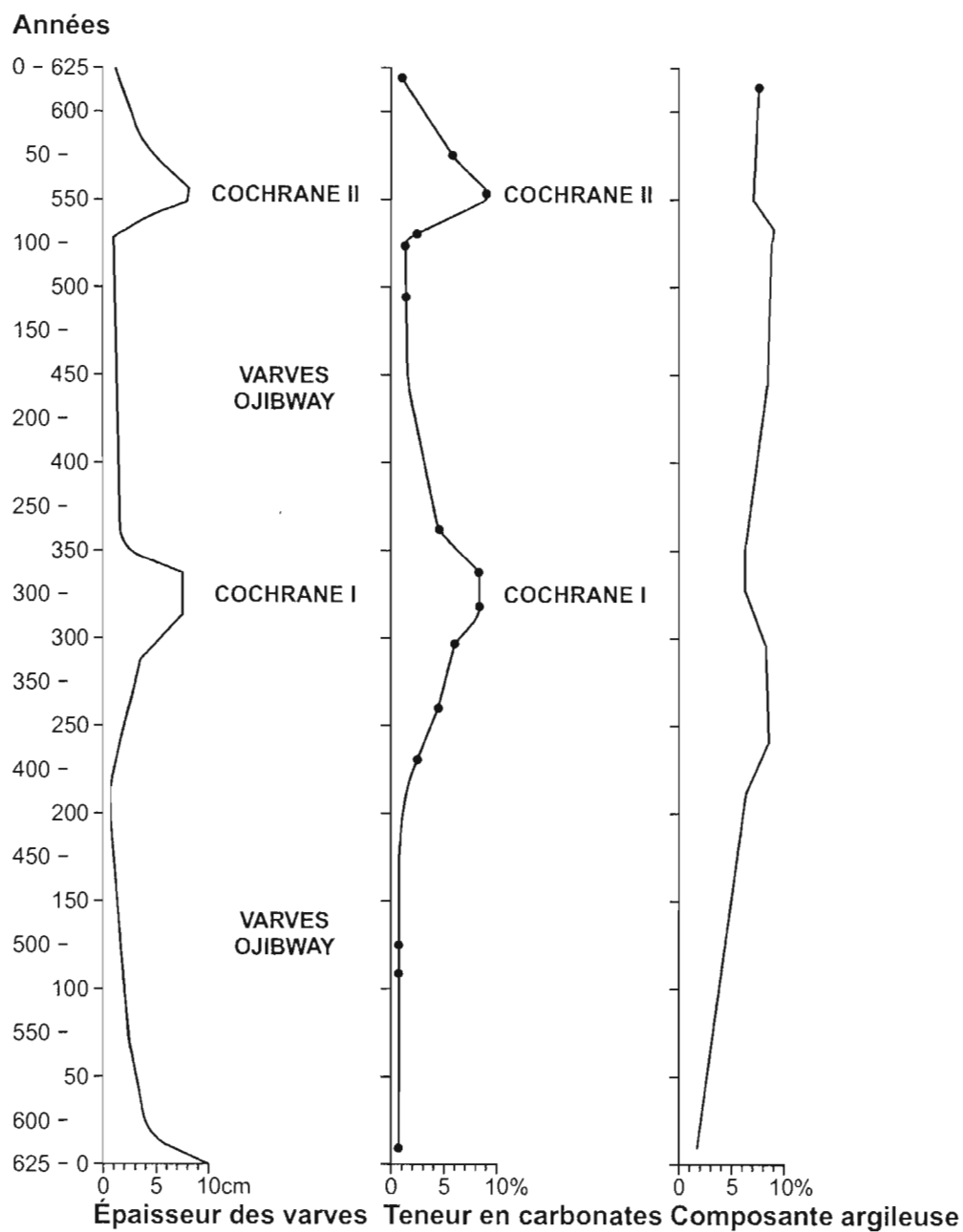


Figure 2. 3: Chronologie varvaire établie à partir d'une carotte près du Lac Matagami, d'après Hardy (1982b). Les variations de composition des varves ont permis l'identification des crues de Cochrane I et II.

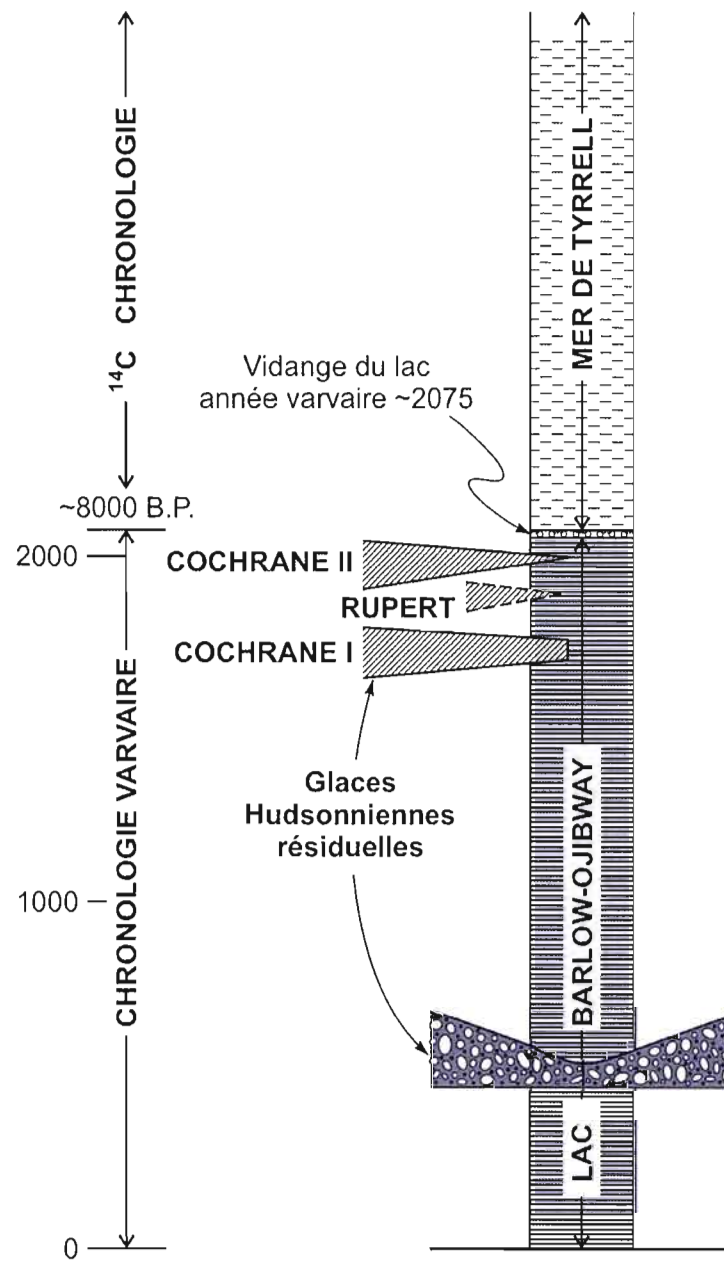


Figure 2. 4: Les réavancées tardiglaciaire, drainage du Lac Ojibway et l'incursion de la Mer de Tyrrell dans le contexte de la chronologie varvaire établie par Hardy (1982b), d'après Hillaire-Marcel et Vincent (1980).

Enfin, de par la distribution des sédiments glaciolacustres sur le côté est et sud-est de la baie James, Hardy (1976, 1977, 1982b) a suggéré aussi le développement d'une baie de vêlage importante dans la marge sud du glacier d'Hudson (Figure 2). Toujours selon Hardy, la fonte des glaces dans la partie nord du dôme d'Hudson aurait permis aux eaux atlantiques de s'introduire dans la baie d'Hudson via le détroit d'Hudson. Cette intrusion d'eau saline associée à la Mer de Tyrrell ainsi que la progression de la baie de vêlage dans les eaux du Lac Ojibway, auraient mené à la déglaciation finale de la région.

2.3 Déglaciation finale : vidange des eaux du Lac Ojibway

La déglaciation finale de la région est marquée par la vidange du Lac Ojibway dans la Mer de Tyrrell. De nombreux modèles paléogéographiques associent cet événement à la rupture ou l'effondrement du barrage de glace en décrépitude qui séparait la Mer de Tyrrell des eaux du Lac Ojibway (Hardy 1976, 1977, 1982a; Vincent 1977, 1989; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980; Dyke et Prest, 1987; Dyke et al., 2003) (Figure 2). L'invasion marine concomitante se serait déroulée vers 7,9 ka ^{14}C BP, tel que suggérés par les âges radiocarbones obtenus à partir de coquilles marines prélevées sur le versant distal de la moraine de Sakami (7,8 – 7,9 ka ^{14}C BP) et dans les argiles marines situées à 13 km à l'est de la moraine (7,29 ± 90 ka ^{14}C BP) (Hardy, 1976, 1977, 1982a). Selon Hardy (1977), le drainage s'est probablement effectué vers le nord, à peu près vis-à-vis le 80^{icmc} méridien ouest.

L'âge de la vidange du Lac Ojibway a été précisé à partir de datations au radiocarbone sur des foraminifères provenant des carottes marines de la baie et du détroit d'Hudson (Barber et al., 1999). Selon ces travaux, une fois les âges ^{14}C corrigés en fonction de l'effet réservoir ^{14}C des eaux marines de la baie d'Hudson, le drainage serait survenu vers 8 470 cal BP (8160 à 8740 ans cal BP) (Barber et al., 1999). Les travaux de Barber et al. (1999) ont d'ailleurs stimulé l'intérêt sur la déglaciation finale de l'inlandsis Laurentidien, car ils associent la vidange des eaux du Lac Agassiz-Ojibway à une perturbation de la circulation

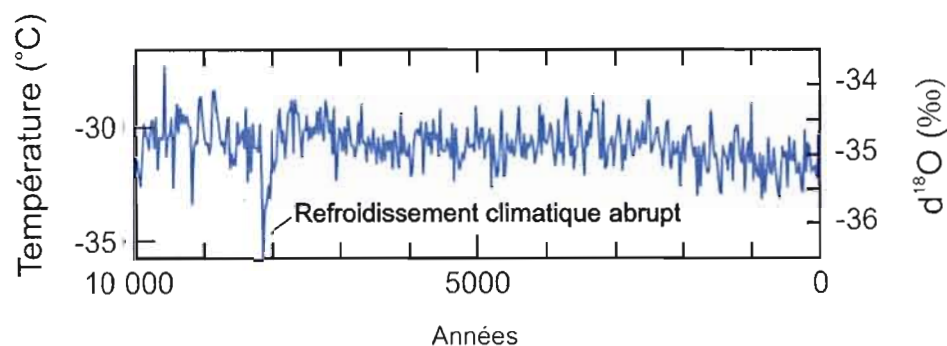


Figure 2. 5: Données climatiques provenant des carottes au centre du Groenland révélant le refroidissement climatique abrupt il y a 8 200 ans. (Données de Dansgaard et al. 1993).

thermohaline de l'océan Atlantique, et à un refroidissement climatique abrupt qui s'est produits autour de 8 200 ans (communément désigné sous l'appellation, l'événement froid «cold event» de 8,2 ka). Ce refroidissement est bien exprimé dans les carottes de glace du Groenland par une baisse significative du $\delta^{18}\text{O}$ atteignant près de 2 ‰ sur une durée d'environ 270 ans (Dansgaard et al., 1993; Alley et al., 1997, Thomas et al., 2007) (Figure 2. 5).

Une alternative au modèle classique de drainage décrit précédemment a été présentée par Clarke et al. (2003, 2004) suite à des considérations glaciologiques appuyées de travaux de modélisation. Dans ce modèle, la vidange du Lac glaciaire Agassiz-Ojibway se fait par la formation d'un tunnel à la base de la glace résiduelle (Figure 2. 6). Ce mécanisme de drainage aurait été possible à cause du jeu entre l'augmentation de la pression hydrostatique exercée par les eaux du lac, dont la quantité était supérieure à celui de la mer, sur la marge glaciaire dont le poids et la stabilité s'amenuisaient au fur et à mesure de la déglaciation. Conséquemment, des voies de drainage se seraient développées sous la glace, permettant ainsi l'évacuation des eaux. Les travaux de modélisation indiquent une possibilité d'au moins quatre secteurs où les eaux auraient pu se drainer, dont un localisé sur la baie James (Clarke et al., 2004).

Le modèle résumé ci-dessus est validé par la présence de méga-chenaux et autres

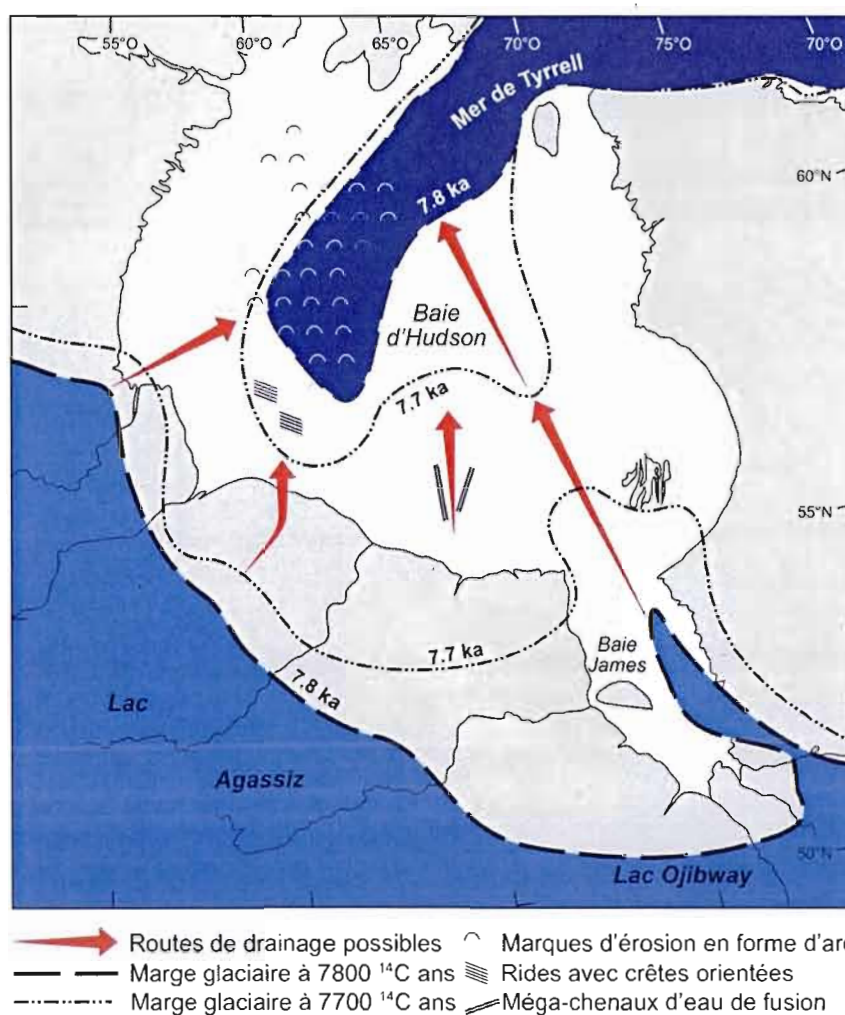
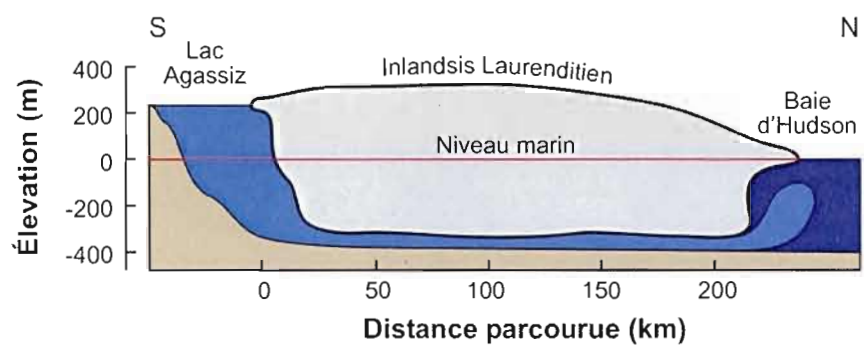


Figure 2. 6: Schéma illustrant le modèle de drainage sous-glaciaire du Lac Agassiz-Ojibway, modifié d'après Clarke (2003).

marques géomorphologiques de grande envergure établis à l'aide de radar et sonar multifaisceaux qui ont été documentés sur le fond de la baie d'Hudson (Josenhans et Zevenhuizen 1990; Lajeunesse et St-Onge, 2008). L'ampleur des formes d'érosion (~1 km de large) suggère des vidanges catastrophiques du Lac glaciaire Agassiz-Ojibway. Ces épisodes auraient provoqué la mise en circulation d'icebergs qui auraient produit des marques d'érosion en forme d'arc sur le plancher de la baie d'Hudson, en plus de laisser des rides de courant de grande ampleur (Josenhans et Zevenhuizen 1990; Lajeunesse et St-Onge, 2008). Le modèle de drainage sous-glaciaire (Clarke et al., 2004) implique des épisodes de drainage multiples, appuyé par des données sédimentologiques de carottes marines de la baie et dans le détroit d'Hudson, soit la présence de deux pics de matériels détritiques rougeâtres aux alentours de 8,2 ka (Hillaire-Marcel et al., 2007; Lajeunesse et St-Onge, 2008).

2.4 Recul de la marge glaciaire suite à la l'invasion de la Mer de Tyrrell

Dans le nord-ouest du Québec, le recul de la marge glaciaire du glacier du Nouveau-Québec s'est effectué au contact des eaux proglaciaires du Lac Ojibway et, suite à sa vidange, au contact de la Mer de Tyrrell. Ce type de retrait est illustré par la présence de nombreux champs de moraines de De Geer dont l'orientation générale suggère un retrait vers le nord-est (Hardy, 1982a). On trouve deux groupes de moraines de De Geer, soit un groupe situé à l'est de la Moraine de Sakami et mis en place dans la Mer de Tyrrell et un deuxième groupe situé à l'ouest de la moraine et associé au Lac Ojibway. Le retrait a été marqué de plusieurs petites haltes, mais un arrêt majeur a résulté en la construction de la Moraine de Sakami (Lee et al., 1960) qui s'étend de Kuujuarapik au nord-ouest au Lac Mistassini au sud-est. Cette moraine discontinue et arquée aurait été formée par la rééquilibration du profil du glacier du Nouveau-Québec (Lee et al., 1960; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980; Hillaire-Marcel et al., 1981). Sa période de formation aurait duré entre 200 et 400 ans, selon l'âge radiocarbone de coquilles marines prélevées sur le versant distal de la moraine et d'argiles marines situées à 13 km à l'est (Hardy, 1982a). Par la suite, le retrait du Glacier du Nouveau-Québec s'est effectué en direction de la région au sud de la baie d'Ungava, où il s'est achevé vers 5,0 ¹⁴C ka BP (5,75 cal BP) (Dyke et al., 2003). Des datations de blocs erratiques dans le nord du Québec par la méthode du ¹⁰Be suggèrent que ce retrait s'est effectué sur une période de 600 ans durant cet

intervalle, avec une désintégration finale vers 6,8 ka (Carlson et al., 2007, 2008). Ce recul rapide serait en lien avec un réchauffement climatique durant l'Holocène causé par une augmentation de l'insolation durant cet intervalle.

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

3.1. Travaux de terrain

Trois visites de terrain ont été effectuées. Tout d'abord, afin de cibler les coupes stratigraphiques potentiellement intéressantes pour cette étude, une campagne de reconnaissance des berges des rivières Broadback et Rupert a été effectuée en hélicoptère à la fin de juin 2007. Quelques arrêts ont été faits dans le but de vérifier la nature des unités sédimentaires présentes dans ces coupes. Cette prospection a permis d'établir la faisabilité de traverses en bateau pneumatique sur ces rivières et autres aspects logistiques. La deuxième visite de terrain s'est déroulée au cours du mois de juillet 2007 et consistait essentiellement à la description et l'échantillonnage de coupes stratigraphiques exposées le long de ces rivières (Figure 3. 1). La première traverse en bateau s'est déroulée sur la rivière Broadback pendant 7 jours et 14 jours ont été consacrés à la descente de la rivière Rupert sur environ 25 km jusqu'à la baie. Enfin, une dernière visite de courte durée s'est déroulée à l'été 2008 afin de reprendre des échantillons et compléter les travaux amorcés de laboratoire au cours de l'année précédente.

La plupart des coupes stratigraphiques de la région d'étude sont affectées par l'affaissement de sédiments marins qui proviennent de la partie supérieure des séquences sédimentaires. Avant de procéder à l'échantillonnage des unités, chaque secteur des coupes étudiées a été préalablement nettoyé avec une pelle et une truelle le long de «fenêtres» d'une largeur minimale d'un mètre, pour ainsi donner accès aux sédiments frais. Une fois

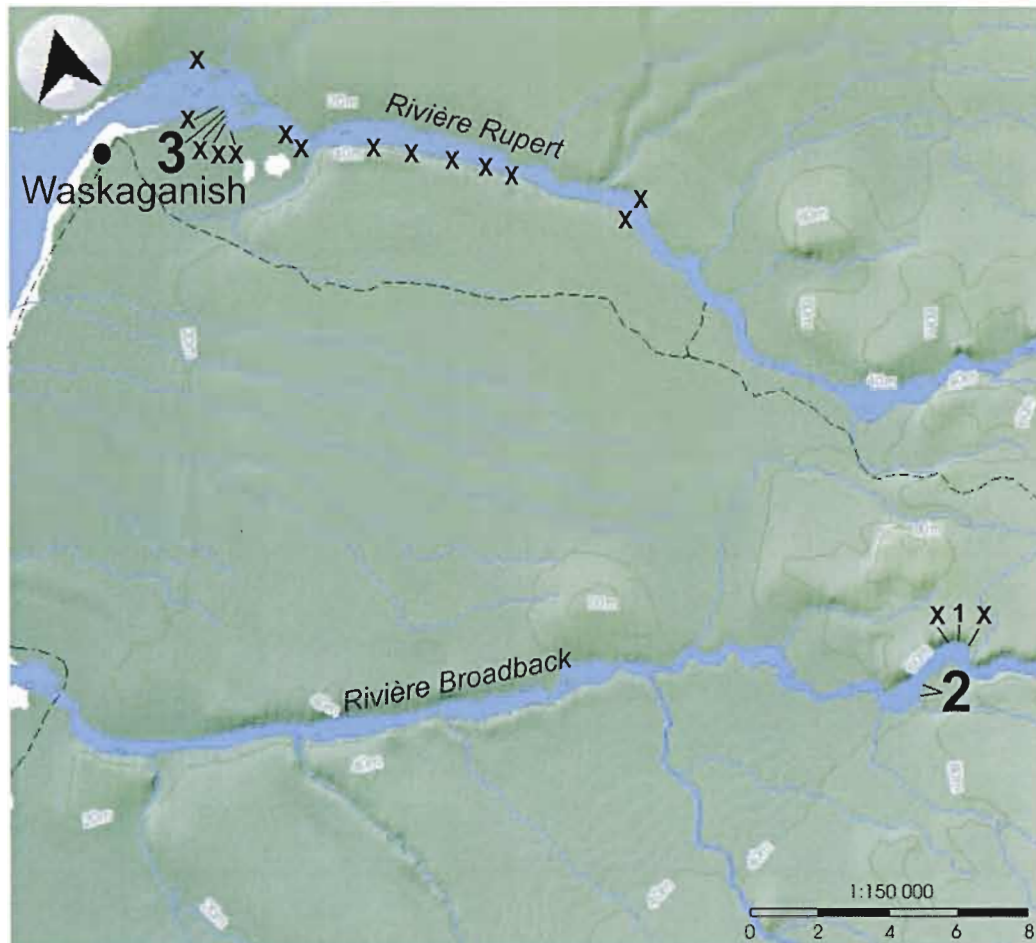


Figure 3. 1: Localisation des sites d'échantillonnage le long des rivières Broadback et Rupert. La coupe maîtresse de la rivière Broadback (N 51° 17' 39" O 78° 26' 25") est indiquée par le numéro 1, échantillonnage de till (N 51° 17' 02" O 78° 27' 54") présenté par le numéro 2 et la coupe maîtresse de la rivière Rupert (N 51° 29' 07" O 78° 41' 58") présenté par le numéro 3; sites d'observation (X) et fabriques de till (2 et 3) des rivières Broadback et Rupert. Source de la carte topographique : Ressources naturelles Canada. (<http://atlas.nrcan.gc.ca/auth/francais/maps/topo/map>)

inspectées, les coupes ont fait l'objet de mesures des unités, de prises de photos, et de descriptions détaillées de la structure des faciès. Par la suite, les unités présentées ont été échantillonnées. Les unités sableuses ont fait l'objet de mesures de paléocourants, bien que les figures sédimentaires étaient plutôt occasionnelles dans ces coupes, la plupart étant affectée par des convolutes et autres processus de déformation post-sédimentaire.

L'orientation des marques d'érosion glaciaire sur les affleurements rocheux du secteur d'étude ont été mesurées avec une boussole pour déterminer la direction des écoulements glaciaires. Les marques d'érosion glaciaire consistent principalement en des stries, cannelures, surfaces en biseau et trains de broutures. Des indices additionnels sur l'écoulement glaciaire régional ont également été obtenus par trois fabriques de till. L'orientation préférentielle des éléments figurés allongés a été mesurée afin de déterminer la direction de l'écoulement glaciaire. L'azimut et le pendage des axes a et axes b des clastes montrant un ratio axes a:b de 2:1 ont été mesurés. Au total, 40 clastes ont été mesurés par fabrique.

3.1.1 Échantillonnage

La collecte des échantillons de tills consistait à prélever environ 5 kg de matériels placés dans des sacs plastiques. Pour la séquence tardiglaciaire, des échantillons de 20 cm³ de sédiments marins ont été extraits. Étant donné la puissance des séquences d'argiles marines, l'échantillonnage a été effectué à intervalles d'un mètre. Des coquilles marines ont été extraites et placées dans des petites capsules. Des gouttières d'un mètre ont servi afin de prélever des séquences intactes de la base des rythmites marines. Pour l'unité glaciolacustre, des échantillons de 30 cm³ ont été prélevés en continu, un à la suite de l'autre. Pour la section de l'horizon de drainage, des échantillons de 40 cm³ furent découpés. La plupart de ces sédiments tardiglaciaires ont été maintenus dans une pellicule d'emballage plastique. Au total, 106 échantillons ont été prélevés.

3.2 Méthodes analytiques

3.2.1 Analyses granulométriques

La granulométrie de la matrice des sédiments glaciaires et non-glaciaires a été analysée au laboratoire commun de l'Institut national de la recherche scientifique (INRS-ETE) du Centre Eau, Terre et Environnement et de la Commission géologique du Canada à Québec (CGC-Q) sous la supervision de Michel Parent. Environ 100 g de tills, de sédiments glaciolacustres et sédiments marins de la fraction inférieure à 2 mm ont été tamisés à sec avant leur analyse au granulomètre laser. La distribution des différentes tailles

granulométrique d'un échantillon permet de caractériser un sédiment et d'obtenir des informations sur sa genèse et le mode de transport associé.

3.2.2 Pétrologie des clastes

L'étude de la pétrologie des clastes permet d'établir les proportions des différentes lithologies présentes dans les échantillons de till, permettant de caractériser la provenance du dépôt et ainsi retracer les différentes trajectoires d'écoulement glaciaire associées aux tills. Le comptage a été fait sur la fraction entre 8 et 4 mm. Cette dernière a été obtenue par un tamisage à l'eau de 4 kg de sédiments. Environ 250 clastes ont été comptés dans chaque échantillon. Cependant, la matrice de certains tills étant généralement très fine et abondante, certains échantillons ont révélé un nombre plus faible de clastes.

3.2.3 Géochimie des éléments majeurs et traces

Les sédiments ont été analysés par la spectrométrie d'émission atomique par plasma à couplage inductif (ICP-AES) au laboratoire INRS-ETE de la CGC-Q sous la supervision de Michel Parent. Environ 10 g d'échantillons de till, de rythmites marines et de sédiments glaciolacustres ont été tamisés pour obtenir la fraction < 63 μm .

3.2.4 Teneur en carbonate

La matrice des tills, sédiments glaciolacustres et rythmites glaciomarines a été analysée pour leur teneur en carbonate détritique (inorganique). Pour ce faire, 10 g de matériels ont été tamisés à sec pour obtenir la fraction < 63 μm . Cette dernière a par la suite été analysée par un analyseur élémentaire Carlo-Erba CHNS NC2500 au laboratoire de géochimie des isotopes stables du GEOTOP, sous la supervision de Jean-François Hélie, pour la teneur en carbone total. Au même laboratoire, le carbone organique de ces sédiments est ensuite analysé avec un coulomètre. La différence du carbone total et du carbone organique permet de détecter le taux de carbone inorganique de chaque sédiment.

3.2.5 Minéralogie des argiles

Les sédiments marins et glaciolacustres et les tills ont été tamisés pour obtenir 20 g de la fraction < 63 μm de la matrice, puis été analysés au laboratoire de radiocristallographie du

Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère de l'UQÀM, sous la supervision de Michel Préda. Les diffractogrammes recueillis ont été produits selon la loi de Bragg, laquelle est basée sur la distance interatomique des minéraux. L'appareil employé est le modèle D5000 de la compagnie SIEMENS. Ces mesures permettent de déterminer les différentes phases minérales présentes dans l'échantillon.

3.3 Datation radiocarbone et isotopes stables

3.3.1 Datation radiocarbone

Afin d'obtenir des contraintes chronologiques sur les séquences glaciolacustres et glaciomarines étudiées, des foraminifères et des coquilles de bivalves ont été soumis à des datations par la méthode du radiocarbone. Ces derniers ont tous été nettoyés afin d'éviter toute contamination avec du carbone récent. Les échantillons ont été analysés par un spectromètre de masse au « *Center for Accelerator Mass Spectrometry* » du laboratoire national de Lawrence Livermore à Berkeley en Californie.

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

Des foraminifères, ostracodes et fragments de coquilles ont été analysés dans le but de déterminer leur teneur en isotopes d'oxygène et de carbone ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) afin de mieux caractériser leurs paléoenvironnements. Un minimum de 80 μg de tests de microfossiles est nécessaire pour chaque analyse. Les échantillons ont tous été mesurés par le spectromètre de masse *Micromass IsoprimeTM* à double injection DI (*dual inlet*) couplé à un système *MulticarbTM* au laboratoire de géochimie des isotopes stables au GEOTOP-UQÀM-McGILL sous la supervision de Jean-François Hélie.

3.4 Analyses micropaléontologiques, palynologique et paléoécologiques:

Un total de 14 échantillons de sédiments glaciolacustres, glaciomarins et glaciaires ont fait l'objet d'analyses micropaléontologiques. L'identification de différents traceurs micropaléontologiques a été effectuée dans le laboratoire de Micropaléontologie du GEOTOP de l'UQAM, sous la supervision d'Anne de Vernal. Les différents types de microfaunes carbonatées étudiés sont des coquilles de bivalves, des foraminifères et des

ostracodes. Une étude palynologique marine et terrestre de microfossiles à membranes organiques a aussi été réalisée. Les palynomorphes étudiés sont des kystes de dinoflagellés, des pollens et des spores. Ces derniers ont fait l'objet d'analyses sur des lames minces à partir desquelles des calculs de concentrations ont été effectués. Ces indicateurs paléoécologiques apportent des indices sur les conditions environnementales des milieux de vie de ces organismes, permettant ainsi de reconstituer les conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementales des différentes unités.

CHAPITRE IV

LITHOSTRATIGRAPHIE ET COMPOSITION DES DÉPÔTS GLACIAIRES, GLACIOLACUSTRES ET GLACIOMARINS DE LA SÉQUENCE SÉDIMENTAIRE DU SECTEUR BROADBACK - RUPERT

4.1 Lithostratigraphie de la rivière Broadback et Rupert

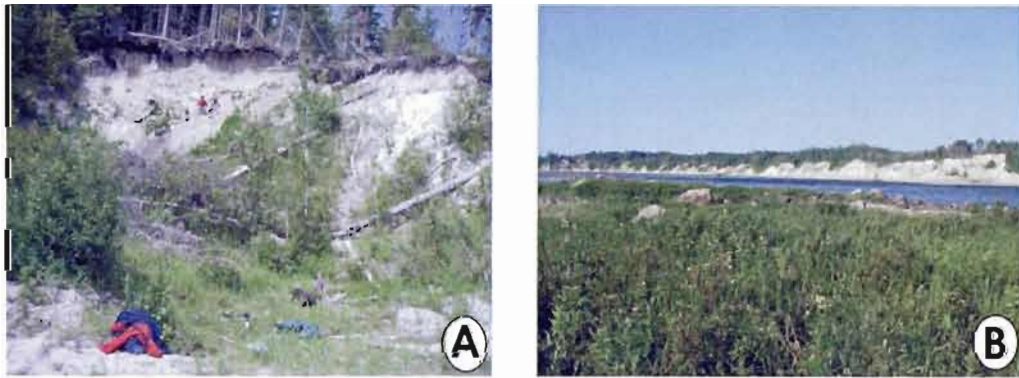


Figure 4. 1: Exemples de séquences sédimentaires exposées le long des rivières Broadback (A) et Rupert (B).

Les coupes stratigraphiques étudiées sont situées à environ 30 km en amont de l'embouchure des rivières Broadback et Rupert (Figure 3. 1). Les séquences sédimentaires font de 20 à 30 mètres de hauteur et sont principalement exposées sur les berges des rivières où l'on retrouve de nombreux affaissements de sédiments marins au sommet des coupes (Figure 4. 1). Les différents secteurs étudiés renferment communément de deux à quatre unités qui seront décrites aux points suivants.

4.1.1 Lithostratigraphie de la rivière Broadback

Cinq coupes ont été étudiées le long de la rivière Broadback. Elles sont toutes localisées sur la rive nord et font environ 20 m (Figure 4. 1). Les principales unités exposées dans ces coupes sont, de la base vers le sommet, un till, suivi de sédiments marins montrant différents faciès. La Figure 4. 2 présente une coupe composite des unités rencontrées sur la rivière Broadback.

La base de la séquence est constituée d'un till (Figure 4. 3) compact et massif renfermant de nombreux clastes anguleux et en forme d'ogives, lesquels sont supportés par une matrice argilo-silteuse grise. Le till n'apparaît qu'à certains endroits le long de la rivière Broadback. Les nombreux seuils sur la rivière formés entièrement de blocs de calcaire, grauwackes et roches précambriennes suggèrent que cette unité de till est présente à la base de la plupart des coupes, vraisemblablement sous le niveau de la rivière.

Le till est recouvert par une unité de rythmites massives (Figure 4. 3) renfermant quelques coquilles marines. Les rythmites bleutées font environ 6 m d'épaisseur. Elles sont généralement argilo-silteuses et regroupées à l'intérieur de lits de 10 cm, qui renferment des lits plus fins de 1 à 2 mm constitués de silts et sables fins. La rythmicité est interrompue par un contact franc qui marque le début d'une unité de sables fins de couleur grise d'une puissance de 1,5 m et contenant des petites poches d'argiles massives alignées le long d'un horizon très distinctif formant un lit de 4 cm d'épaisseur. Les sables fins sont surmontés de rythmites sur 1,5 m, lesquelles exhibent des caractéristiques similaires aux rythmites sous-jacentes, mais ne montrant aucune trace de fossiles.

Par la suite, une séquence massive de sables fins à moyen apparaît sur environ 4 m (Figure 4. 3). Cette unité est caractérisée par la présence de nombreux convolutes (Figure 4. 3), dont quelques-uns se sont développés dans des lits plus grossiers, formant des poches de sables grossiers de 30 à 60 cm à l'intérieur desquelles un litage centimétrique et un certain granoclassement sont présents. Ces structures de charge sont généralement oxydées. Des lits sableux renfermant de nombreuses figures de courants se retrouvent au sommet de cette unité. La base de ces sables lités est également affectée par la déformation post-déposition.

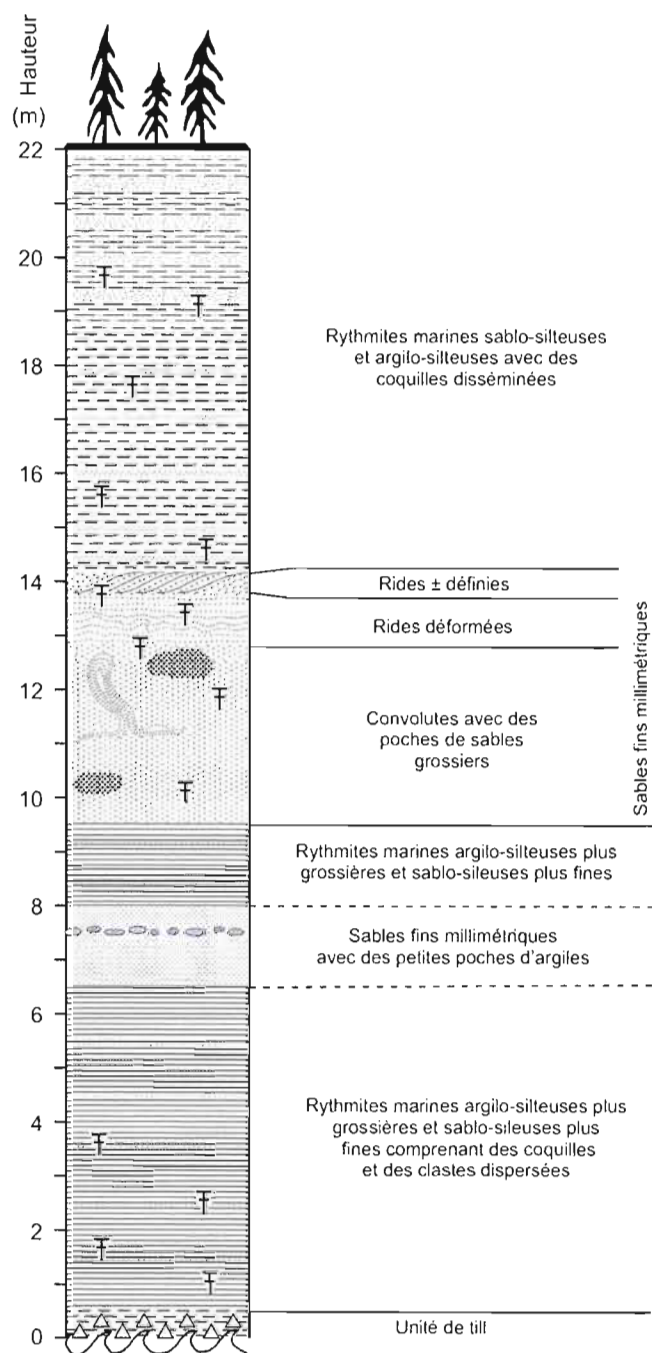


Figure 4. 2: Coupe composite regroupant les principales unités rencontrées sur la rivière Broadback.

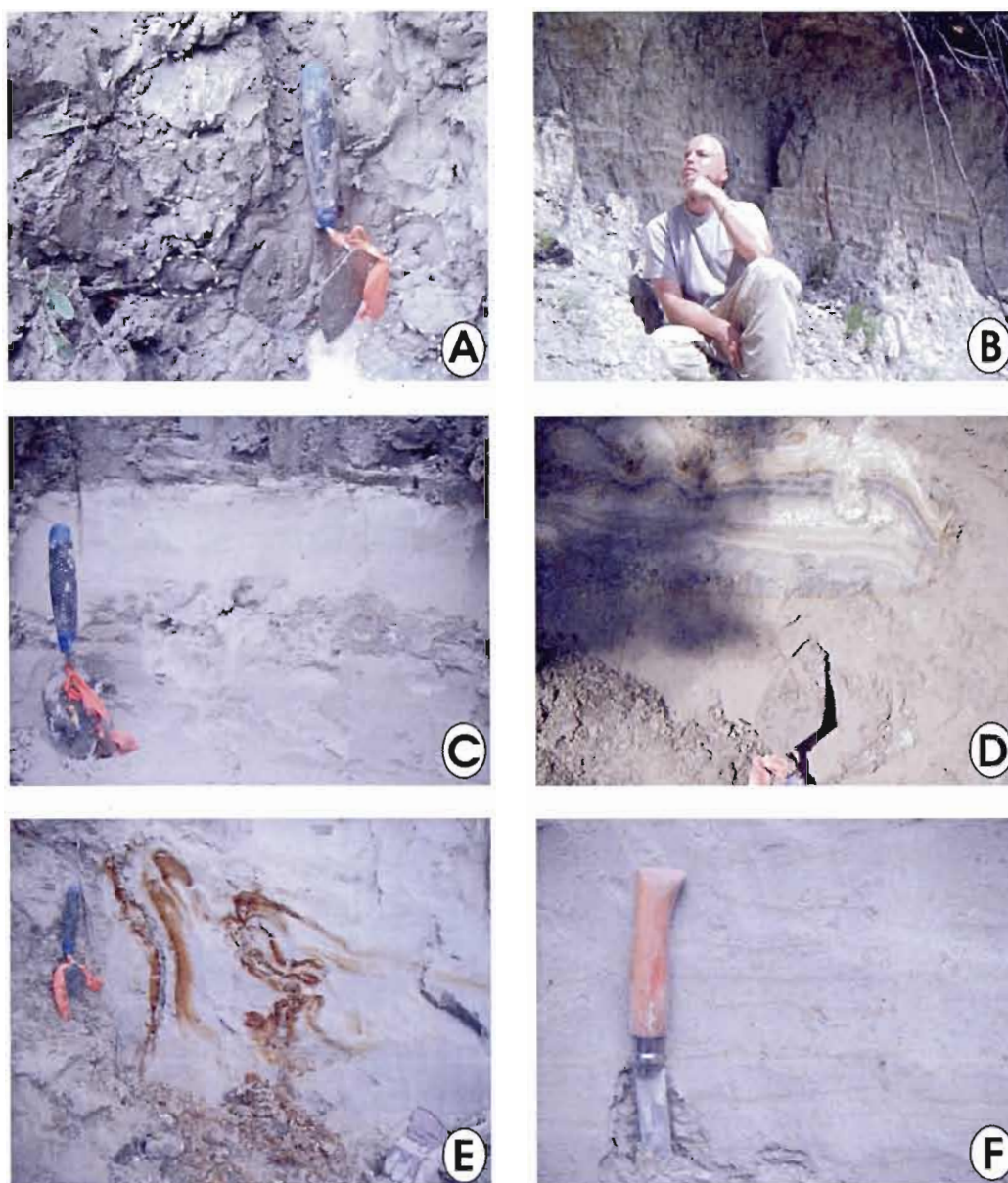


Figure 4. 3: Exemples d'unités rencontrées sur la rivière Broadback. A) Till affleurant à la base de la rivière. Les cercles pointillés montrent les clastes; B) Rythmites marines au sommet; C) Poche d'argile dans l'unité de sable fin inférieur au contact des rythmites médianes; D) Poche de sables grossiers dans l'unité sableuse supérieure; E) Convolutes oxydés dans l'unité sableuse supérieure; F) Rides de courant déformées dans l'unité sableuse supérieure.

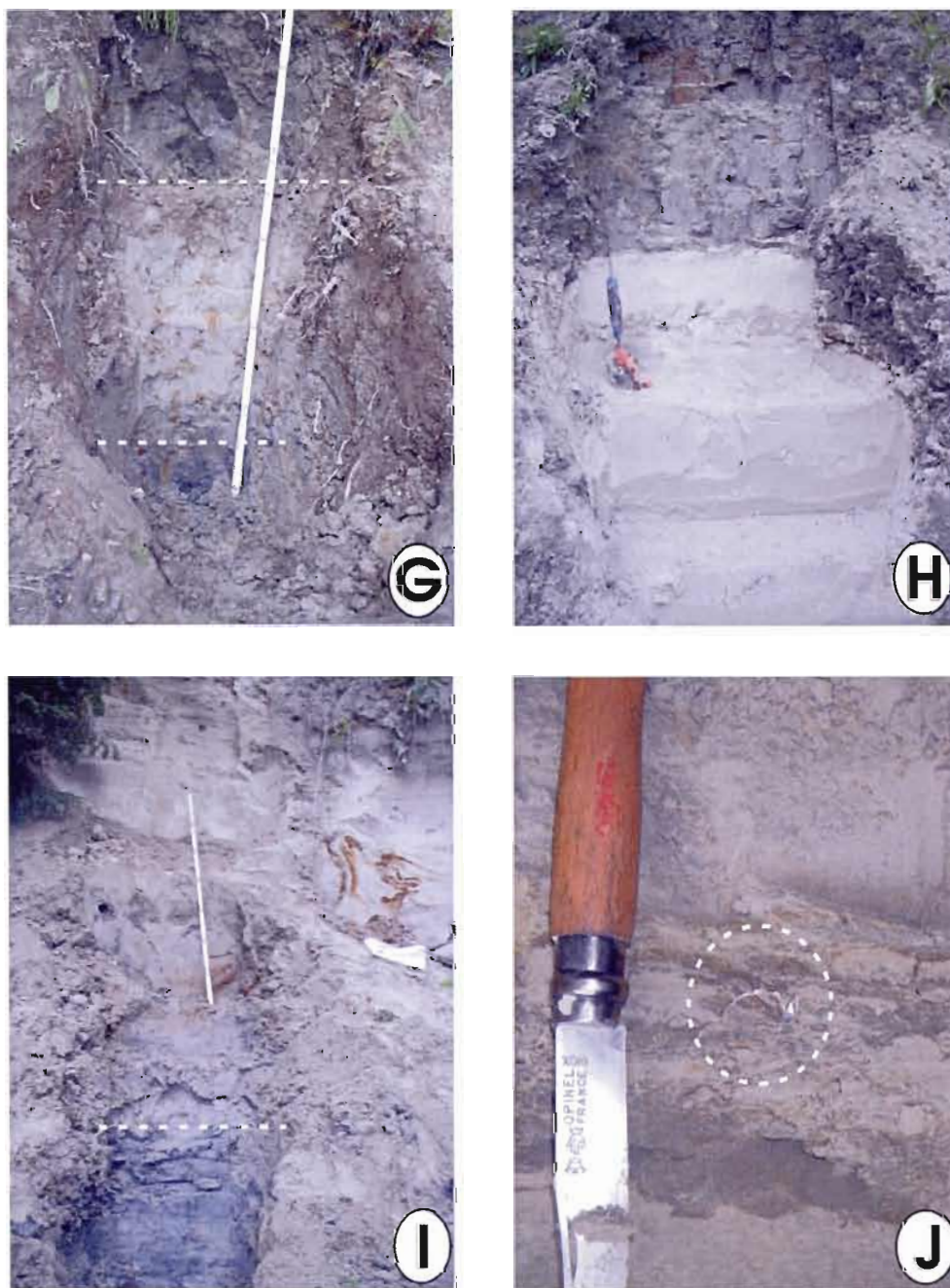


Figure 4.3 (suite): G) Rythmites à la base séparées d'un contact avec l'unité sableuse inférieure; H) Unité de sable fin au contact des rythmites médianes; I) Contact rythmites médianes avec l'unité sableuse supérieure; J) Coquilles dans les rythmites au sommet.

La partie sommitale des sables montre des rides de courant chaotiques et plus ou moins définies (Figure 4. 3) qui indique un drainage vers le nord-ouest (310° à 320°), similaire à l'écoulement de la rivière aujourd'hui. Les sables renferment des coquilles marines et des foraminifères (Figure 4. 3).

Le sommet de la coupe est composé d'une unité de 8 m d'épaisseur constituée de rythmites fossilifères (Figure 4. 3) bien développées qui montrent une variation granulométrique de la base au sommet. À la base, les rythmites sont silto-argileuses, constituant des lits entre 5 à 8 cm et de 2 à 5 cm. Les lits silto-argileux sont séparés par endroits par des lits de sables fins de 2 à 3 cm d'épaisseur montrant un litage millimétrique. Le sommet de la séquence est constitué de rythmites plus grossières.

Dans l'ensemble, les unités de rythmites et de sables qui reposent sur le till sont caractéristiques de séquences marines. La décroissance des tailles granulométriques des particules qui forment ces unités suggère un approfondissement du bassin de sédimentation.

4.1.2 Lithostratigraphie de la rivière Rupert

Plusieurs coupes ont été relevées lors de la descente de la rivière Rupert. La plupart des séquences sédimentaires n'exposent généralement qu'une seule unité stratigraphique, soit des sédiments marins ou glaciolacustres, ou encore des sédiments glaciolacustres recouverts par une mince couche de dépôts marins. La présence d'un till est aussi suggérée par les nombreux blocs décimétriques à métriques qui se retrouvent dans les rapides le long de cette rivière.

Une coupe de 20 à 25 m de hauteur à l'embouchure de la rivière Rupert contient cependant une séquence sédimentaire plus complète (Figure 4. 4). Cette coupe expose du bas vers le haut un till, des sédiments glaciolacustres et des sédiments marins. Le contact entre les sédiments glaciolacustres et marins est marqué par une unité de 50 - 70 cm contenant des alternances de lits d'argiles et de silts de couleur rougeâtre et verdâtre, en plus de nombreux clastes et boules d'argile. Cet horizon est associé à la vidange du Lac glaciaire Ojibway. En raison de son importance, cette coupe représente en quelque sorte le stratotype



Figure 4. 4: Vue générale des sédiments de la coupe maîtresse exposée à l'embouchure de la rivière Rupert. À marée basse, on peut voir de 1 à 2 m de till à la base de la coupe.

local pour la déglaciation. Les descriptions qui suivent se rapportent principalement aux unités présentes dans cette coupe, appelée la *coupe maîtresse* (Figure 4. 5).

Les sédiments tardiglaciaires sont le mieux exposés dans la partie inférieure de la coupe où l'on retrouve une unité de till de 1 à 2 m d'épaisseur qui affleure de façon discontinue au niveau de la rivière (Figure 4. 6). Ce till est massif et peu compact, avec des clastes anguleux à sub-anguleux, supportés par une matrice argilo-silteuse. Les lithologies des blocs présents dans ce till sont des grauwackes protérozoïques, des calcaires et de nombreuses variétés de roches cristallines.

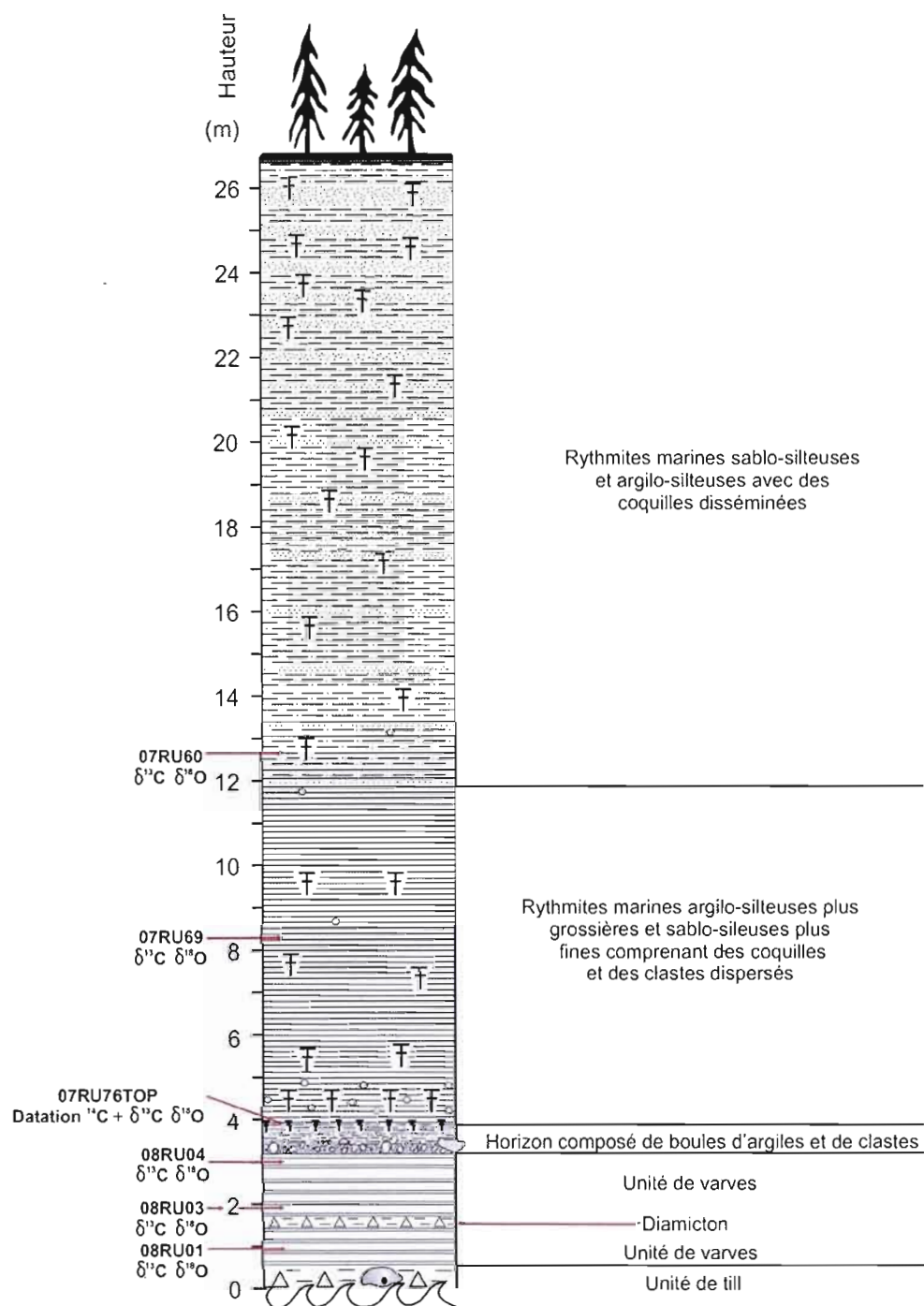


Figure 4. 5: Stratigraphie de la coupe maîtresse sur la rivière Rupert et localisation des intervalles échantillonnés ainsi que les méthodes employées.

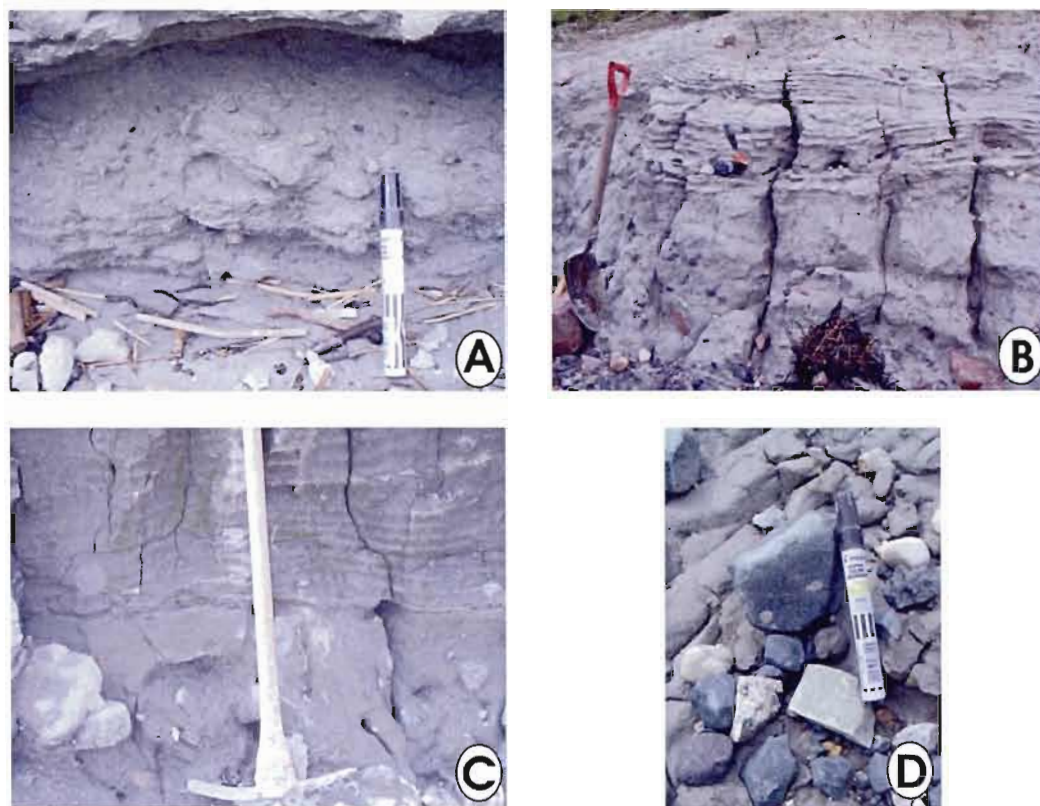


Figure 4. 6: Différentes photos montrant le till présent au bas de la coupe. A) Till affleurant au niveau de la rivière; B) et C) contact entre le till et les sédiments glaciolacustres sus-jacents; D) Blocs calcaires de la Plate-forme d'Hudson et grauwackes protérozoïques «Omar» délavés du till et reposant sur les berges de la rivière.

L'unité sus-jacente forme un contact franc avec le till. Ces sédiments glaciolacustres (Figure 4. 7) ont une épaisseur d'environ 2 m et sont constitués d'une alternance de lits centimétriques (2 à 3 cm) d'argiles et de silts fins millimétriques. Les couplets mesurent environ 2 cm à la base de la séquence et de 3 cm d'épaisseur au sommet. Les lits d'été demeurent de la même épaisseur (~ 1 cm) sur toute l'unité. De nombreux clastes millimétriques et quelques clastes centimétriques se retrouvent de façon disséminés à travers toute la séquence de varves (Figure 4. 7).

Les sédiments glaciolacustres renferment quelques lentilles de diamicton silteux par endroits qui contiennent de nombreux clastes centimétriques (Figure 4. 8). Les lentilles de

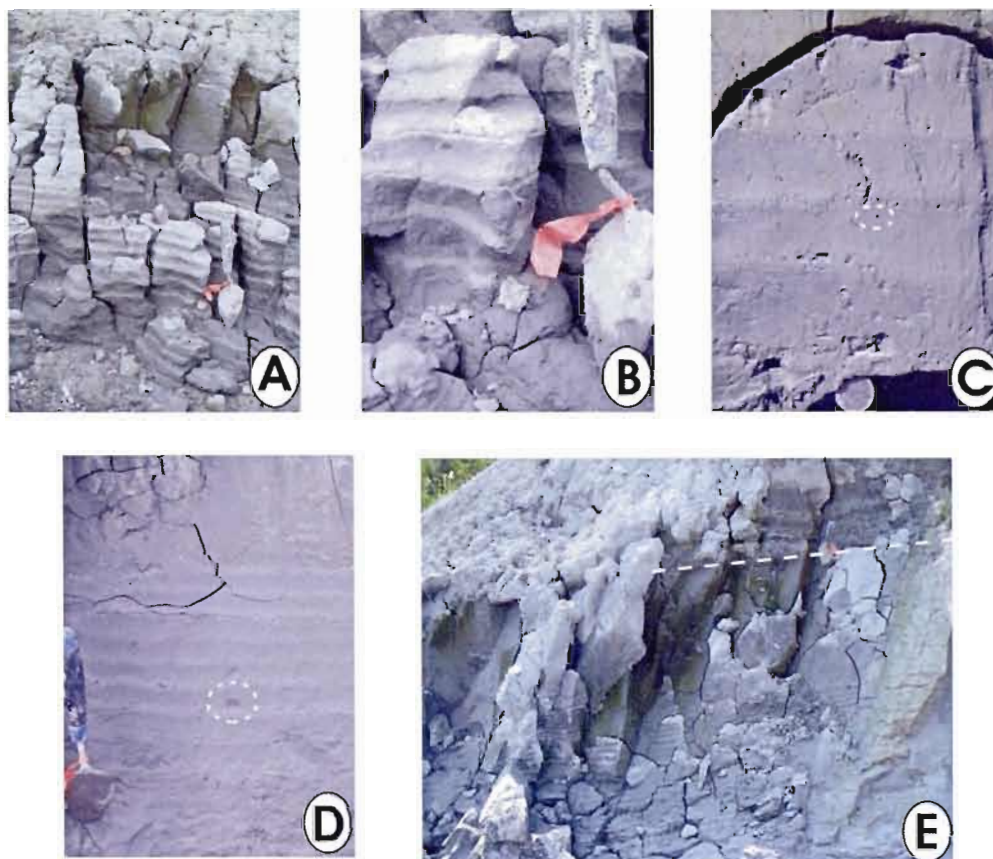


Figure 4. 7: Différentes photos des sédiments glaciolacustres. A) et B) Varves à la base de l'unité. Le cercle pointillé montre un gravier; C) et D) Vues détaillées des varves au sommet de l'unité; E) Contact entre les varves et l'unité sus-jacente.

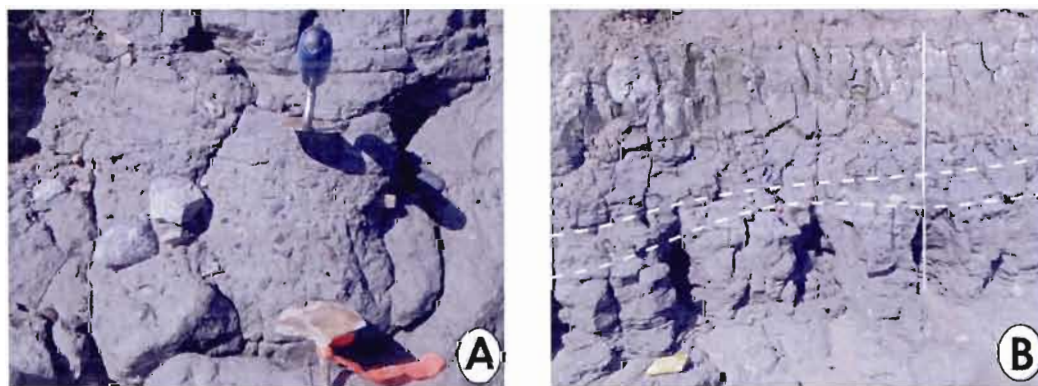


Figure 4. 8 : A) Vue détaillée du diamicton présent dans les sédiments glaciolacustres; B) Disposition du diamicton à l'intérieur des sédiments glaciolacustres.

diamiction font environ 15 cm d'épaisseur et affleurent de façon discontinue tout le long de la coupe. Le contexte stratigraphique suggère qu'il s'agit d'un till d'écoulement (*flow till*).

Le contact entre les varves et les sédiments marins sus-jacents est marqué par des sédiments finement lités formant un horizon d'une épaisseur variant de 50 à 70 cm. L'horizon peut être suivi sur plusieurs centaines de mètres le long de la coupe (Figure 4. 9). Les photos de la Figure 4. 10 présentent différents aperçus de l'horizon. Les dix premiers centimètres à la base de l'horizon sont constitués d'un mélange de clastes arrondis de tailles centimétriques à décimétriques, en plus de renfermer des boules d'argile très caractéristiques, qui sont contenues à l'intérieur d'une matrice de silts et de sables fins. Suivent, ensuite une alternance de lits de silts rougeâtres et verdâtres finement laminés. Les lits font de 1 à 5 cm d'épaisseur et contiennent également de nombreuses boules d'argile isolées et des clastes disséminés. L'unité renferme aussi par endroits des lits plus grossiers constitués de sables fins qui montrent un granoclassement normal. Le contact entre l'horizon et la base de l'unité marine sus-jacente est marqué par la présence d'une grande quantité de coquilles et autres fossiles marins. La position stratigraphique de cet horizon lité – entre les sédiments glaciolacustres et marins – laisse supposer que cette unité est associée avec le drainage du lac glaciaire Ojibway. Les données sédimentologiques et géochronologiques qui sont présentés plus loin dans ce chapitre viendront préciser ce point.

L'unité qui complète la coupe est formée de sédiments marins (Figure 4. 11) qui s'étalent sur 22 m. La base de cette unité est constituée principalement de lits argilo-silteux. Les lits sont sub-millimétriques et exhibent une rythmicité difficilement distinguable sur les 8 premiers mètres. Ces lits argilo-silteux sont en proportion beaucoup plus massifs et plus argileux, montrant une couleur d'aspect bleutée. Par la suite, la rythmicité devient plus apparente et l'épaisseur des lits passe en moyenne de 0,5 à 1 cm pour les lits sablo-silteux et de 3 à 4 cm pour les lits argilo-silteux sur environ 8 m. La partie sommitale de cette coupe montre des rythmites franches caractérisées par des lits montrant des épaisseurs variables où les lits sablo-silteux peuvent atteindre 15 à 20 cm. Les contacts entre ces différents faciès ne sont pas francs, mais indiquent plutôt des transitions graduelles. Ces sédiments contiennent de nombreux fossiles, microfossiles et palynomorphes tels que des bivalves, des

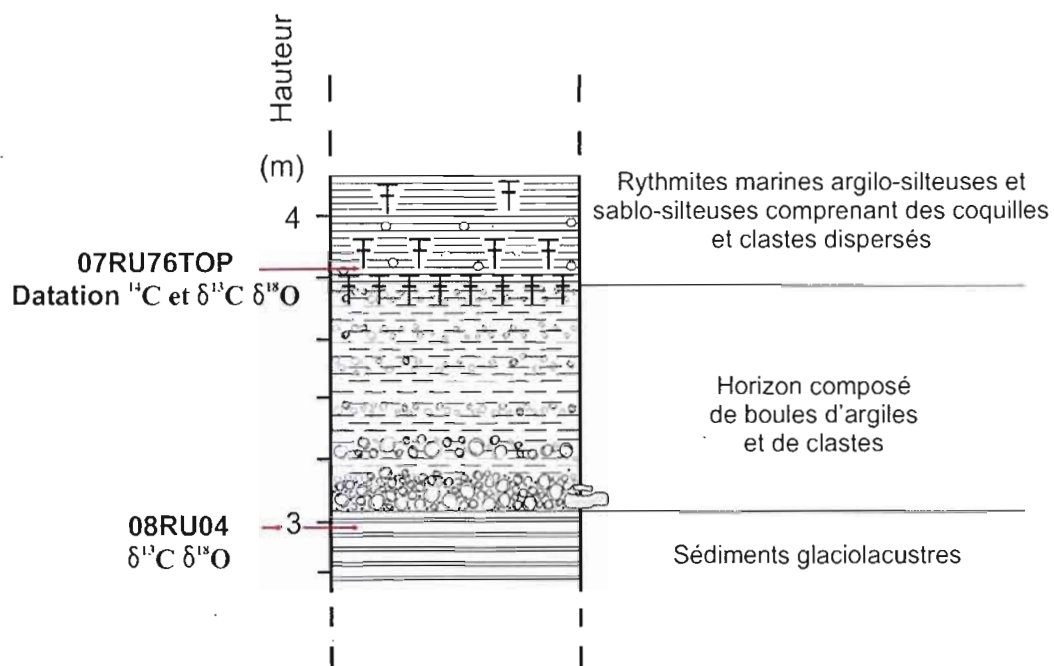


Figure 4. 9: Stratigraphie détaillée de l'horizon lité au contact entre les sédiments glaciolacustres et marins. Localisation des intervalles échantillonnés ainsi que les méthodes employées.



Figure 4. 10: A) et B) Différentes vues de l'horizon lité au contact des unités glaciolacustres et marines.

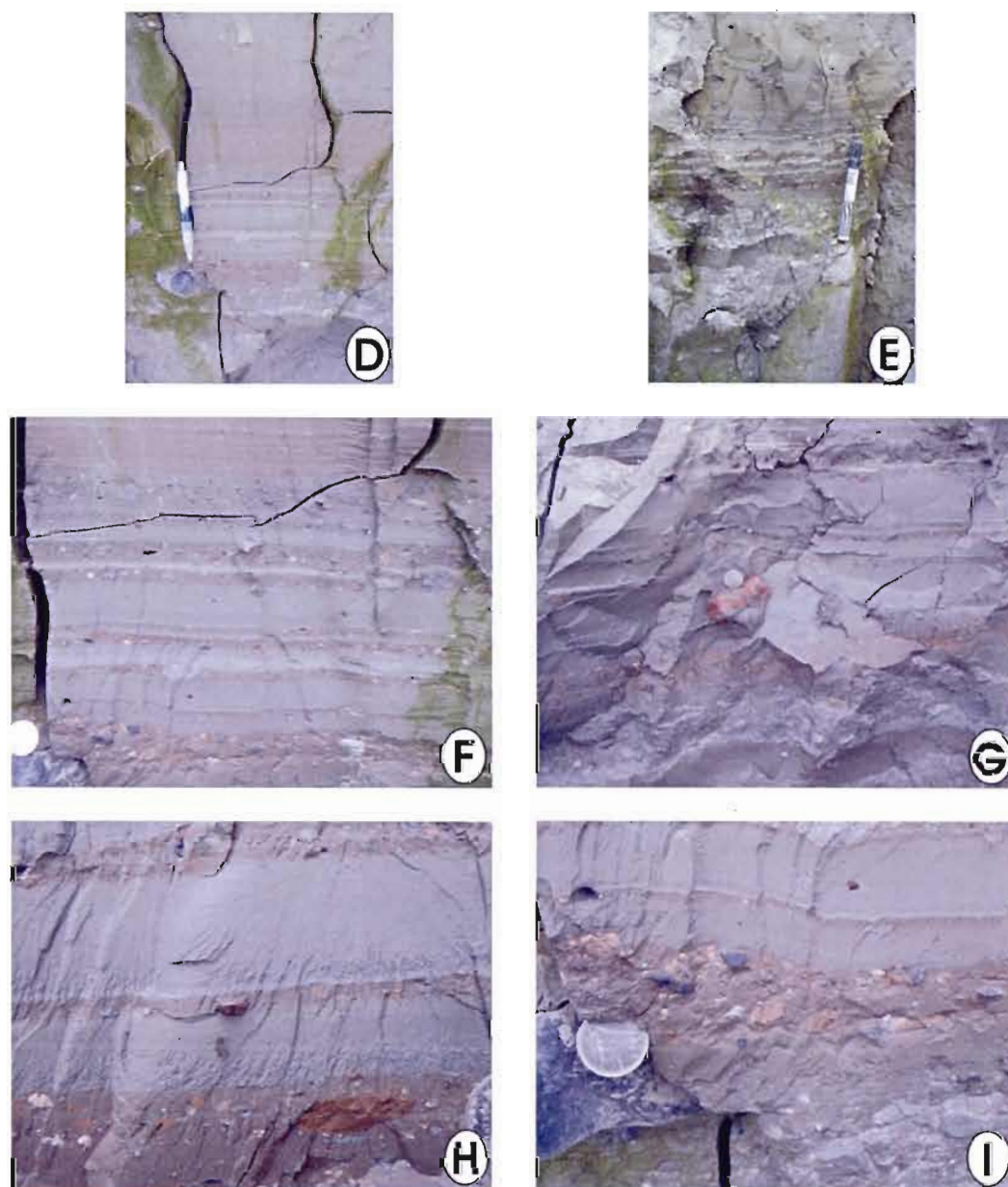


Figure 4.10 (suite): D) et E) Vue rapprochée de l'horizon lité; F), G) H) et I) Vues détaillées montrant des granoclassements dans les lits grisâtres, clastes et boules d'argile rougeâtres.

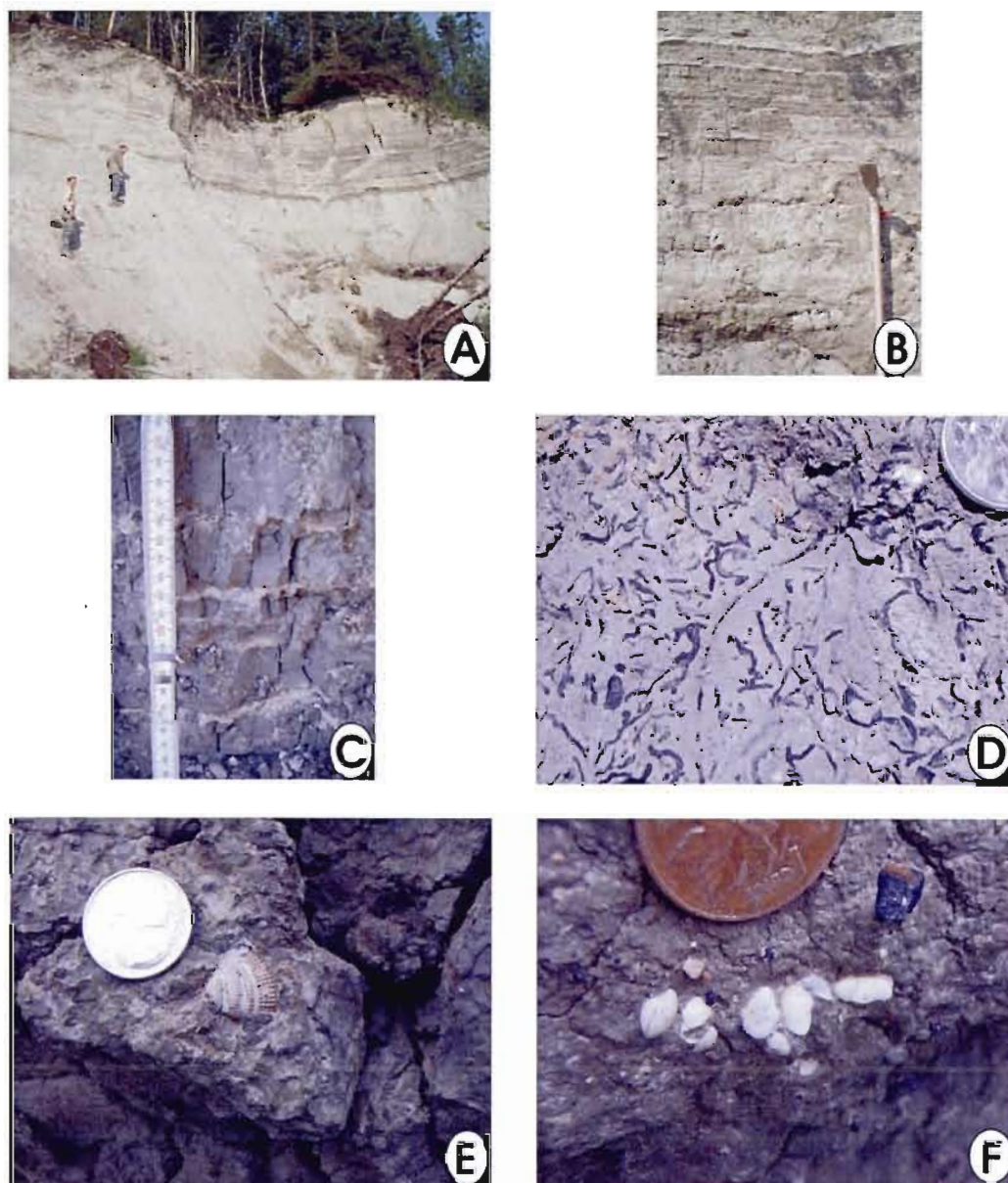


Figure 4. 11: Différentes vues de l'unité marine. A) Partie sommitale de la coupe montrant les rythmites marines; B) et C) Vues rapprochées des rythmites; D) Traces de bioturbations abondantes au sommet des lits des rythmites; E) et F) Coquilles marines (bivalves).

foraminifères, des kystes de dinoflagellés, ainsi que des traces de bioturbation. La plus haute concentration de coquilles se situe à la base de l'unité de rythmites (Figure 4. 11). Le caractère glaciomarin de cette unité est démontré par la présence de plusieurs clastes centimétriques disséminés dans l'unité et dont l'abondance diminue vers le sommet de l'unité.

4.2 Résultats sédimentologiques, pétrographiques et géochimiques

4.2.1 Unité de till de la rivière Broadback et Rupert.

Sept échantillons de till ont été prélevés le long de la rivière Broadback (2) et de la rivière Rupert (5).

Les résultats des analyses granulométriques (Figure 4. 12) sur ces tills démontrent que la matrice est composée principalement de silts et d'argiles (60%). Les comptages pétrologiques (Figure 4. 13) de la fraction des clastes indiquent une forte proportion de lithologies dérivant des roches cristallines de la Province du Lac Supérieur, tels que des roches plutoniques, métasédiments et gneiss. On remarque également une présence non-négligeable de clastes d'origine sédimentaire tels que des calcaires et grès non-déformés de la Plate-forme Paléozoïque d'Hudson, en plus de grauweekes verts foncés qui proviennent fort probablement des roches protérozoïques de la Formation d'Omarolluk qui affleurent aux Îles Belcher dans l'est de la baie d'Hudson.

L'échantillon 07RU15 se distingue des autres tills par sa composition comprenant uniquement des lithologies précambriennes, lesquelles suggèrent une provenance différente. Un seul échantillon de till (07RU104) a été soumis aux analyses par diffraction au rayon X (DRX). Les principaux minéraux présents sont le quartz (29%), l'albite (22%), la calcite (15%), la dolomite (10%) et le feldspath alcalin (8%) (Figure 4. 14), des minéraux qui dérivent de sources rocheuses cristallines et sédimentaires (calcaire et dolomies), en accord avec leur contenu en clastes.

La géochimie des tills montre des teneurs en éléments majeurs (Figure 4. 15) qui indiquent également que ces tills dérivent de l'érosion de sources rocheuses comprenant des

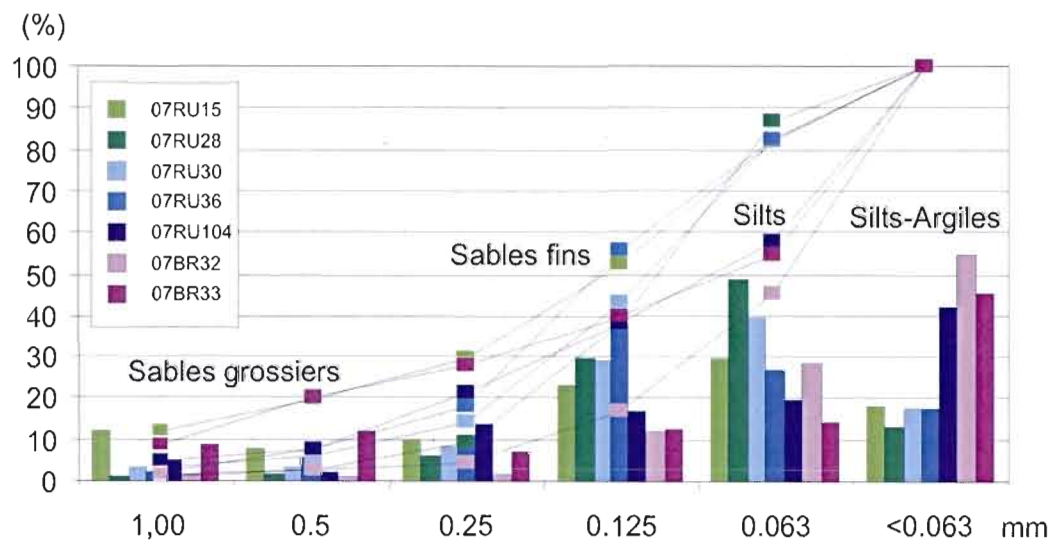


Figure 4. 12: Histogramme de la distribution des clastes granulométriques de la matrice des tills recueillis sur la rivière Broadback et Rupert.

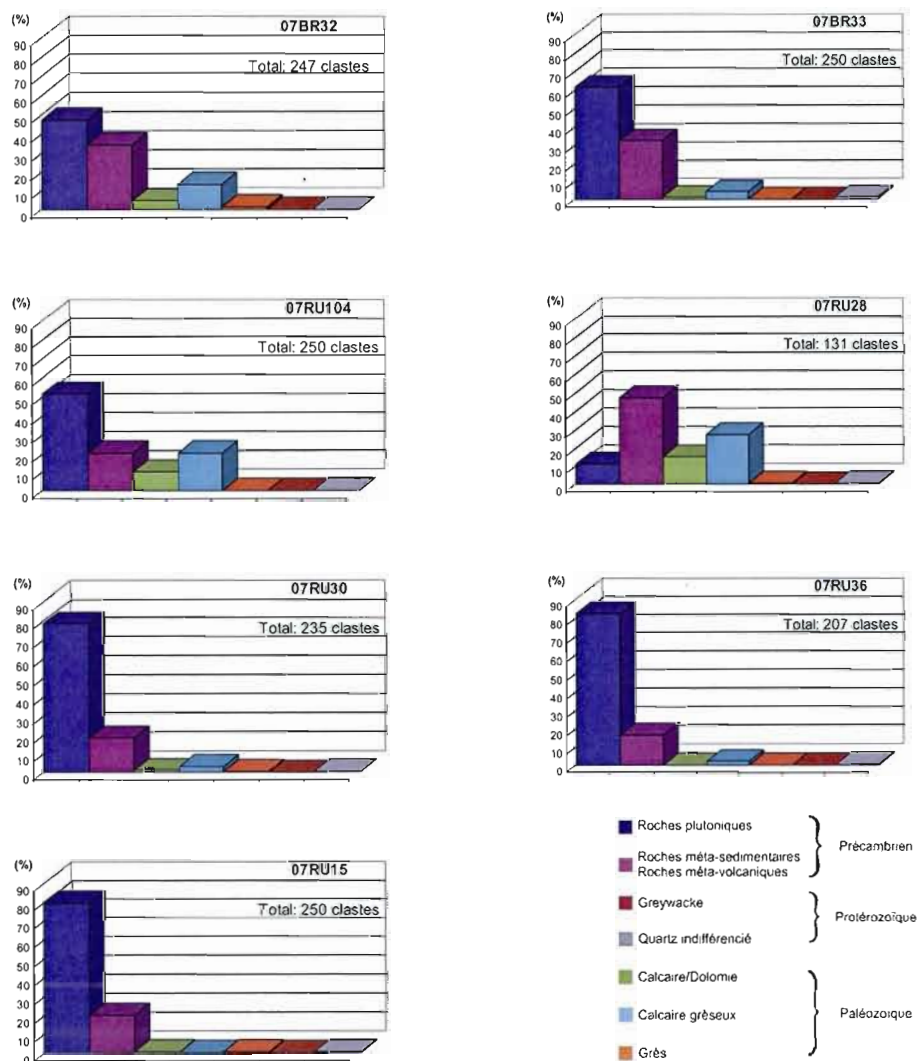


Figure 4. 13: Résultats des analyses pétrologiques des clastes (fraction de 4 à 8 mm) des tills le long des rivières Broadback et Rupert. Les échantillons de till 07BR32 et 07BR33 proviennent de deux emplacements situés à proximité de la coupe principale sur la rivière Broadback. L'échantillon de till 07RU104 provient de la coupe maîtresse sur la rivière Rupert, les autres ont été collectés en amont de ce site.

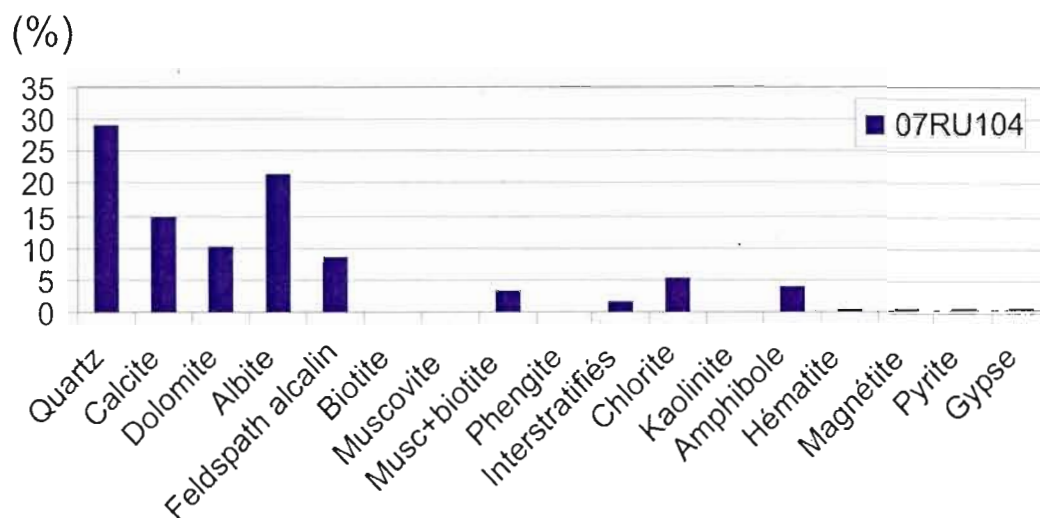


Figure 4. 14: Résultats d'analyse par diffraction aux rayons X de la matrice (< 63 μm). Histogramme montrant les principaux minéraux présents dans le till de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.

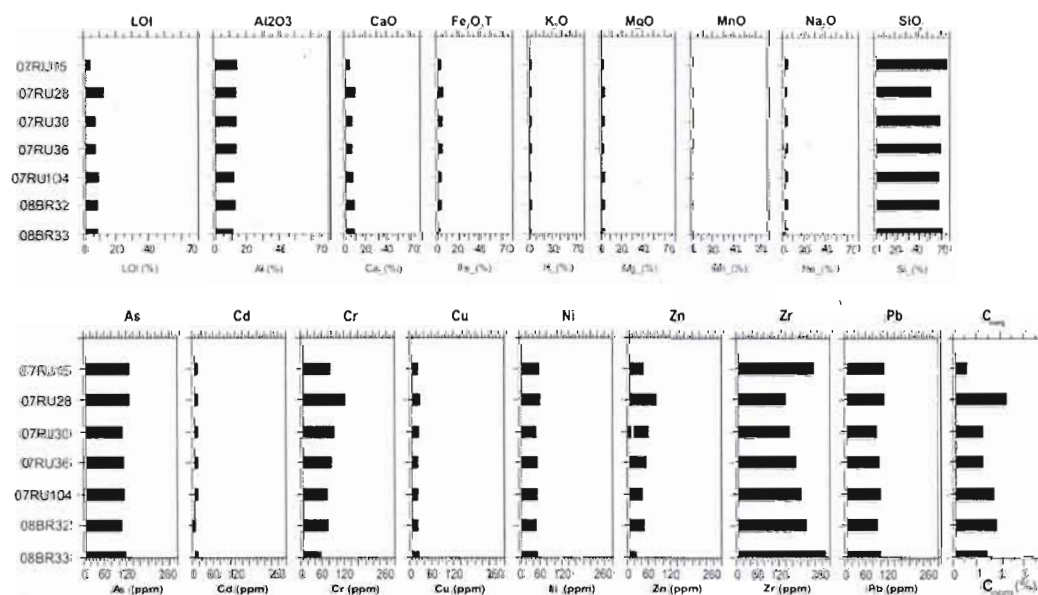


Figure 4. 15: Résultats des analyses géochimiques de la matrice (< 63 μm). Histogrammes représentant les principaux éléments majeurs et teneurs en carbonates des tills de la coupe maîtresse et des tills exposés le long de la rivière Broadback et Rupert.

roches cristallines et calcaires, en accord avec la géologie locale. On note entre autres des concentrations élevées en Si, Al, LOI, Ca et Fe. Les teneurs en carbone inorganique se situent en moyenne entre 1,15 % et 1,77 %, avec comme teneur maximale de 2,21 %. Ces résultats suggèrent aussi que ces tills proviennent en grande partie de l'érosion de roches carbonatées.

4.2.2 Interprétation des résultats d'analyses sur la composition des tills de la rivière Broadback et Rupert.

En somme, les comptages pétrographiques, combinés à la minéralogie et la géochimie des tills indiquent que les tills qui affleurent à la base des coupes sur les rivières Broadback et Rupert dérivent en grande partie de l'érosion de roches cristallines. La provenance de ces tills est précisée par la présence de roches carbonatées paléozoïques et de grauwackes protérozoïques, de même que les teneurs en carbone inorganique, qui suggèrent une mise en place par une glace s'écoulant vers l'est ou le sud-est. C'est probablement relié au courant de glace initial dans le corridor de la baie James ou tout simplement aux crues de Cochrane. Ces deux événements tardiglaciaires sont étroitement associés. La présence de ces erratiques est donc normale à ces endroits. De plus, la dominance des silts et argiles dans la matrice de ces tills suggère que cette glace s'est avancée sur des dépôts à granulométrie fine, correspondant fort probablement aux sédiments glaciolacustres du Lac Ojibway qu'on retrouve dans ces coupes. Ces tills possèdent donc des caractéristiques de composition similaire à celles rapportées pour le till de Cochrane qui a été mis en place lors d'avancées glaciaires à l'intérieur du Lac Ojibway (Hardy, 1976). La présence de lithologies précambriennes dans les échantillons de till s'explique facilement par la lithologie du socle. Tous les sites échantillonnés reposent sur des roches archéennes même si certains de ces sites sont situés près des roches de la Plate-forme. Comme les écoulements qui ont précédé le Cochrane étaient de direction ouest-nord-ouest et sud-sud-ouest sur l'ensemble du territoire, il est normal que la frange est de la Plate-forme ait été en partie soumise à des apports précambriens.

Les six échantillons de till indiquent un apport du nord-nord-ouest malgré l'abondance de fragments cristallins. L'explication la plus plausible est le remaniement en surface d'un till

essentiellement de provenance de l'est tel que décrit plus haut. L'échantillon 07RU15 (cristallins) provient probablement d'un endroit où le till de Cochrane est mince ou pratiquement absent. L'échantillonnage a donc pris place dans un till de provenance de l'est avec peu de remaniement en surface.

Le passage de la glace associée aux réavancées de Cochrane est aussi inscrit sur la roche en place de la région d'étude. Dans la baie de Rupert, un affleurement montre des roches moutonnées et plusieurs marques d'érosion glaciaire et surfaces biseautées (Figure 4. 16). Les stries, cannelures et fractures en croissant mesurées indiquent deux directions principales, soit 190° pour le plus ancien et 92° pour le plus récent. Ce sont deux écoulements en lien avec des mouvements majeurs de la calotte dans la région. Le plus récent correspond fort probablement à l'une des trois récurrences du Cochrane (Hardy, 1976). Selon cet auteur, la deuxième réavancée, celle de Rupert, se serait effectuée dans un axe est-ouest. L'écoulement précédent pourrait être associé à un déplacement de la glace vers la baie de vèlage qui s'est développée suite à la progression du Lac Ojibway au cours de la déglaciation, un écoulement qui post-daterait le mouvement sud-ouest qui a prédominé dans la région suite au dernier maximum glaciaire (Veillette, 1997) (Figure 2. 1).

Des fabriques de till en 2 dimensions, basées sur la mesure des axes a , ont aussi été faites au site d'échantillonnage 07BR32 de la rivière Broadback (Figure 4. 17) et 07RU104 de la rivière Rupert (Figure 4. 18). Bien que les diagrammes stéréographiques 3-D ne montrent pas des valeurs de regroupement importantes des axes a , l'orientation des axes a à l'intérieur des diagrammes 2-D suggère un écoulement vers le sud-est. Le manque de regroupement des valeurs des axes a dans ces fabriques pourrait être relié à des déformations post-sédimentaires. La texture de la majorité des unités formant ces coupes étant généralement argileuse, l'ensemble de ces dépôts est donc susceptible aux mouvements de terrain.

4.2.3 Résultats d'analyse sur la séquence glaciolacustre, horizon lité, glaciomarine et diamictons associés de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.

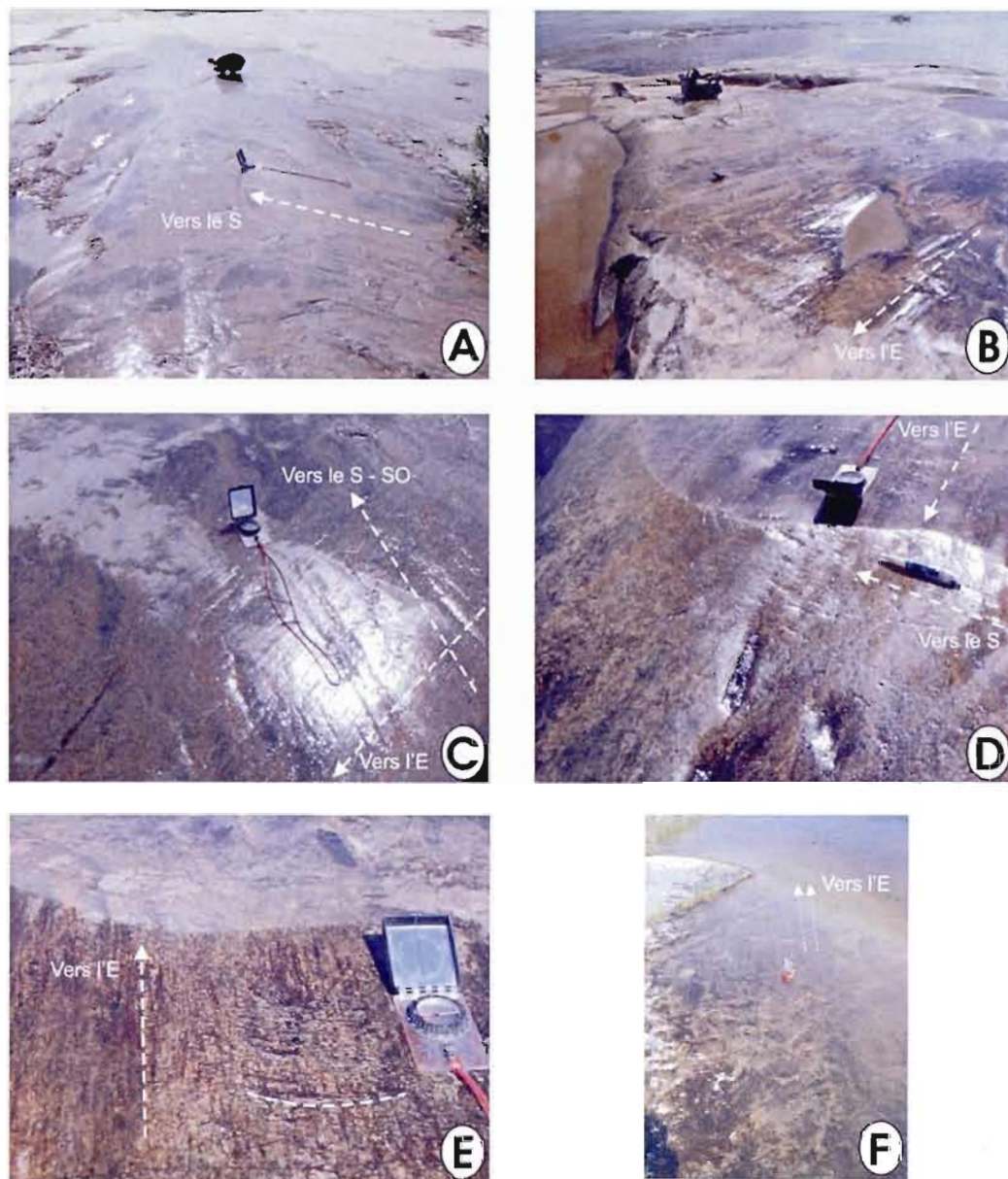


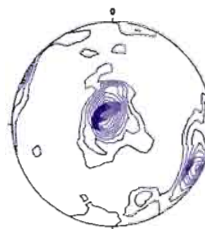
Figure 4. 16: A) Roche moutonnée avec stries orientées vers le sud (194°) sur un affleurement situé sur la rive Nord en face de la coupe maîtresse de la rivière Rupert; B) Roche moutonnée avec stries orientées vers l'est (92°); C) Stries orientées est-ouest (92°) recoupant des stries plus anciennes sud, sud-ouest (190°); D) Biseau orienté vers l'est; E) Train de broutures orienté vers l'est (92°); F) Cannelures orientées vers l'est (80°).

Diagramme de rose Axe a



Statistiques Axe a

Plus grande pétale: 8, 10%
 Nombre de mesures: 80
 Pendage: classes 10°
 Vecteur (axial): 55,5 / 0,0
 Vecteur lenath (axial): 0,645170313
 Vecteur (dolar): 319,1 / 0,0
 Vecteur lenath (dolar): 0,287455236
 Direction du vecteur: -40,8789775
 Longueur du vecteur: 2,571077794
 Valeur propre: 0,5282116953913
 Valeur propre: 0,4717883046086
 Valeur propre: 0
 Vecteur propre: 345,1 / 0,0
 Vecteur propre: 75,1 / 0,0
 Vecteur propre: 0,0 / 90,0
 Paramètres dérivés:
 Parallélisme (%): 29,03
 Concentration: 2,78
 Valeurs: 0

Projection sphérique, 3-D
hémisphère nord

Statistiques 3-D

Plus grande pétale: 8, 10%
 Nombre de mesures: 80
 Pendage: classes 10°
 Vecteur (axial): 311,0 / 58,0
 Vecteur lenath (axial): 0,619412697
 Vecteur (dolar): 288,7 / 72,9
 Vecteur lenath (dolar): 0,594185571
 Direction du vecteur: -137,148278
 Longueur du vecteur: 0,775410689
 Valeur propre: 0,4724557984870
 Valeur propre: 0,3628418805921
 Valeur propre: 0,1647023209208
 Vecteur propre: 159,6 / 83,7
 Vecteur propre: 306,1 / 5,3
 Vecteur propre: 36,4 / 3,5

Paramètres dérivés:
 Parallélisme (%): 23,88
 Concentration: 2,59
 Valeurs: 0,33
 max. dens = 14,92 (à 120/78)
 min. dens = 0,00
 Contours à: 0,00, 1,00, 2,00,
 3,00, 4,00, 5,00, 6,00, 7,00,
 8,00, 9,00, 10,00, 11,00, 12,00,
 13,00, 14,00.
 Distribution aléatoire multiple

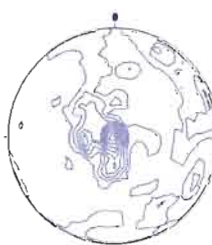
Figure 4. 17: Données de la fabrication de till (axe a) de l'échantillon 07BR32 provenant de la rivière Broadback. Les valeurs de l'axe a sont présentés par un diagramme de rose (direction) et un stéréonet (direction et plongée)

Diagramme de rose Axe a



Statistiques Axe a

Plus grande pétale: 4, 5%
 Nombre de mesures: 80
 Pendage: classes 10°
 Vecteur (axial): 28,4 / 6,4
 Vecteur lenath (axial): 0,673858518
 Vecteur (dolar): 233,9 / 83,7
 Vecteur lenath (dolar): 0,135391102
 Direction du vecteur: -110,5560452
 Longueur du vecteur: 2,121078110
 Valeur propre: 0,5274140916958
 Valeur propre: 0,4717883046086
 Valeur propre: 0,4263363219873
 Vecteur propre: 126,6 / 4,1
 Vecteur propre: 36,1 / 6,3
 Vecteur propre: 249,6 / 82,4
 Paramètres dérivés:
 Parallélisme (%): 37,77
 Concentration: 3,03
 Valeurs: 0,1

Projection sphérique, 3-D
hémisphère nord

Statistiques 3-D

Plus grande pétale: 8, 10%
 Nombre de mesures: 80
 Vecteur (axial): 26,6 / 64,8
 Vecteur lenath (axial): 0,603467965
 Vecteur (dolar): 54,5 / 73,0
 Vecteur lenath (dolar): 0,609684513
 Direction du vecteur: 38,89308480
 Longueur du vecteur: 0,60530252
 Valeur propres: 0,4575904907093
 Valeur propres: 0,2850411762704
 Valeur propres: 0,2573683330202
 Vecteur propres: 13,8 / 85,5
 Vecteur propres: 197,2 / 4,5
 Vecteur propres: 107,2 / 0,3

Paramètres dérivés:
 Parallélisme (%): 20,69
 Concentration: 2,49
 Valeurs: 4,63
 max. dens = 10,23 (à 0,90)
 min. dens = 0,00
 Contours à
 0,00, 1,00, 2,00, 3,00,
 4,00, 5,00, 6,00, 7,00,
 8,00, 9,00, 10,00.
 Distribution aléatoire multiple

Figure 4. 18: Données de la fabrication de till (axe a) de l'échantillon 07RU104 provenant de la coupe maîtresse de la rivière Rupert. Les valeurs de l'axe a sont présentés par un diagramme de rose (direction) et par un stéréonet (direction et plongée).

Les sédiments tardiglaciaires et postglaciaire de la coupe maîtresse sur la rivière Rupert ont fait l'objet d'analyses granulométriques, pétrographiques, géochimiques des éléments majeurs, minéralogiques par diffraction aux rayons X et des teneurs en carbone inorganique. Les échantillons sur lesquels ces analyses ont été faites sont présentés à la Figure 4. 19.

Les échantillons de sédiments glaciolacustres étudiés ont été séparés en segments pour les analyses granulométriques. Le premier, à la base des varves, est représenté par 08RU01A et 08RU01B (couplets entiers). Ensuite, la partie médiane, celle au-dessus du diamicton 08RU03 (couplet), 08RU03 (lit d'été), 08RU03 (lit d'hiver). Enfin, les échantillons au sommet des varves soient 07RU80 et 08RU04 (Figure 4. 19). En général, la granulométrie (Figure 4. 20) des varves démontrent une dominance des silts (59 %) à la base, avec une légère diminution (38 %) dans la partie médiane et au sommet (34 %). Les différences granulométriques entre les lits d'été et d'hiver sont pratiquement nulles.

L'identification des minéraux par diffraction aux rayons X (Figure 4. 21) a été faite sur 08RU03, 08RU03 lit d'été et 08RU03 lit d'hiver. Les minéraux les plus abondants sont le quartz (30 %), l'albite (19 %), la chlorite (16 %), et la muscovite-biotite (9 %), des silicates résistants qui proviennent de l'érosion des tills. L'analyse géochimique des éléments majeurs (Figure 4. 22) effectuée dans la partie médiane révèle, pour un couplet, un lit d'été et un lit d'hiver, des résultats pratiquement identiques. En général, les teneurs en carbone inorganique des varves (Figure 4. 23) sont faibles comparativement aux rythmites marines. La partie inférieure indique des teneurs en carbone inorganique de 1,62 %, la partie médiane se résume à 0,93 % et la partie supérieure à 0,25 %.

Trois échantillons du diamicton présent dans l'unité glaciolacustre à la coupe maîtresse ont aussi fait l'objet d'analyses (Figure 4. 19). La granulométrie de ces échantillons montre quelques différences, surtout dans les pourcentages en silts, mais dans l'ensemble, ces échantillons sont dominés par les fractions fines (< 125 µm) (Figure 4. 24). Les comptages pétrologiques sur ces échantillons (Figure 4. 25) montrent des distributions caractérisées par des clastes calcaires. Bien que 07RU81 montre des pourcentages plus élevés en clastes

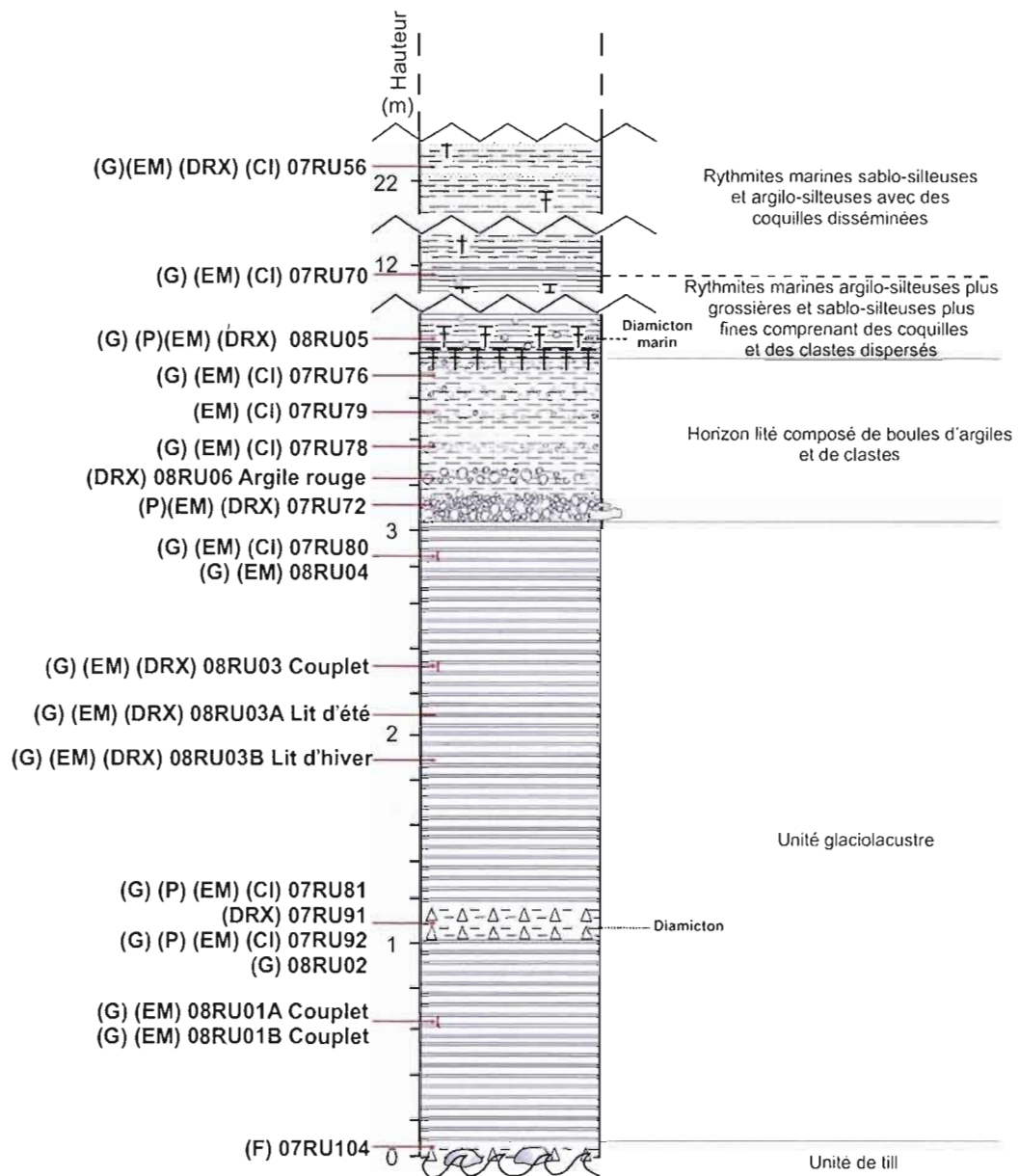


Figure 4. 19: Stratigraphie simplifiée de la coupe maîtresse de la rivière Rupert montrant les différents points d'échantillonnages et les analyses qui ont été faites sur ces échantillons. Analyses granulométriques (G), pétrographiques (P), géochimiques des éléments majeurs (EM), minéralogiques par diffraction aux rayons X (DRX), de la teneur en carbone inorganique (CI) et de fabrication de till (F).

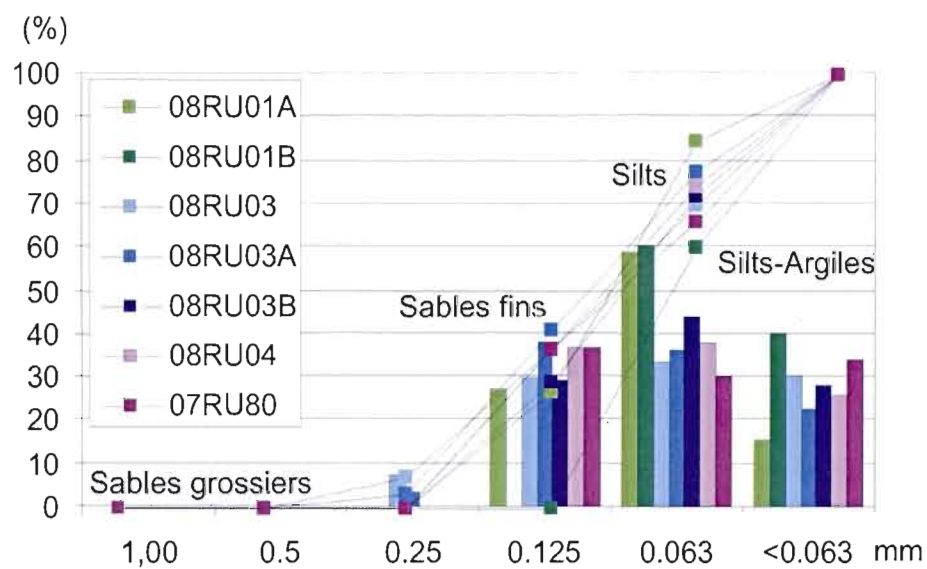


Figure 4. 20: Histogramme de la distribution de classes granulométriques des sédiments glaciolacustres des échantillons 08RU01A couplet, 08RU01B couplet, 08RU03 couplet, 08RU03 lit d'été, 08RU03 lit d'hiver, 08RU04, 07RU80.

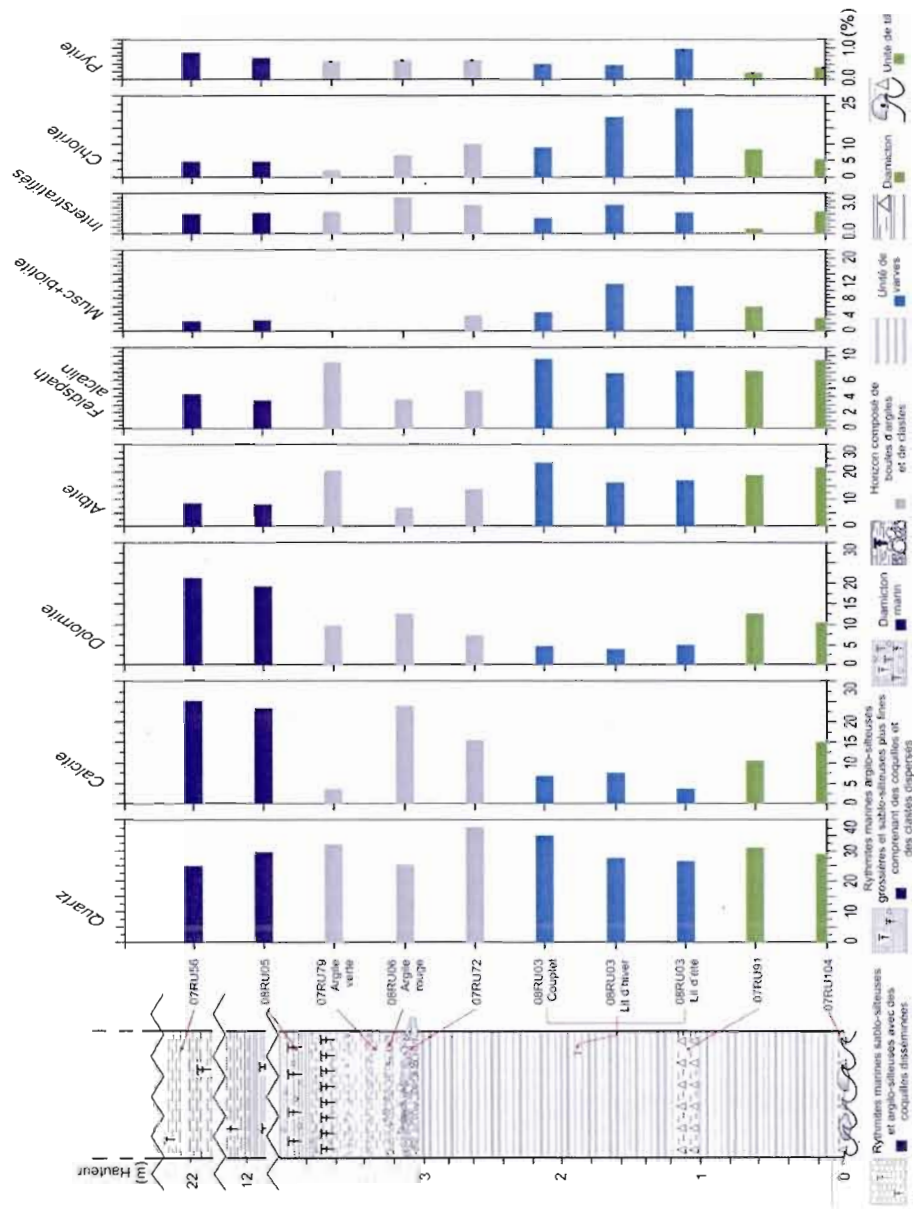


Figure 4. 21: Résultats de la minéralogie des argiles par diffraction aux rayons X de la matrice (< 2 µm) des sédiments. Histogramme des minéraux présents dans la coupe maîtresse de la rivière Rupert.

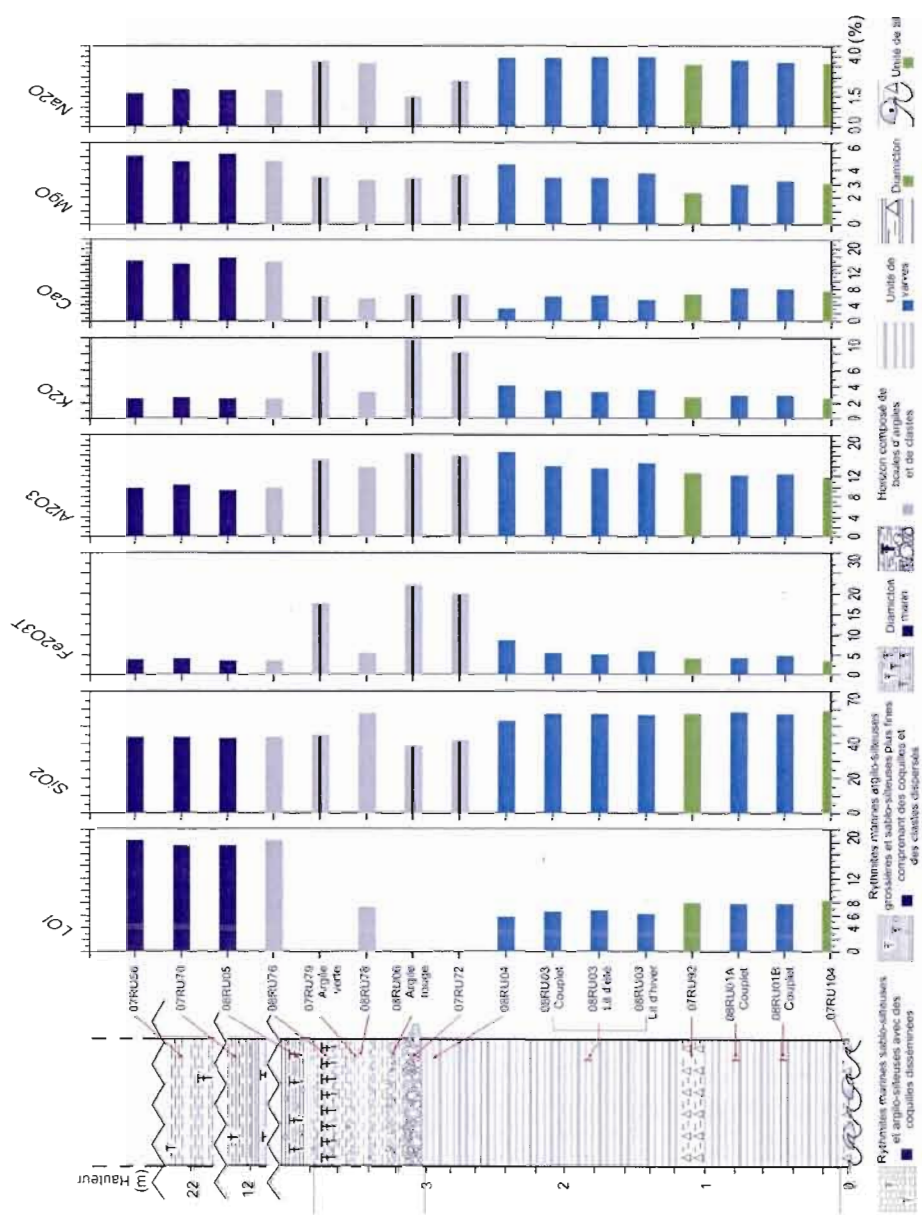


Figure 4. 22: Résultats des analyses géochimiques de la matrice ($< 2 \mu\text{m}</math>) des sédiments. Les valeurs présentées avec une barre horizontale noire ont été analysées par la méthode XRF. Histogramme des principaux éléments majeurs dans la coupe maîtresse de la rivière Rupert.$

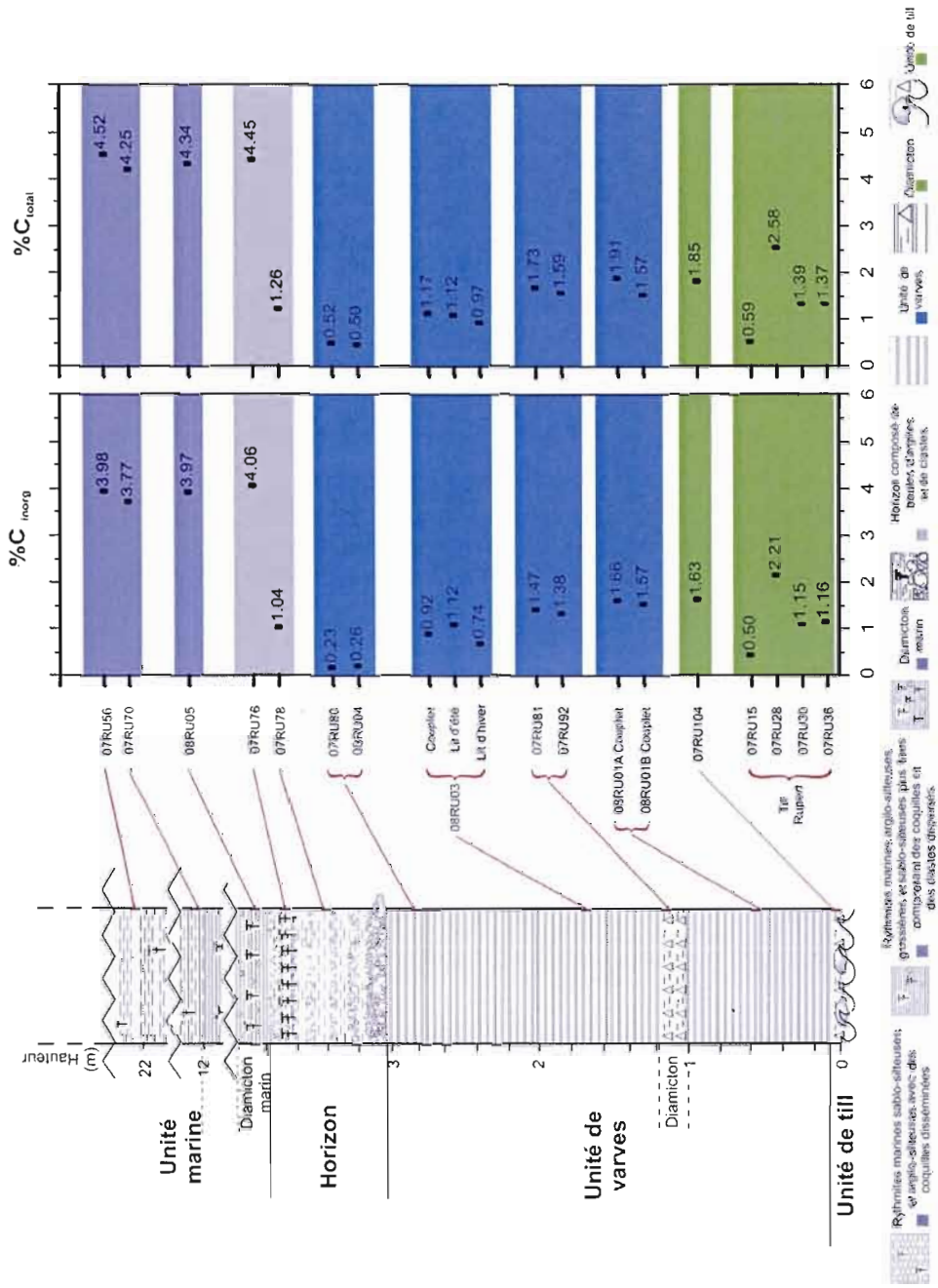


Figure 4. 23: Distribution des teneurs en carbone inorganique des unités de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.

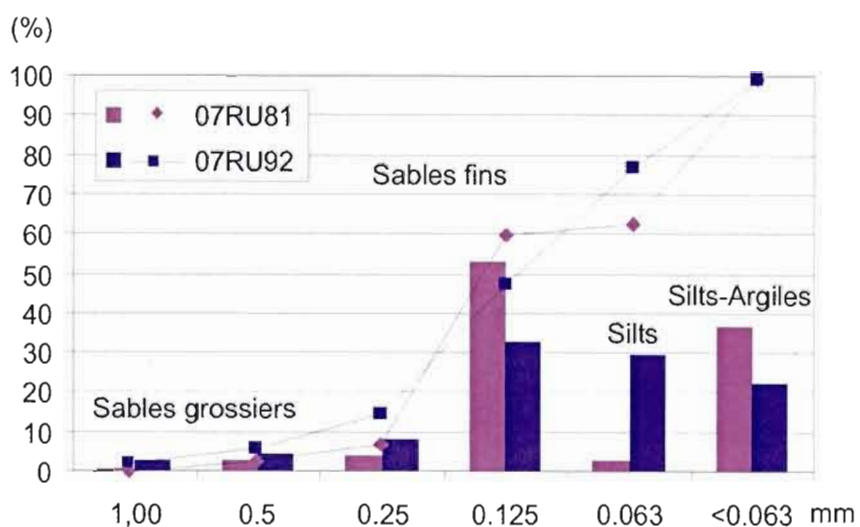


Figure 4. 24: Histogramme de la distribution granulométrique de matrice du diamicton provenant de la rivière Rupert.

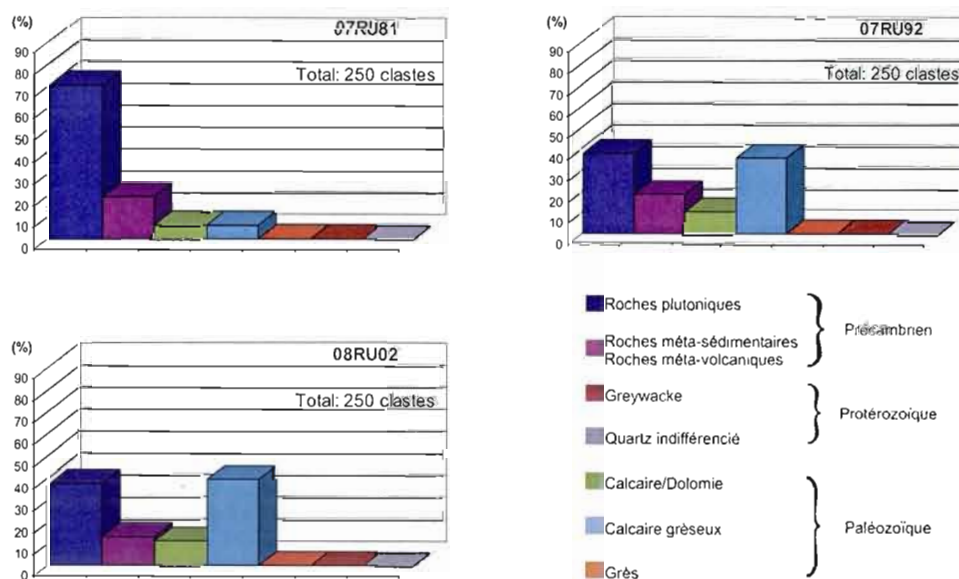


Figure 4. 25: Résultats des analyses pétrologiques des clastes (fraction de 4 à 8 mm) du diamicton provenant de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.

précambriens, la pétrologie des clastes du diamicton ressemble de près à celle du till sous-jacent. La minéralogie du diamicton (Figure 4. 21) a été évaluée sur l'échantillon 07RU91 dont le quartz (31 %), l'albite (19 %), la dolomite (13 %), la calcite (11 %) et la chlorite (9 %). La géochimie de la matrice a été analysée sur le même échantillon. Les concentrations en éléments majeurs (Figure 4. 22) sont les mêmes que pour le reste de la séquence tardiglaciaire-holocène soit le SiO₂ (58 %), Al₂O₃ (12 %) et LOI (8 %). La moyenne des teneurs en carbone inorganique (Figure 4. 23) pour deux échantillons du diamicton est de 1,43 %, équivalente à celle obtenue pour le till, soit 1,63 %.

En ce qui concerne l'horizon lité qui marque le contact entre les sédiments glaciolacustres et marins, cinq échantillons ont été analysés de la base au sommet (Figure 4. 19). Des échantillons spécifiques ont été choisis selon leur position dans cette unité. Les résultats d'analyses granulométriques (Figure 4. 26) pour les échantillons de la partie médiane (07RU78) et sommitale (07RU76) montrent que tout comme le diamicton et le till, la matrice de l'horizon lité est essentiellement constituée de sables fins et particules plus fines (silts et argiles). Un échantillon à la base (07RU72) riche en clastes, un dans la partie médiane consistant en bloc d'argiles rougeâtres (08RU06) (Figure 4. 27) et un autre bloc d'argile verdâtre (07RU79). En raison de sa quantité importante en clastes, l'échantillon 07RU72 a fait l'objet d'un compte pétrologique (Figure 4. 28). L'analyse révèle une quantité importante de clastes de métasédiments et métavolcaniques (63 %). Des analyses par diffraction aux rayons X ont été faites sur les échantillons d'argiles rougeâtres et verdâtres. Les résultats montrent que la minéralogie (Figure 4. 21) des argiles rouges est plus riche en quartz, calcite, dolomite, albite et chlorite suggérant que ce matériel dérive de roches calcaires et altérées. Quant aux argiles verdâtres, elles montrent une minéralogie qui se rapproche plus de celle des autres unités de la séquence. L'échantillon 'bulk' provenant de la base de l'horizon (07RU72) montre une minéralogie médiane à celle des argiles rouges et vertes, montrant ainsi qu'il incorpore ces deux types de matériel. La géochimie des éléments majeurs (Figure 4. 22), pour ces trois échantillons, révèle de faibles différences. Les teneurs en carbone inorganique (Figure 4. 23) pour ces échantillons sont élevées, de 4.06 % au sommet se rapprochant des sédiments marins, et plus faibles des valeurs de 1.04 % pour l'échantillon du milieu, valeur plus ou moins similaire aux sédiments glaciolacustres.

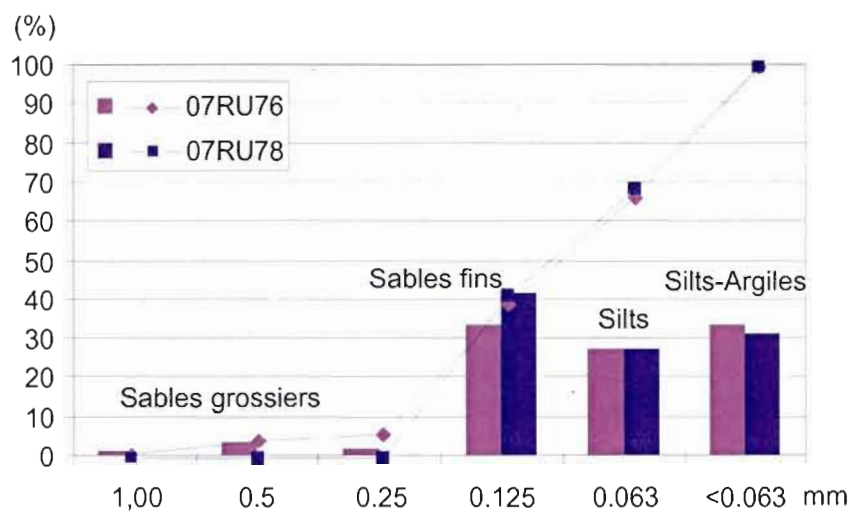


Figure 4. 26: Histogramme de la distribution granulométrique de matrice de l'horizon lité marquant la transition glaciolacustre - glaciomarin provenant de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.

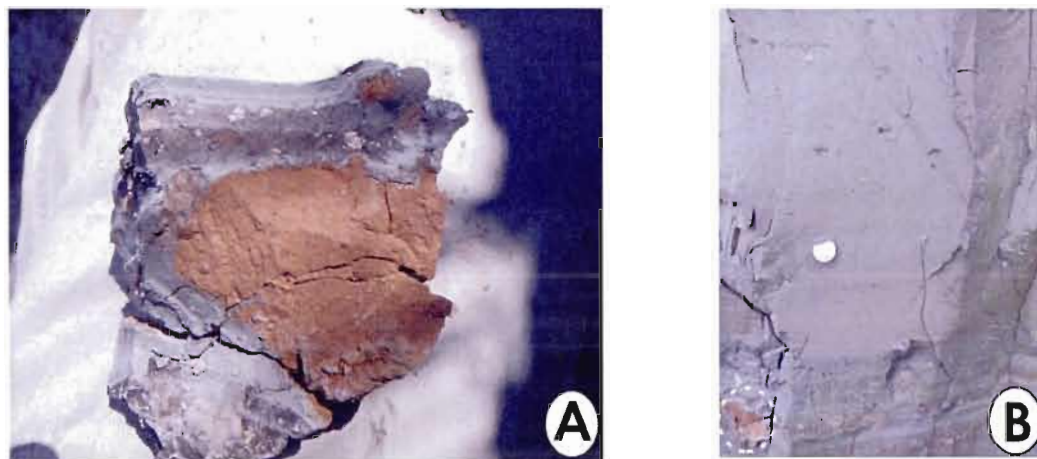


Figure 4. 27: A) Argile rouge provenant de l'horizon lité de la coupe maîtresse de la rivière Rupert analysé par diffraction aux rayons X pour en déterminer les éléments majeurs et les minéraux; B) Emplacement du morceau d'argile rouge (A).

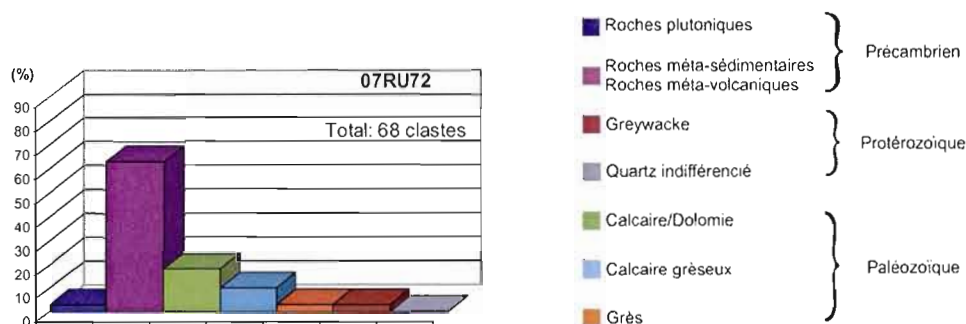


Figure 4. 28: Analyse pétrologique des clastes (fraction de 4 à 8 mm) de l'horizon lité provenant de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.

Deux échantillons des rythmites marines (07RU56 et 07RU70) ont fait l'objet d'analyses compositionnelles (Figure 4. 19). Les analyses granulométriques (Figure 4. 29) révèlent qu'en moyenne ce sont les silts qui dominent. La minéralogie de ces rythmites (Figure 4. 21) se distingue des unités sous-jacentes par des abondances élevées en calcite (25 %) et dolomie (22 %). Les teneurs en carbone inorganique (Figure 4. 23) sont également plus élevées, moyennant 3,88 %. La base de la séquence marine consiste en un diamicton massif et riche en clastes. Les analyses granulométriques (Figure 4. 30) montrent qu'il y a légèrement plus de sables grossiers que pour le reste de la séquence marine. Le comptage pétrographique sur ce diamicton (08RU05) (Figure 4. 31) se distingue de la lithologie des autres diamictons et till de la coupe par une dominance des calcaires, dolomies et calcaires gréseux et faibles pourcentages en clastes précambriens. La teneur en carbone inorganique de 3,97 % (Figure 4. 23) reflète sensiblement celles du reste des rythmites marines.

4.2.4 Interprétation des résultats d'analyses sur l'unité de silts lités au contact des sédiments glaciolacustres et marins et sur les diamictons des sédiments glaciolacustres et glaciomarins de la rivière Rupert.

La prédominance des lits à granulométrie fines sur les lits légèrement plus grossiers suggèrent que les sédiments glaciolacustres proviennent d'une sédimentation en eau

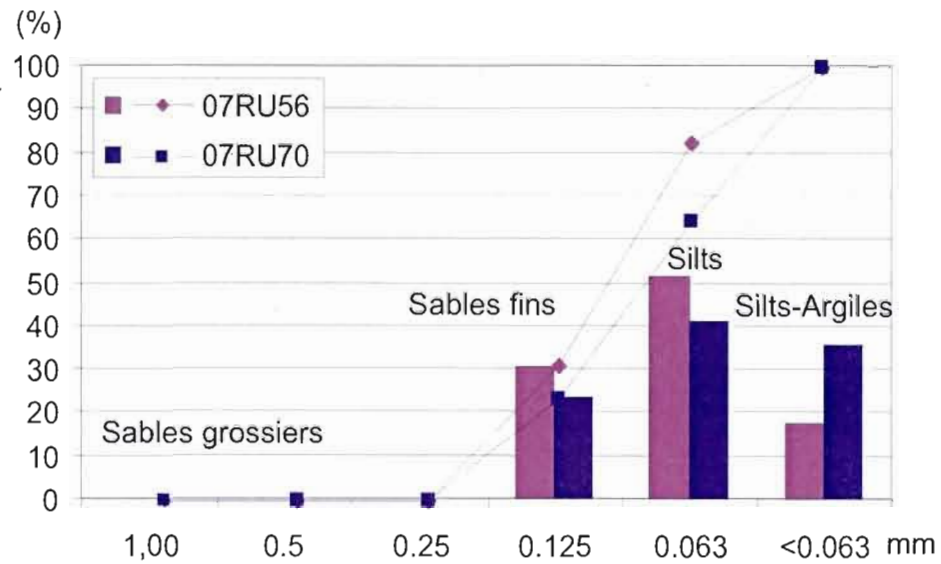


Figure 4. 29: Histogramme de la distribution granulométrique de la matrice des rythmites marines provenant de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.

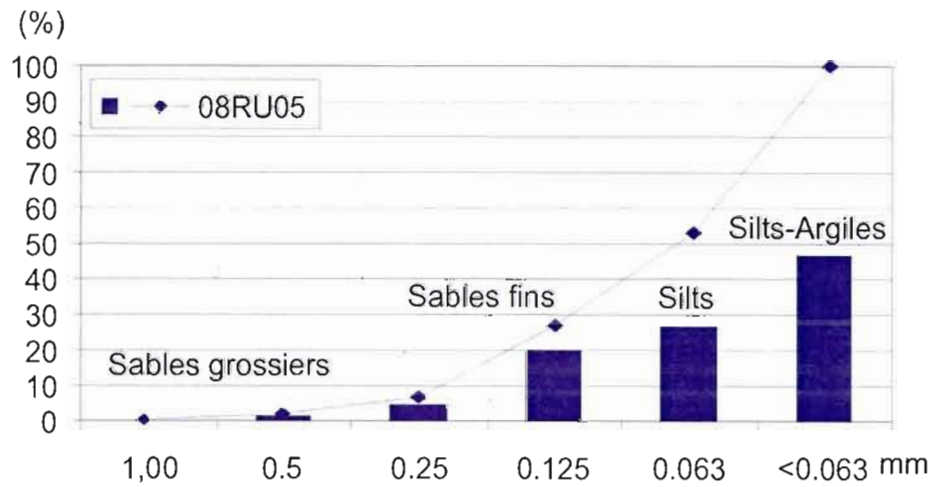


Figure 4. 30: Histogramme de la distribution granulométrique de la matrice du diamicton marin provenant de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.

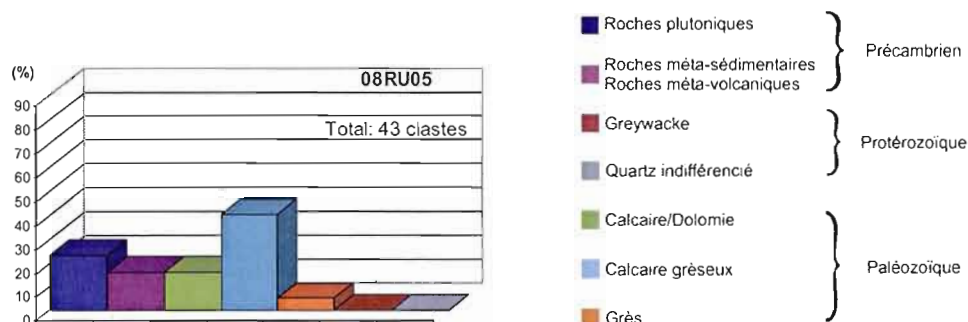


Figure 4. 31: Analyse pétrologique des clastes (fraction de 4 à 8 mm) du diamicton marin provenant de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.

profonde. La présence de nombreux clastes de délestage dans la séquence de varves indiquent que la marge glaciaire qui bloquait les eaux du lac se trouvait à proximité du site d'étude. Ceci est supporté par la présence d'un mince diamicton qui est présent dans les sédiments glaciolacustres. La lithologie des clastes du diamicton s'apparente à celle du till sous-jacent, le till Cochrane, ce qui suggère que ce till d'écoulement (*flow till*) provient de la marge du glacier d'Hudson.

Le contexte stratigraphique suggère que l'horizon lité, qui marque le contact entre les sédiments glaciolacustres et marins, correspond au drainage du Lac Ojibway, tel que suggéré par Hardy (1982b). Ceci est supporté par les données sédimentologiques présentées ici. Les boules d'argile (*clay balls*) présentes dans la masse globale de cette unité suggèrent que le matériel fin appartenant fort probablement aux sédiments glaciolacustres sous-jacents a été arraché lors du drainage abrupt des eaux du lac. L'abondance de clastes à la base de cette unité, dont la composition s'apparente à celle du till de Cochrane, reflète sûrement le remaniement de ce till par le drainage du lac. La composition de l'argile verdâtre/grisâtre qui forme l'ensemble de cette unité est également similaire à celles du till et des sédiments glaciolacustres sous-jacents. Par contre, la présence de boules d'argiles rougeâtres ne peut s'expliquer par un apport sédimentaire du bassin du Lac Ojibway où l'on ne retrouve pas de source rocheuse pouvant générer ce type de sédiments. Les lithologies rougeâtres dans le bassin des baies James et d'Hudson sont généralement attribuées aux roches du Groupe de Dubawnt dans le Keewatin, au nord-ouest de la baie d'Hudson, ou encore aux calcaires et

dolomies dévoniennes de la Plate-forme d'Hudson qui se retrouvent au centre de la baie d'Hudson. La composition de ces boules d'argile, riches en calcite, dolomie et kaolinite, semble pointer vers cette source rocheuse. Ceci impliquerait donc des mouvements des eaux marines vers l'intérieur du bassin Ojibway au moment du drainage. Cette hypothèse sera abordée dans la prochaine section traitant de la micropaléontologie de cette séquence sédimentaire.

L'horizon lité montre un granoclassement normal qui mène à une transition vers des sables fins et un diamicton qui enregistrent l'arrivée des eaux marine de la Mer de Tyrrell. L'abondance de clastes à la base de cette unité témoigne de la présence de nombreuses glaces flottées dans la région suite à la déglaciation finale. La teneur en carbone inorganique des sédiments marins montre un contraste marqué avec les unités sous-jacentes, et reflète l'ouverture du bassin de sédimentation à la baie James/d'Hudson par des roches carbonatées de la Plate-forme Paléozoïque d'Hudson. La transition de l'unité vers des faciès de rythmites indique l'installation définitive des conditions marines.

CHAPITRE V

MICROPALÉONTOLOGIE DES SÉQUENCES GLACIOLACUSTRES ET MARINES ET GÉOCHIMIE DES ISOTOPES STABLES DU CONTENU MICROFOSSILES

L'un des principaux objectifs du projet est d'améliorer les âges absolus de la déglaciation de ce secteur de la baie James, notamment en apportant des contraintes chronologiques sur les séquences sédimentaires qui marquent le retrait glaciaire, les réavancées de Cochrane, la vidange du Lac Ojibway et l'invasion de la Mer de Tyrrell. Dans le contexte stratigraphique de ce projet, ceci peut être obtenu par des datations au radiocarbone sur des microfossiles des sédiments glaciolacustres et marins. Les microfossiles peuvent également faire l'objet d'analyses qui viendront préciser, conjointement avec des analyses de leur composition isotopique du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$), les conditions paléoenvironnementales qui prévalaient dans ces plans d'eau. Les indications paléoenvironnementales et chronologiques devraient permettre d'apporter des détails qui ont mené à la déglaciation de cette région, en particulier d'évaluer la possibilité d'un drainage sous-glaciaire du Lac Ojibway dans la Mer de Tyrrell tel que proposé par Clarke et al. (2003; 2004).

5.1 Principes de micropaléontologie

La palynologie est un outil privilégié pour l'étude des sédiments lacustres ou marins, car ces sédiments sont d'excellents préservateurs de palynomorphes (microfossiles à membrane organique résistante). Il existe des palynomorphes terrestres composés de grains de pollens et

de spores, et les palynomorphes marins représentés dont les kystes de dinoflagellés et les réseaux organiques de foraminifères (e.g., de Vernal et al., 2001). Dans les sédiments se trouvent aussi des microfossiles à tests calcaires comme les foraminifères et les ostracodes qui permettent de reconstituer les conditions paléocéologiques et les environnements de dépôt des sédiments renfermant ces microfossiles (e.g., de Vernal et al., 1996).

Les grains de pollen et spore sont issus de plantes vasculaires et non vasculaires. Leur membrane résistante se conserve bien, ce qui en fait de bons marqueurs stratigraphiques et paléogéographiques (Moore et al., 1991; Punt et al., 1994). L'étude de la morphologie des grains de pollen et des spores présents dans un dépôt permet généralement l'identification du genre et souvent de l'espèce, ce qui permet l'établissement de spectres polliniques et de reconstituer les paysages végétaux et du climat. L'identification et le dénombrement des grains de pollen et spore sont utilisés à des fins de calculs de concentration.

Les kystes de dinoflagellés ou dinokystes sont des indicateurs d'environnements marins variés, comme les milieux de marges continentales, estuariens et épicontinentaux. Les assemblages des dinokystes sont fonction des conditions physico-chimiques de l'environnement et dépendent, entre autres, des nutriments, de la température, de la salinité, de la saisonnalité et de la couverture de glace de mer (de Vernal et al., 1996). Certains sont difficiles à identifier à l'espèce en raison de leur ornementation. Les dinokystes sont dénombrés et répertoriés à des fins de calculs de concentration.

Il existe plusieurs types de microfossiles à carapace calcaire, les plus communs retrouvés dans les échantillons sont les foraminifères benthiques (protozoaires de la classe des rhizopodes) et les ostracodes (phylum des crustacés) (de Vernal et al., 1996). Les foraminifères sont exclusivement marins. Leur abondance dans les sédiments marins et leurs dimensions relativement grande ($>100 \mu\text{m}$) facilitent leur observation de même que les manipulations. Les foraminifères benthiques occupent un habitat de milieu marin. Ce sont des organismes ubiquistes dont leurs fossiles sont composés d'un test calcaire ou agglutinant. Les réseaux organiques de foraminifères se préservent chez de rares espèces. Ils peuvent également subir une préservation différentielle selon le mode de conservation du

sédiment. Ce sont de précieux indicateurs des conditions physico-chimiques du milieu (Cronin, 1977). Les tests carbonatés de foraminifères sont utilisés à des fins d'analyses isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) et du carbone ($\delta^{13}\text{C}$), ainsi que pour la datation radiocarbone (^{14}C).

Les tests d'ostracodes (Figure 5. 1) peuvent se retrouver dans tous les types d'environnements sédimentaires, lacustres et marins. Ce sont de bons marqueurs stratigraphiques et il existe une grande variété taxonomique. Leur carapace est munie de deux valves calcifiées mesurant de 10^2 à 10^4 μm (Cronin, 1977). Ces valves sont également utilisées à des fins d'analyse isotopique et de datation au radiocarbone.

5.2 Méthodes de préparation des échantillons en micropaléontologie

Les différents palynomorphes et microfossiles ont été extraits à partir d'environ 5 cm^3 de sédiment après des traitements mécaniques (tamisages multiples) et chimiques (attaques acides, exclusivement pour les palynomorphes). Les échantillons ont été désagrégés et tamisés à l'eau distillée sur des tamis de 106 μm et 10 μm . Les foraminifères et les ostracodes ont ensuite été récupérés dans la fraction grossière (>106 μm) tandis que les pollens, spores, réseaux organiques de foraminifères et kystes de dinoflagellés ont été extraits du matériel plus fin (fraction 106-10 μm). Les détails des manipulations sont présentés à l'appendice B.

Une fois bien nettoyé et séché, le matériel de la fraction supérieure à 106 μm est ensuite placé sur un plateau à carreaux afin de trier les foraminifères benthiques et les ostracodes. Le tri se fait à l'aide d'une loupe binoculaire et il permet l'identification des foraminifères benthiques et des ostracodes. Les tests de foraminifère sont ensuite déposés sur les lames micropaléontologiques à un trou, préalablement identifié avec le numéro de l'échantillon et le nom de l'espèce identifiée. Pour les analyses isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sur des populations monospécifiques, 0,1 mg de foraminifères et d'ostracodes est nécessaire. Pour les analyses ^{14}C , un minimum de 1 mg de carbonate biogéniques est requis.

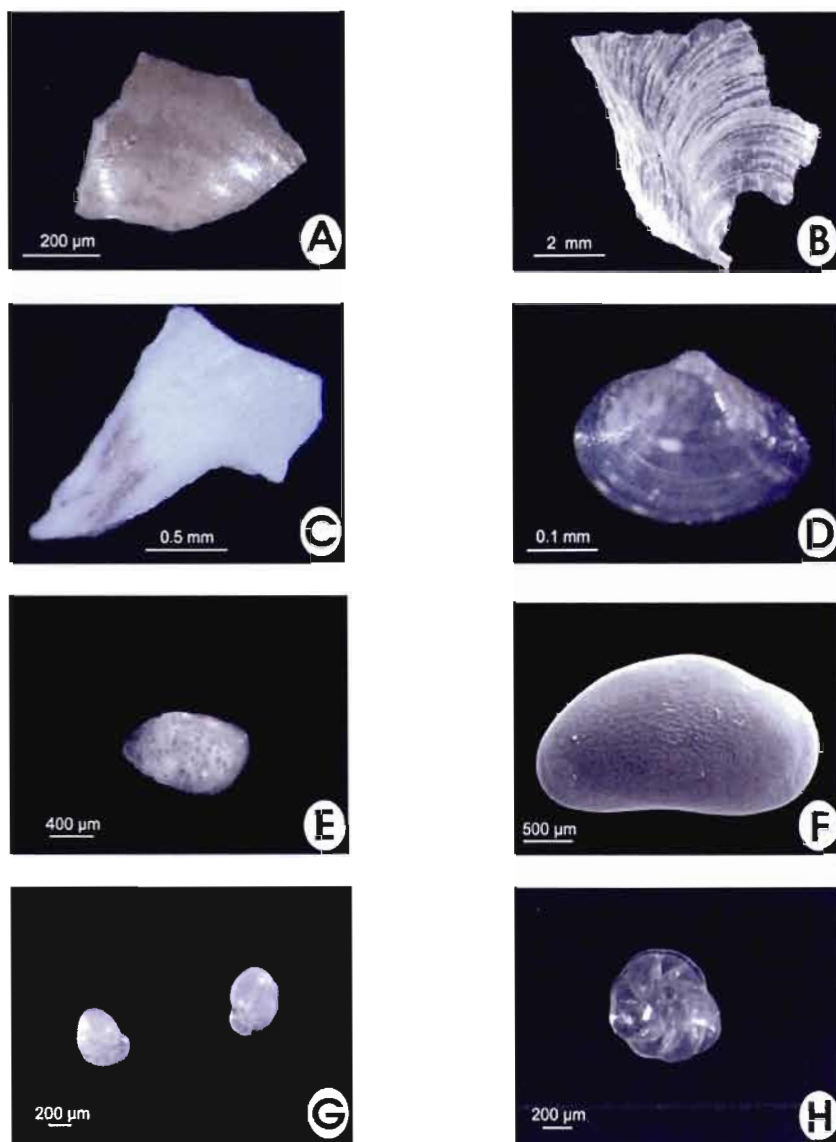


Figure 5. 1: Fossiles et microfossiles de la coupe maîtresse de la rivière Rupert, analysés pour obtenir leur valeur $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$. A) Fragment de bivalve (07RU60 et 07RU76); B) Périostracum d'un bivalve (07RU76); C) Fragment de bivalve (08RU01); D) Bivalve *Portlandia artica* forme juvénile (08RU03); E) Ostracode marin *Roundstomia globulifera* (08RU03); F) Ostracode *Candona* sp. (08RU03 et 08RU04); G) Foraminifère *Nonionellina labradorica* (08RU03); H) Foraminifère *Islandiella* (08RU03, 08RU04, 07RU76, 07RU69).

5.3 Calculs de concentrations des palynomorphes

Le calcul des concentrations des palynomorphes est effectué à l'aide de grains de pollen marqueurs (lycopodes) qui sont introduits dans chaque échantillon. Spécifiquement, une capsule contenant 18 583 lycopodes est administrée aux échantillons. Les concentrations de palynomorphes pour chaque échantillon sont ensuite calculées selon la formule suivante (Matthews, 1969; de Vernal et al., 1996) (Tableau 5. 1) :

$$N_p = \frac{N_e * n_p}{n_e} * \frac{1}{V}$$

N_p : nombre de palynomorphes dans l'échantillon initial par cm^3

N_e : nombre de grains marqueurs ajoutés à l'échantillon

n_p : somme des palynomorphes dénombrés

n_e : somme des grains marqueurs dénombrés

V : volume de l'échantillon initial

Le calcul des flux, qui permet de connaître les flux de palynomorphes pour chacun des lits de l'unité marine et glaciolacustre, a été calculé à partir de la concentration (N_p) et de la vitesse de sédimentation. Étant donné les variations d'épaisseur des lits pour chaque unité étudiée et de l'important apport latéraux dans ce type de milieu, le calcul des flux ne seront pas considérés.

5.4 Résultat des analyses micropaléontologiques

5.4.1 Résultats des analyses de palynomorphes sur la séquence sédimentaire de la coupe de la rivière Rupert

Quatorze échantillons ont été prélevés dans les unités de la coupe maîtresse de la rivière Rupert pour les analyses des palynomorphes: 2 proviennent du till de Cochrane, 8 des sédiments glaciolacustres et 4 de la séquence marine (Figure 5. 2). La Figure 5. 2 présente les concentrations de quatre différents types de palynomorphes dont les dinokystes, les grains de pollen, les spores et les réseaux organiques de foraminifères décrits précédemment.

Tableau 5. 1: Concentration des palynomorphes

Échantillons	Dinokystes	Grains de pollen	Spores	Réseaux organiques de foraminifère
07RU56	42097	29477	5446	1902
07RU60	14868	16806	2293	395
07RU67	8679	13798	1907	545
07RU69	17695	12771	3812	445
07RU80	0	386	12	0
07RU85	22	630	14	0
07RU89	43	675	108	0
07RU91	61	1111	297	8
07RU95	33	572	80	0
07RU97	53	905	543	0
07RU99	16	305	62	3
07RU100	3	179	117	3
07RU102	26	349	87	0
07RU104	16	1843	111	0

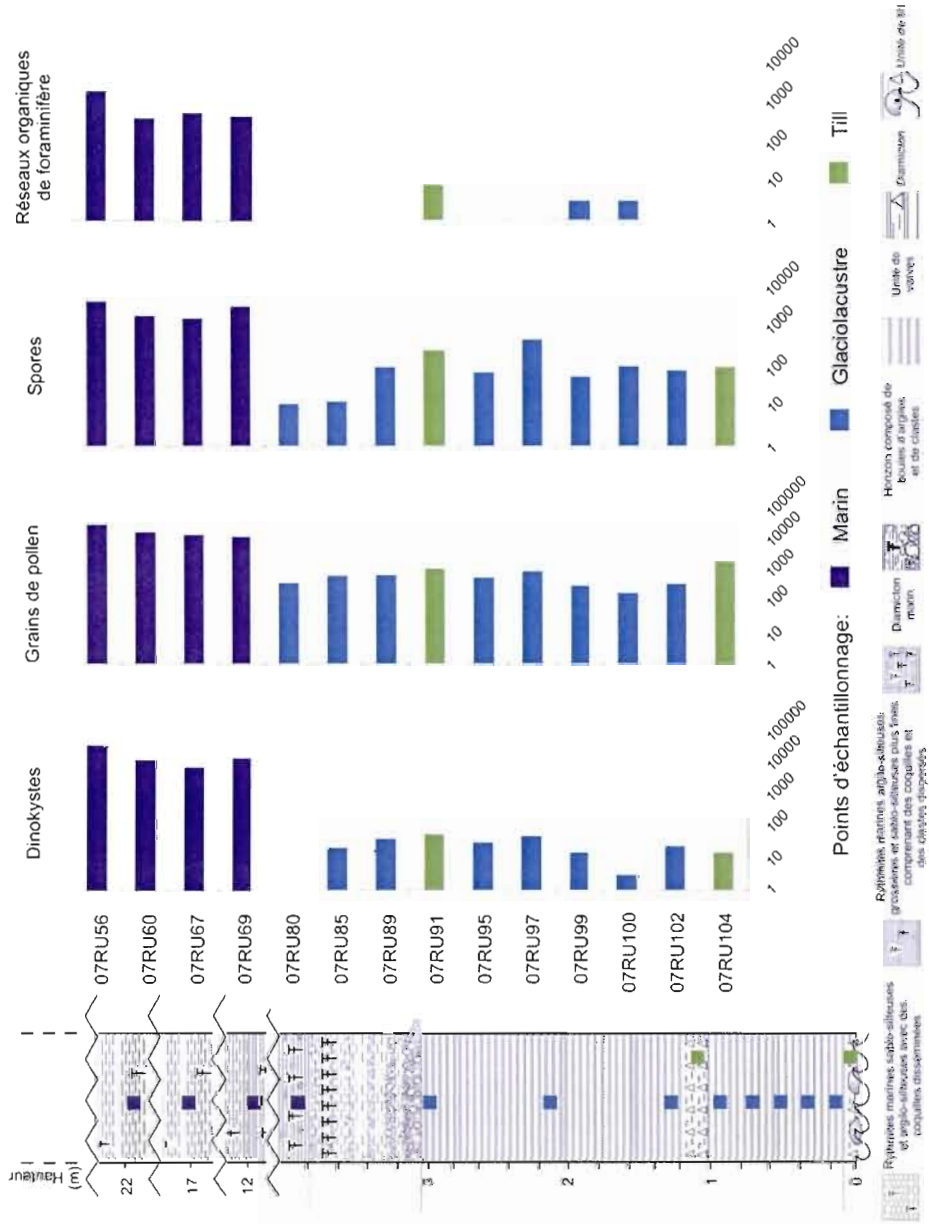


Figure 5. 2: Histogramme des concentrations de palynomorphes dans les échantillons de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.

Pour les trois unités, 7 taxons de dinokystes ont été recensés dont : *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites elongatus*, *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites* sp., *Pentapharsodinium dalei*, *Islandinium minutum* et *Brigantedinium* sp. (Figure 5. 3). Le recensement des palynomorphes terrestres montre une diversité taxonomique de 15 taxons dont certains pollens indéterminés. Les grains de pollen identifiés sont: *Picea*, *Pinus*, *Betula*, *Alnus* sp., *Alnus* type *crispa*, *Alnus* type *incana*, *Salix*, *Ambrosia*, *Artemisia*, Liguliflorae, Tubuliflorae et Rosaceae (Figure 5. 4). Parmi les spores, les espèces répertoriées sont : *Lycopodium* type *annotinum*, *Lycopodium clavatum*, Spore monolète, Spore trilète et *Sphagnum* (Tableau 5. 2). Les résultats du calcul des concentrations des palynomorphes sont présentés selon une échelle logarithmique sur la Figure 5. 2 et dans le Tableau 5. 1

Les résultats montrent la présence de palynomorphes dans le till, soit 16 dinokystes/cm³. La diversité taxonomique des palynomorphes marins retrouvés dans le till est faible, soit de 1 taxon, avec comme espèce *Operculodinium centrocarpum*. La présence de dinokystes dans le till peut paraître surprenante, mais le faible nombre suggère qu'ils proviennent du remaniement de dépôts marins anciens des basses terres. Le till contient aussi une concentration non négligeable de grains de pollen et de spore. Ces palynomorphes proviennent assurément de processus de remaniement de dépôts non-glaciaires anciens.

Malgré le fait que les sédiments glaciolacustres dérivent du milieu d'eau douce, la concentration de palynomorphes marins y est relativement élevée atteignant 61 dinokystes/cm³. La diversité taxonomique des palynomorphes est non négligeable. En moyenne, sur 4 taxons, l'espèce dominante des dinokystes le *Pentapharsodinium* avec 21 %. La concentration de pollen est ici beaucoup plus élevée et varie entre 179 et 1111 grains/cm³. Les taxons dominants sont le *Picea* avec 42 % et *Shagnum*. D'autres palynomorphes marins sont recensés dans deux échantillons (07RU99 et 07RU100) et sont composées d'une concentration de 3 et 8 réseaux organiques de foraminifères/cm³. Quant au diamicton inclus dans la séquence glaciolacustre, il montre des concentrations similaires à celles des varves.

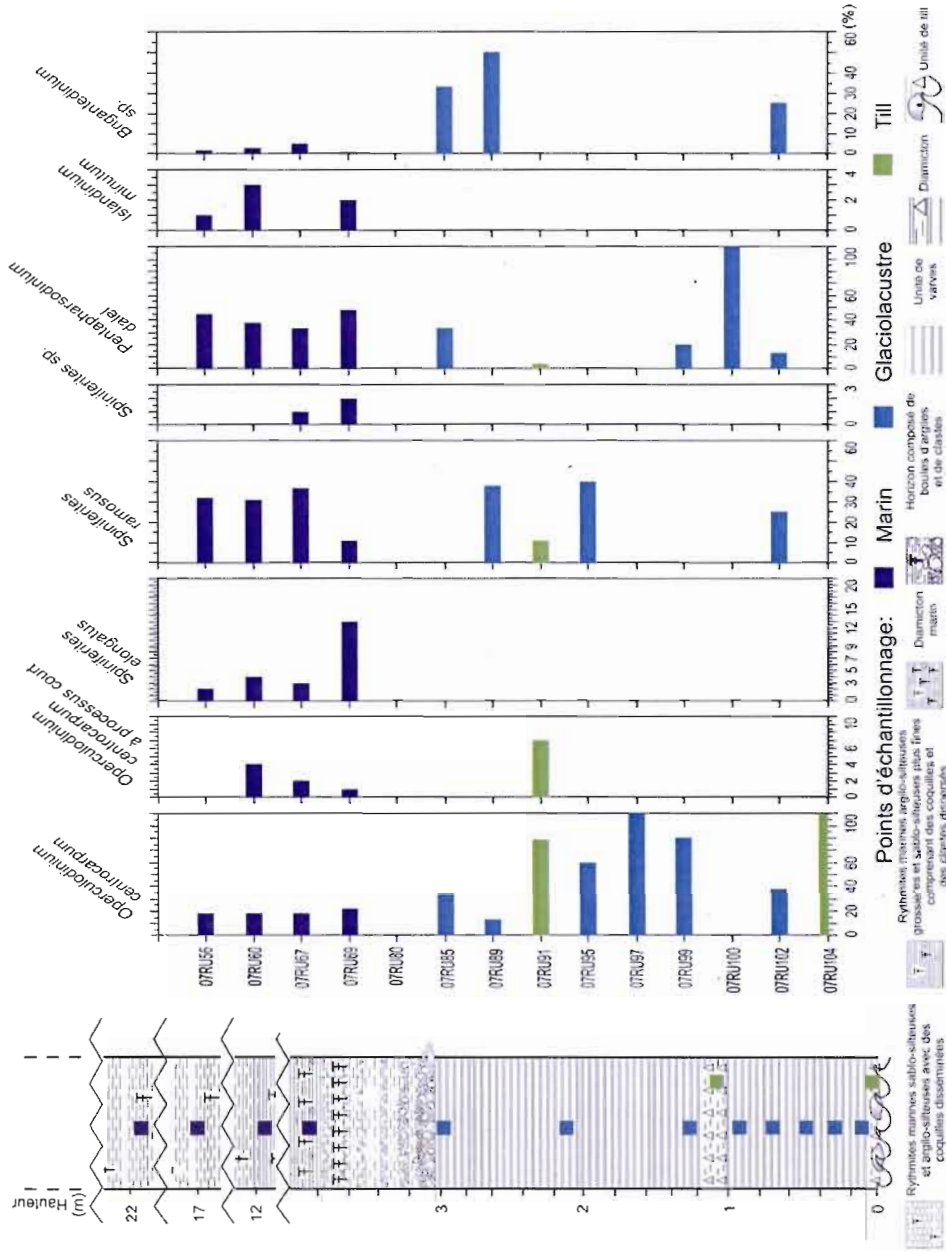


Figure 5. 3: Diagramme des assemblages de dinokystes dans les échantillons de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.

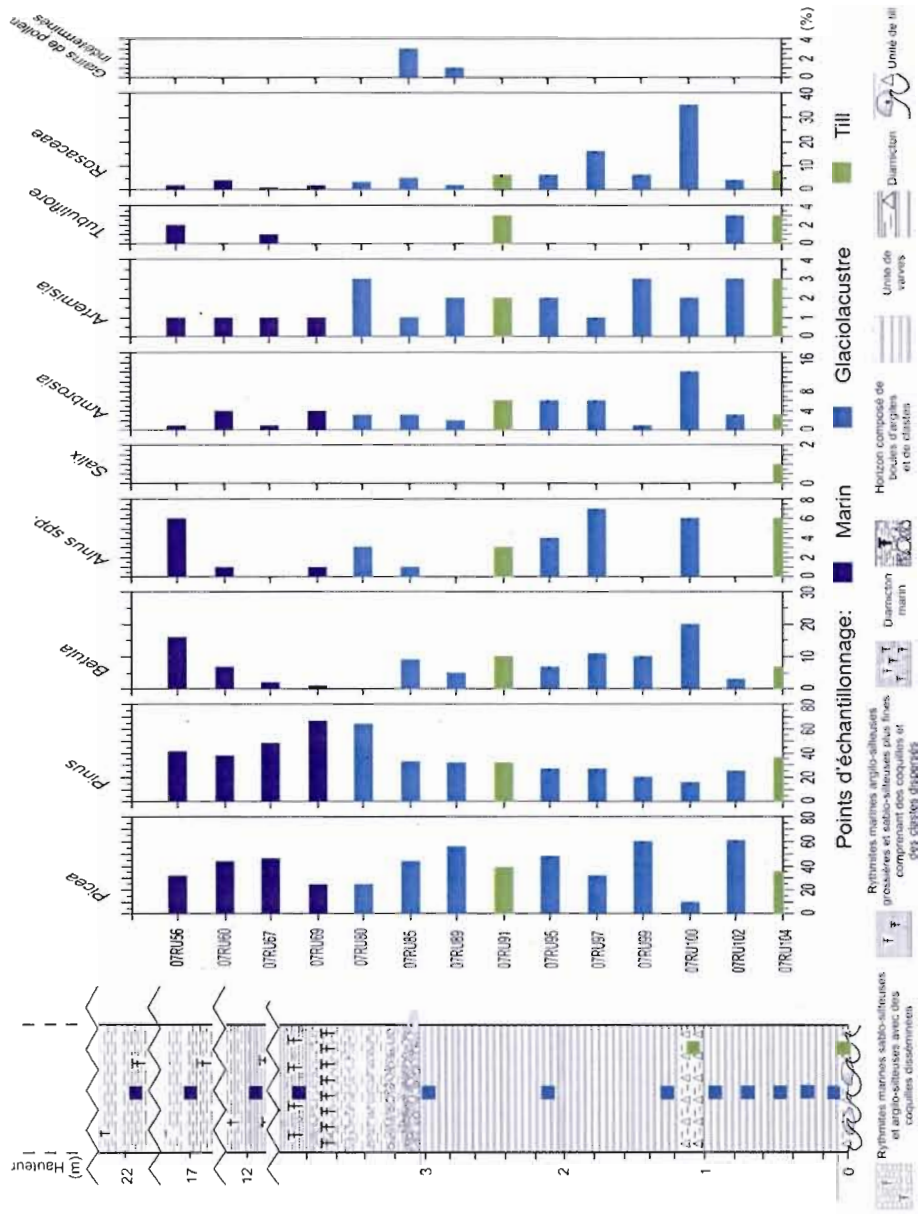


Figure 5. 4: Diagramme pollinique représentant les assemblages de polliniques dans les échantillons de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.

Tableau 5. 2: Dénombrement des spores dans les échantillons de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.

Échantillons	<i>Lycopodium</i> type <i>annotinum</i>	<i>Lycopodium</i> type <i>clavatum</i>	Sore monolète	Spore trilète	<i>Sphagnum</i>
07RU56	0	2	3	0	58
07RU60	1	1	1	1	54
07RU67	0	3	3	1	91
07RU69	0	4	1	0	115
07RU80	0	0	0	0	3
07RU85	0	0	0	0	2
07RU89	0	0	0	0	20
07RU91	0	17	13	0	192
07RU95	0	0	0	1	11
07RU97	0	1	1	0	49
07RU99	0	0	0	0	19
07RU100	0	1	0	0	44
07RU102	0	0	1	0	26
07RU104	0	0	0	0	14

Une augmentation de la concentration de dinokystes dans les rythmites marines est enregistrée atteignant 8 660 et 42 097 dinokystes/cm³, ce qui indique une productivité marine très élevée. Parmi les espèces recensées, le taxon dominant le *Pentapharsodinium* avec 41 %. La concentration des grains de pollen varie entre 12 771 et 29 477 grains/cm³. *Pinus* (48 %) et *Sphagnum* (Figure 5. 4) dominent les assemblages. La concentration de 395 et 1 902 réseaux organiques de foraminifères/cm³ est un indice de productivité marine élevée.

5.4.2 Résultats des analyses de la microfaune

La présence de tests de foraminifères, de coquilles de mollusques et d'ostracodes a été observée dans les unités marines et glaciolacustres et dans l'horizon lité de la coupe de la rivière Rupert (Figure 5. 5). Bien que ces microfossiles soient peu abondants dans les sédiments glaciolacustres, on remarque toutefois la présence de foraminifères à l'intérieur des varves, ce qui est peu compatible avec un environnement de dépôt en eau douce (glaciolacustre). Ces microfossiles ont été soumis à des analyses géochimiques pour leur teneur en isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) qui démontrent en effet leur caractère marin. Ces analyses sont présentées à la prochaine section.

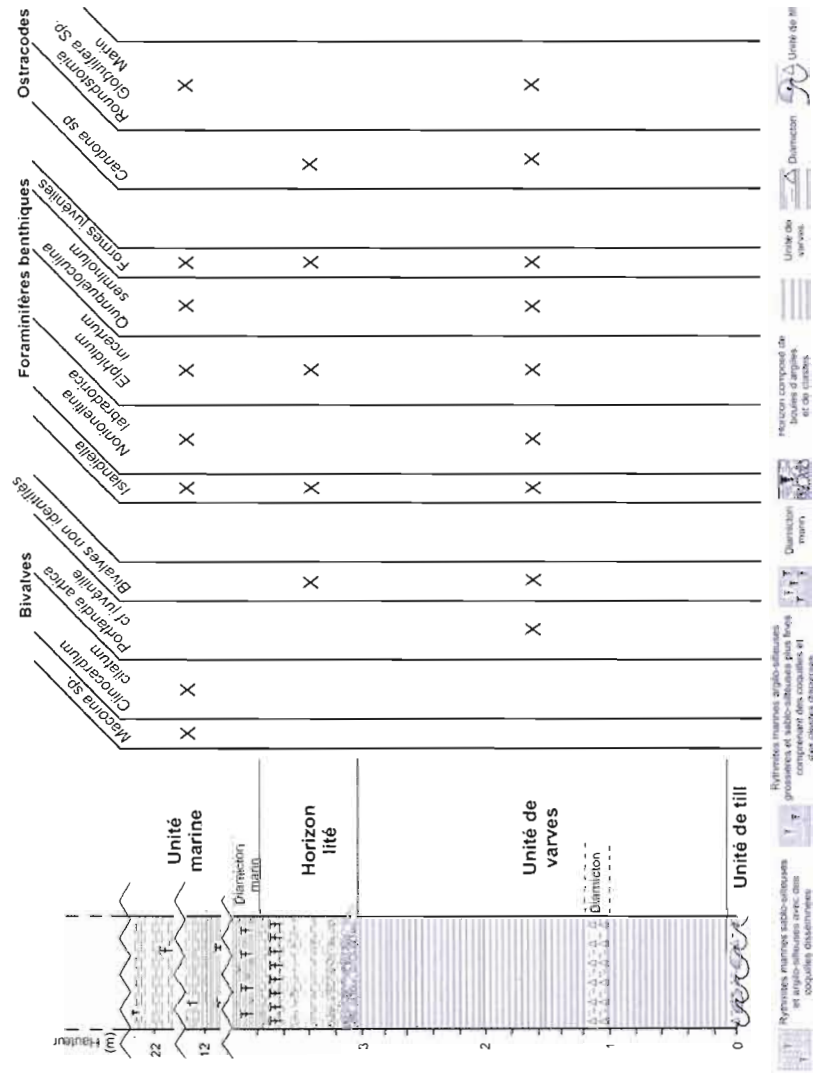


Figure 5. 5: Microfossiles recensés dans les unités de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.

5.5 Interprétation des données micropaléontologiques

5.5.1 Interprétation des données sur les palynomorphes et la microfaune

Les résultats présentés dans l'histogramme des concentrations de palynomorphes à la Figure 5. 2 révèlent un contraste marqué entre les sédiments glaciolacustres et les sédiments marins. Tout d'abord, les concentrations indiquent la présence d'une quantité faible mais non négligeable de dinokystes dans pratiquement tous les sédiments glaciolacustres. Les kystes de dinoflagellés identifiés sont des micro-organismes qui proviennent d'environnements marins. Les taxons trouvés dans les sédiments marins de la coupe et la distribution des espèces recensées indiquent que les taxons sont plutôt ubiquistes.

Malgré l'apport de palynomorphes marins dans les sédiments glaciolacustres, les données de la Figure 5. 2 indiquent clairement un caractère plus terrigène, car le sédiment contient beaucoup plus de grains de pollen que de dinokystes. Les apports sporo-polliniques viennent des régions déglacées au sud de la région d'étude (Richard et al., 1982). La sphaigne (*Sphagnum*), l'espèce dominante des spores dans les sédiments glaciolacustres, est un bon indicateur du développement de tourbières. La concentration pollinique versus celle des dinokystes pour l'unité marine est plutôt équivalente,

En somme, les données micropaléontologiques pour l'unité marine montrent des résultats tout à fait typiques des mers post-glaciaires. Par contre, la présence de palynomorphes marins (dinokystes) et de microfossiles marins (forams et fragments de bivalves) dans les sédiments glaciolacustres représente une incongruité, car ces sédiments de lac glaciaire témoignent d'une mise en place en milieu d'eau douce, comme en fait fois la présence d'ostracodes de type *Candona* sp. Ces microfossiles et fossiles ont été soumis à des analyses géochimiques pour leur teneur en isotopes stables (^{18}O et ^{13}C). Ces analyses sont présentées à la prochaine section.

5.6 Géochimie des isotopes stables

5.6.1 Quelques principes de géochimie isotopique importants à cette étude.

L'analyse des isotopes stables du carbone (^{12}C et ^{13}C) et de l'oxygène (^{16}O et ^{18}O) présents dans les tests de foraminifères carbonatés permet de reconstituer les environnements du passé. Lors de la formation de son test, le foraminifère utilise les ions dissous dans l'eau de mer (CO_2 , HCO_3^- , CO_3^{2-}). Comme les rapports d'isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) dans l'eau et dans les espèces chimiques varient sous l'effet de processus environnementaux chimiques et biologiques (fractionnement isotopique), les variations du milieu seront traduites dans la composition isotopique des foraminifères. Les concentrations d'isotopes stables sont mesurées à l'aide d'un spectromètre de masse, en déterminant les rapports de masse du CO_2 provenant de la combustion des échantillons carbonatés. L'abondance isotopique est exprimé par l'écart δ du rapport isotopique (R) d'un échantillon en comparaison du même rapport isotopique avec un étalon de référence standard pour lequel le rapport isotopique R est connu (Pilot, 1974; Richard, 1979; Allègre, 2005 et Faure et Mensing, 2005).

$$\delta R\text{‰} = \left(\frac{\text{R échantillon} - \text{R étalon}}{\text{R étalon}} \right) \times 1000$$

Un enrichissement en isotope lourd est déterminé par une valeur de δ positive par rapport à l'étalon, et un appauvrissement est déterminé par une valeur négative. Les foraminifères benthiques vivants sont sensibles à la température ce qui influence le $\delta^{18}\text{O}$. Ainsi lorsque la température de l'eau décroît progressivement, les foraminifères benthiques augmentent donc leur signature isotopique (Walker, 2005).

5.6.2 Choix et préparation des échantillons

Des analyses des isotopes stables du carbone et de l'oxygène ont été faites sur des microfossiles de l'unité glaciolacustre (08RU01, 08RU03 et 08RU04), de l'horizon de drainage (07RU72Base et 07RU76Top) et de l'unité marine (07RU69 et 07RU60) de la coupe maîtresse de la rivière Rupert (Figure 4. 5) pour avoir une meilleure compréhension des milieux de sédimentation et paléoenvironnements associés à ces unités. Après avoir

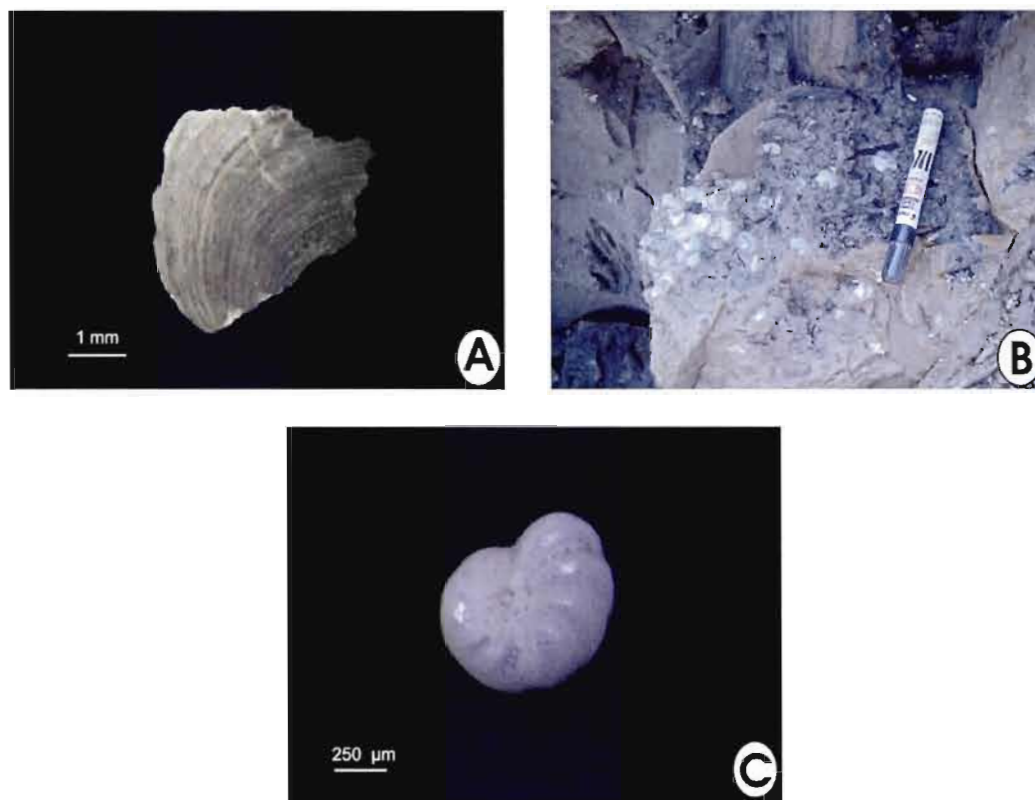


Figure 5. 6: Fossiles et microfossiles, de la coupe maîtresse de la rivière Rupert. Ces fossiles ont été soumis à des datations radiocarbone. A) Pérostracum d'un bivalve (07RU76); B) Emplacement du périostacum d'un bivalve dans la partie supérieure de l'horizon de drainage (07RU76); C) Foraminifère *Elphidium incertum*.

tamisé environ 500 cm³ de sédiments glaciolacustres et marins sur un tamis de 106 µm, les fragments de bivalve (type sp., *Macoma* sp. et *Portlandia arctica* juvénile), foraminifères (*Islandiella*, *Nonionellina labradorica*) et ostracodes (*Candona* sp., *Roundstomia globulifera*) (Figure 5. 1 et Figure 5. 6) ont été tirés pour des analyses isotopiques par spectrométrie de masse, à l'aide d'un appareil *Micromass Isoprime*TM à double injection *DI* (*dual inlet*) couplé à un système *Multicarb*TM à reproductibilité analytique moyenne. Un total de 18 échantillons ont été analysés.

Une fois que les microfossiles ont été extraits des sédiments, les foraminifères, ostracodes et fragments de bivalves doivent être triés. Les analyses requièrent environ 1 mg

de matériel. La population de microfossiles soumise à l'analyse doit être monospécifique, en raison de processus de fractionnement spécifique à habitat de chaque espèce. Par la suite, les tests doivent faire l'objet d'une autre inspection de propreté pour une analyse optimale. Les tests sont ensuite déposés sur les lames micropaléontologiques, préalablement identifiées avec le numéro de l'échantillon, l'espèce et le décompte. Par la suite, les microfossiles sont chauffés pour éliminer toute trace de matières organiques qui pourraient se retrouver sur leur paroi. Une fois ces préparations complétées, chaque échantillon de foraminifères, d'ostracodes et de fragments de coquilles est par la suite placé à l'intérieur de leurs vials respectifs à l'aide d'un entonnoir.

L'étalon de référence utilisé pour les analyses est UQ6. Ce standard interne du GEOTOP provient d'un marbre (CaCO_3) du Mont St-Hilaire qui a été tamisé à 90 à 125 μm . Cet étalon est utilisé, car le marbre contient peu d'impuretés. Les valeurs de UQ6 par rapport aux étalons de référence internationaux sont de 2,25 ‰ vs PDB pour le $\delta^{13}\text{C}$ et de -1,4 ‰ vs PDB pour le $\delta^{18}\text{O}$. Ces valeurs ont été établies par rapport au standard VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite), un étalon carbonaté provenant d'un rostre d'une Bélemnite du Crétacé. L'étalon de référence international utilisé pour l'analyse des ostracodes est le NBS-18 (carbonate CaCO_3). La valeur pour le $\delta^{13}\text{C}$ est de $-5,01 \pm 0,06$ ‰ et pour le $\delta^{18}\text{O}$ est de $-23 \pm 0,06$ ‰ par rapport au VPDB. En général, un total de 10 vials contenant les étalons de référence UQ6 et NBS-18 sont utilisés par ronde d'analyses. La quantité de standards UQ6 est de 65 à 105 μm dont le poids a été déterminé en fonction de la qualité de sa performance au spectromètre de masse. Ces derniers, tout comme les échantillons, doivent être placés dans le support à échantillons pour être chauffés une heure avant de débiter les analyses afin de les amener à la température de mesure, soit 90°C. Après l'analyse au spectromètre de masse, les données brutes sont comparées à celles des étalons de références par rapport auxquelles sont reportées les mesures.

5.7 Résultats et interprétation des analyses $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$

Dans le contexte de cette étude, les isotopes de l'oxygène sont utilisés comme indicateur de la nature de l'environnement de formation, soit d'eaux douces ou marines. Quant aux isotopes du carbone, le $\delta^{13}\text{C}$ est directement relié aux apports en matière organique. Par

conséquent, le $\delta^{13}\text{C}$ nous renseigne sur l'origine du carbone dans les réservoirs marins, en plus de permettre l'identification de l'origine de la matière organique sédimentée qui peut varier avec le climat (Coleman et Fry, 1991; White et al., 1994). Dans cette étude, l'emphase sera placée sur les valeurs $\delta^{18}\text{O}$, car elles permettent un meilleur diagnostic des environnements de lac glaciaire vs mer post-glaciaire. Les résultats d'analyses du $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ pour les microfossiles des unités de la coupe Rupert sont présentés dans le Tableau 5. 3 et la Figure 5. 7.

Dans l'unité marine, les foraminifères du genre *Islandiella* (07RU69) révèlent des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de 1,88 ‰ tandis que les fragments de coquilles (07RU60) ont donné des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de 1,24 ‰. Ces valeurs sont caractéristiques des eaux marines post-glaciaires comme celle de la Mer de Tyrrell (Hillaire-Marcelle, 1977; Bilodeau et al., 1990; Hillaire-Marcelle et al., 2008).

Au sommet de la séquence des sédiments glaciolacustres (08RU04) et à la base de l'horizon de drainage (07RU72Base), les valves de *Candona* sp. révèlent une valeur $\delta^{18}\text{O}$ de -21,48 ‰ et -21,98 ‰, typique des eaux de fonte glaciaire comme celles qui forment le Lac Ojibway (Hillaire-Marcel et al., 2008). Des analyses effectuées sur les tests d'*Islandiella* extraits de la même position stratigraphique (08RU04) que les ostracodes indiquent toutefois des valeurs de 1,76 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$, typique des eaux marines de l'époque.

D'autres tests d'*Islandiella* (08RU03) ont été analysés dans les varves, juste en dessous de l'échantillon 08RU04 démontrant des valeurs similaires, soit un $\delta^{18}\text{O}$ de 1,74 ‰ à 1,77 ‰. Dans le même échantillon, un fragment de bivalve *Portlandia arctica* juvénile (08RU03) a aussi révélé des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de 2,81 ‰. Il est à noter que d'autres ostracodes du genre *Candona* sp. ont été trouvés dans la même position stratigraphique (08RU03), indiquant encore une fois un environnement glaciolacustre. Ils ont fait l'objet d'analyse isotopique, mais le poids (8 μg) n'était pas suffisant pour obtenir des résultats.

Tableau 5. 3: Composition isotopique des microfossiles de la coupe maîtresse de la rivière Rupert.

Échantillons	Unités	Descriptions	Quantités	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Poids μg	Commentaires
07RU60	Marin	Fragment bivalve	1	1,24	2,54	110	
07RU69	Marin	Foram <i>Islandiella</i>	25	1,88	-0,08	120	
07RU76 TOP	Horizon	Fragment périostracum d'un bivalve sp.	1	1,70	1,69	117	
07RU76 TOP	Horizon	Fragment bivalve	1	,79	0,63	129	
07RU76TOP	Horizon	Foram <i>Islandiella</i>	12	2,63	-0,29	120	
07RU072	Horizon	Ostracodes lacustre <i>Candona</i> sp.	10	-21,98	-3,45	25	Corr NBS-18 (d ¹⁸ O)
08RU04	Glaciolacustre	Ostracodes lacustre <i>Candona</i> sp.	50	-21,48	-3,62	124	Corr NBS-18 (d ¹⁸ O)
08RU04	Glaciolacustre	Foram <i>Islandiella</i>	37	1,76	-0,60	107	
08RU04	Glaciolacustre	Fragment de bivalve	1	-1,54	1,58	40	
08RU03	Glaciolacustre	Ostracode lacustre <i>Candona</i> sp.	5	-	-	8	Signal trop faible
08RU03	Glaciolacustre	Ostracode marin <i>Roundstomia globulifera</i>	1	-1,51	-3,47	20	
08RU03	Glaciolacustre	Bivalve <i>Portlandia artica</i> juvénile	1	2,81	2,82	118	
08RU03	Glaciolacustre	Fragment de foraminifères	1	1,99	-1,95	62	
08RU03	Glaciolacustre	Foram <i>Nonionellina labradorica</i>	3	2,21	-1,37	100	
08RU03	Glaciolacustre	Foram <i>Islandiella</i>	6	1,77	-1,21	117	
08RU03	Glaciolacustre	Foram <i>Islandiella</i>	4	1,74	-0,49	95	
08RU01	Glaciolacustre	Fragment de bivalve	1	-1,32	-9,30	117	
08RU01	Glaciolacustre	Fragment de bivalve	3	0,21	-5,50	56	

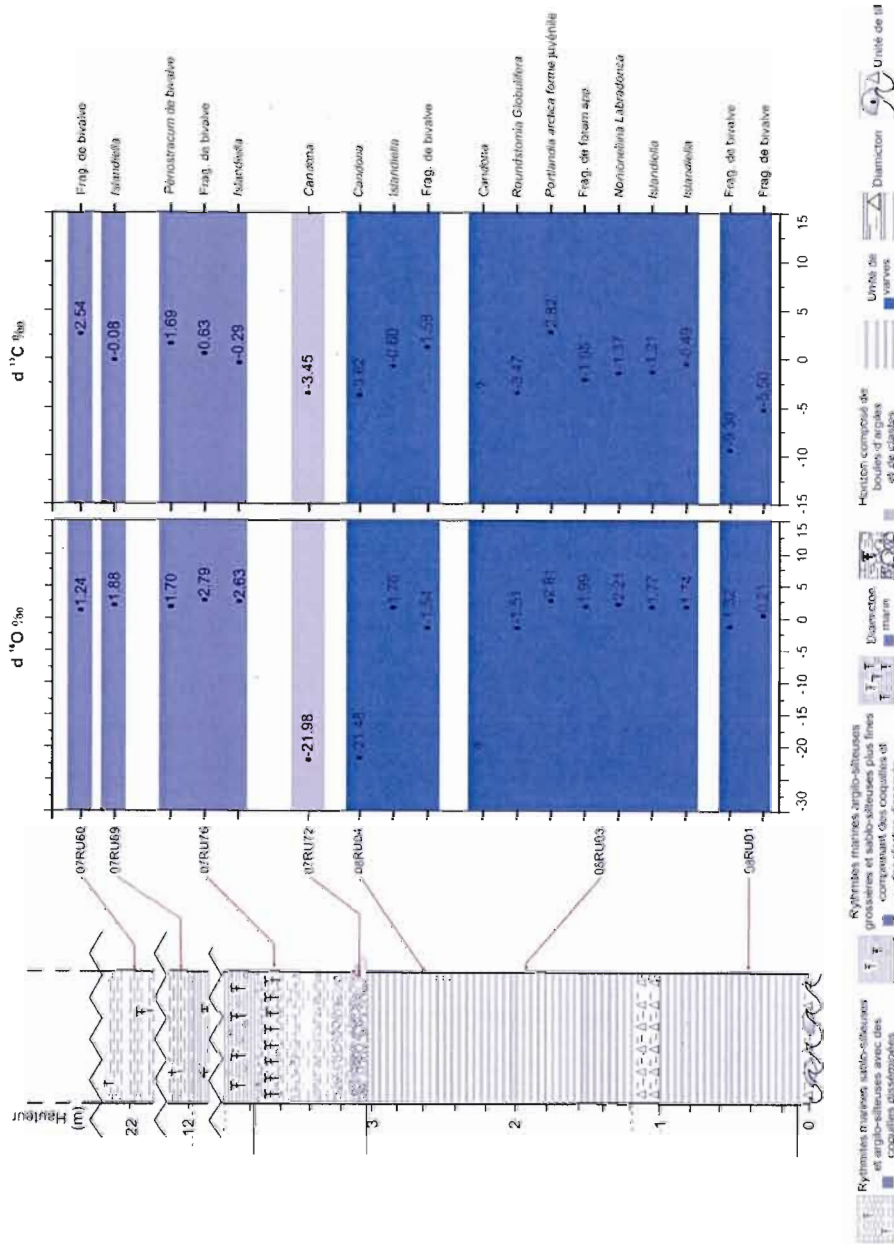


Figure 5. 7: Graphique présentant les résultats des analyses de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ dans les échantillons de la coupe maîtresse de la rivière Rupert. Le $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ est exprimés en ‰. vs V-PDB.

À la base des sédiments glaciolacustres (08RU01), très peu de fossiles ont été recensés. Il s'agit de deux possibles fragments de bivalves, un foraminifère benthique et un foraminifère planctonique. Seulement les fragments de bivalves ont été analysés, révélant des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de 0,21 ‰ et -1,32 ‰. Les valeurs isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$ se rapprochent beaucoup des valeurs obtenues pour les microfossiles de l'unité marine.

En résumé, l'analyse des isotopes stables des fossiles et microfossiles de la séquence sédimentaire exposée à la coupe maîtresse sur la rivière Rupert apporte des éléments additionnels sur la présence de foraminifères et autres microfossiles marins dans l'unité glaciolacustre. Les microfossiles marins présents dans les varves donnent des valeurs positives en $\delta^{18}\text{O}$ d'environ 2 ‰, similaire à celles obtenues pour les échantillons des rythmites marines sus-jacentes. Des ostracodes d'eau douce (*Candona* sp.) présents dans les mêmes niveaux stratigraphiques que ces microfossiles marins ont révélé des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ avoisinant les -22 ‰, typiques d'eaux météoriques de hautes latitudes, telles que celles que contenait le Lac Ojibway (Hillaire-Marcelle et al., 2008). Le contexte stratigraphique suggère des échanges sous-glaciaires entre les eaux de la Mer de Tyrrell et celles du Lac Ojibway, ou des incursions d'eaux marines à l'intérieur du bassin Ojibway avant le drainage final ou encore un remaniement sédimentaire. Ces scénarios témoignent fort probablement d'instabilité du barrage de glace avant le drainage final et ces échanges ou incursions ont probablement eu lieu via de brefs épisodes de drainage sous-glaciaires, tels que ceux suggérés par le modèle de Clarke et al. (2003, 2004). Ces derniers points seront discutés plus longuement au prochain chapitre.

5.8 Datations radiocarbone

Un échantillon de coquille (péριοstracum) et un échantillon de foraminifères provenant d'un lit riche en fossiles de la partie supérieure de l'horizon de drainage ont fait l'objet de mesures ^{14}C par accélérateur de particules (*accelerator mass spectrometry, AMS*) (Figure 5. 6). Les âges obtenus sont de 7,64 .02 ^{14}C ka BP pour un fragment de péριοstracum d'un bivalve et de 8,02 ^{14}C ka BP pour les foraminifères *Elphidium incertum* (Tableau 5. 4). Ces

Tableau 5. 4: Âges radiocarbone obtenus par spectrométrie de masse accélérée sur un *péριοstracum* d'un bivalve et des foraminifères *Elphidium incertum* (07RU76) provenant de la partie supérieure de l'horizon de drainage de la coupe maîtresse de la rivière Rupert et de coquilles marines (06HA01 et 06HA15) provenant de la rivière Harricana.

Localisation des sites et numéro d'échantillon	CAMS ¹	Matériel	Âge ¹⁴ C ²		Âge Calendaire moyen ³
	No. Lab.	Daté	(Année BP)	Erreur (±)	(1σ range; année BP)
07RU76b, Riv. Rupert	138964	Bivalves	7635	35	7751-7852 , (7802)
07RU76f, Riv. Rupert	138965	Forams	8020	60	8133-8284 , (8209)
06H01, Riv. Harricana	138966	Bivalves	8005	35	128-8241 , (8185)

1 Mesuré au centre d'accélérateur de particules (Accelerator Mass Spectrometry, AMS), Lawrence Livermore National Laboratory, California.

2 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).

3 Les âges moyens sont estimés à l'aide des bases de données du *standard North Atlantic global marine reservoir effect* à 400 ans et avec un ΔR de 297 ans. La calibration a été effectuée avec CALIB 6.0 (Stuiver et al., 1998).

âges ¹⁴C doivent être corrigés afin de tenir compte de « l'effet réservoir marin ». L'effet réservoir est relié au fait que le CO₂ marin n'est pas en équilibre avec celui de l'atmosphère. L'âge apparent du matériel marin est causé à la fois par le délai dans les taux d'échange entre le CO_{2atm} et le carbone de l'océan (HCO₃⁻) ainsi que par les effets de « dilution » causés par le mélange entre les eaux de surface avec celles des eaux profondes qui sont généralement plus vieilles, donc appauvries en ¹⁴C. L'âge moyen du ¹⁴C dissous dans les océans est estimé à 440 ans (*global marine reservoir effect*) et à 400 ans pour l'Atlantique Nord (Bard et al., 1991). Les effets du réservoir marin varient également spatialement (géographiquement) et de façon bathymétrique (profondeur) en raison de processus d'échanges particuliers entre l'atmosphère, l'océan et le milieu terrestre de certaines régions (ex. zones de upwelling, fleuves et rivières contribuant à des taux élevés de carbone détritiques, etc.) (e.g. Walker, 2005). Ces différences locales et régionales de l'effet du réservoir marin sont désignées par le terme delta R (ΔR), lequel doit être ajouté à l'âge standard de l'effet réservoir global de 400 ans pour l'Atlantique Nord. Des valeurs ΔR pour différentes régions du globe peuvent être estimées à l'aide de bases de données comme celle de la Commission géologique du Canada (McNeely et al., 2005) ou *Marine Reservoir Correction Data-base* qui est maintenue par

l'Université Queens de Belfast (<http://intcal.qub.ac.uk/marine/>). Dans cette étude, nous utilisons les âges réservoir estimés à partir des datations ^{14}C de mollusques modernes (*live-collected*) à 16 sites localisés dans la baie James et dans le sud-est de la baie d'Hudson (McNeely et al., 2005). Le ΔR pour cette région est estimé à 297 ans. Ce delta R est comparable à celui de 310 ans estimé par Barber et al. (1999). Ces valeurs de delta R dérivent de mollusques modernes, et leur application aux chronologies ^{14}C datant de l'Holocène, bien que courante, nécessite toutefois une certaine prudence.

Les âges ^{14}C corrigés sont par la suite exprimés en âges calendaires pour tenir compte des variations du taux production ^{14}C atmosphérique et autres problèmes intrinsèques à cette méthode. Pour ce faire, nous avons utilisé le programme de calibration CALIB 6.0 (<http://intcal.qub.ac.uk/calib/>) (Stuiver et al., 1998). Les âges calibrés obtenus sont 7,75 cal. ka BP et 8,13 cal. ka BP, pour le bivalve et les foraminifères, respectivement (Tableau 5. 4). Comme ces datations ont été faites sur du matériel provenant du même horizon stratigraphique, on pourrait s'attendre à ce que les âges soient plus ou moins similaires. Les différences observées sont fort probablement reliées au fait que les datations ont été effectuées sur des espèces différentes vivant dans des environnements différents (e.g. Hillaire-Marcel, 1981; Dyke, 2004).

Ces âges ^{14}C apportent des contraintes géochronologiques sur la séquence de déglaciation de la région, en particulier sur la fin de l'événement enregistré par l'horizon associé au drainage du Lac Ojibway. La marge d'erreur associée aux données de la rivière Rupert indique que le drainage s'est déroulé dans un laps de temps compris entre 8,28 – 7,75 cal. ka BP. Ceci contraste avec l'âge moyen de 8,47 cal. ka BP rapporté par Barber et al. (1999) pour cet événement. Cependant, les âges sur le drainage du terrain d'étude se situent près de la limite inférieure de la chronologie de Barber et al. (1999) lorsque les incertitudes reliées aux datations ^{14}C utilisées dans cette étude sont tenues pour compte (8,74 – 8,16 cal ka BP). Ces différences et corrélations entre les différentes sources de données seront discutées au prochain chapitre.

CHAPITRE VI

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

6.1 Discussion sur les événements tardiglaciaires et holocènes précédant la déglaciation finale de la baie James

Les investigations stratigraphiques menées le long des rivières Broadback et Rupert indiquent que la base de la plupart des coupes montre au moins une unité de till. Les résultats des analyses granulométriques démontrent que la matrice de ce till est largement dominée par les silts et les argiles. Son contenu lithologique est caractérisé par des clastes de carbonates et de grauwacke provenant de la Plate-forme Paléozoïque des basses terres de la baie d'Hudson et des Îles Belcher, respectivement situées à l'ouest et nord-ouest de la région d'étude. Ces caractéristiques sont typiques des tills de Cochrane qu'on retrouve dans la région, lesquels sont le résultat d'une mise en place dans les eaux du Lac Ojibway au cours de réavancées tardiglaciaires (Hardy, 1976, 1977, 1982a, 1982b). Bien que les fabriques de till ne montrent pas de résultats concluants, un affleurement rocheux près de l'embouchure de la rivière Rupert montre des marques d'érosion qui indiquent un écoulement glaciaire récent vers l'est. Ce mouvement glaciaire est associé au till de la zone d'étude et correspond à l'événement Rupert de Hardy (1977). Donc, il y a peu de doute que ces tills sont d'origine Cochrane. La carte de la Figure 2. 1 montre que plusieurs sites de stries indiquent des écoulements est et est-sud-est dans ce secteur. Plusieurs sites de stries montrant des relations de recouvrement de surfaces striées dont certaines du type *double stoss* (nord-ouest et sud-est) ne peuvent que provenir de poussées tardives du glacier Cochrane. Ces stries tardives vers le sud-est ont été observées jusqu'à des distances de plus de 150 km au sud-est de Waskaganish (Veillette,

1995). De plus, sur plusieurs de ces surfaces striées, le till de Cochrane repose directement sur le roc.

La séquence sédimentaire qui est la plus représentative des différentes unités présentes dans la région d'étude se trouve à la coupe maîtresse sur la rivière Rupert. À cet endroit, le till est surmonté de sédiments glaciolacustres qui contiennent de nombreux clastes de délestage, ainsi qu'une importante lentille de *flowtill* qui suggère la proximité de la marge glaciaire durant le retrait. Le reste de la coupe est constitué de sédiments marins fossilifères montrant une rythmicité bien développée au sommet. Le contact entre les sédiments glaciolacustres et marins est marqué par un horizon d'environ 50-70 cm constitué essentiellement d'une alternance de lits de silts rougeâtres et verdâtres montrant des granoclasses normaux, à l'intérieur desquels on retrouve de nombreux clastes sub-arrondis et boules d'argile. Le contexte stratigraphique et les caractéristiques sédimentologiques de cette unité suggèrent qu'elle reflète un épisode de drainage abrupt du Lac Ojibway. Le sommet de cet horizon présente aussi un lit renfermant une importante quantité de fossiles marins. La datation radiocarbone de coquilles marines et foraminifères du lit fossilifère a donné respectivement des âges de 7,75 et 8,13 cal. ka BP (Figure 6. 1). La différence entre ces âges pourrait être reliée à des particularités bio-géochimiques associées à chacune des espèces datées. L'âge obtenu sur les coquilles semble, *a priori*, légèrement jeune, particulièrement lorsqu'on le compare au contexte régional où l'invasion marine tyrrellienne est communément datée aux environs de 8,15–8,28 ¹⁴C ka BP (Hardy, 1977). Ces âges proviennent cependant d'un contexte stratigraphique qui ne permet pas d'apporter une contrainte directe sur le début de l'épisode marin, comme c'est le cas ici. Néanmoins, si l'on retient les marges d'erreurs associées à ces âges ¹⁴C, le drainage se serait donc terminé au cours d'un intervalle qui se situe entre 7,75–8,28 cal. ka BP. Cet intervalle est légèrement plus jeune que celui estimé par d'autres études basées sur la chronologie radiocarbone de carottes marines situées dans le détroit d'Hudson qui place le drainage du Lac Agassiz-Ojibway dans une fourchette se situant entre 8,28–8,61 ka cal BP (Barber et al., 1999), 8,34–8,50 ka (Hillaire-Marcel et al., 2007), 8,35–8,48 ka (St-Onge et al., 2003). La précision de cette chronologie est évidemment dépendante des estimés conservatifs de l'âge réservoir pour la baie d'Hudson. Toutefois, dans le contexte du modèle de drainage de type *jökulhlaup* via

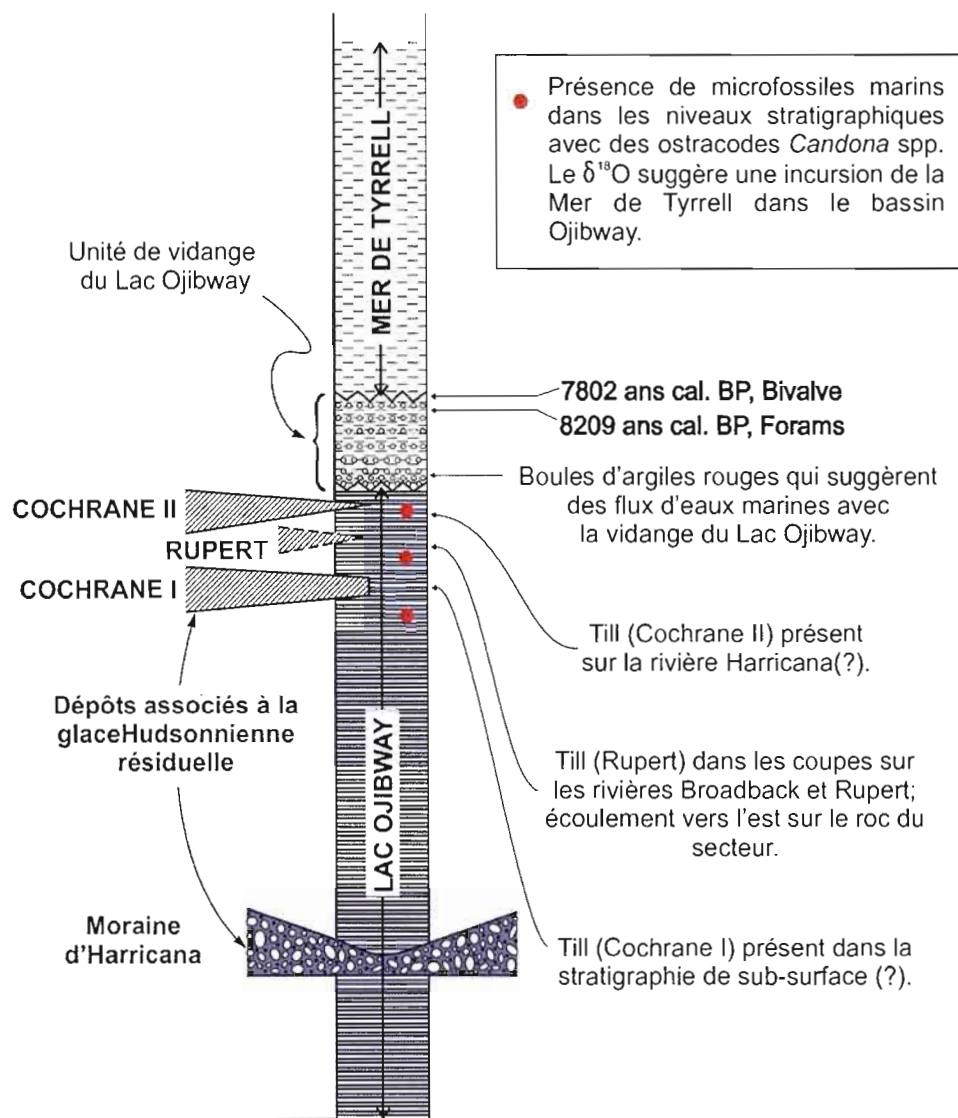


Figure 6. 1: Cadre chronostratigraphique et sommaire des unités tardiglaciaires et non-glaciaires de la rivière Broadback et Rupert pour le secteur d'étude modifié de Hillaire-Marcel et Vincent 1980.

un tunnel sous-glaciaire où plus d'un épisode de relâche abrupte d'eau de fonte est possible (Clarke et al., 2003; 2004), et considérant que les données sédimentologiques dans le détroit d'Hudson et la Mer du Labrador montrent des variations de composition qui suggèrent que le drainage s'est effectué par deux pulsations d'eaux de fonte (e.g. Ellison et al., 2006; Hillaire-Marcel et al., 2007; Lajeunesse et St-Onge, 2008), il se pourrait que le drainage enregistré sur

la Rupert représente le plus récent des deux épisodes de drainage documentés dans ces enregistrements marins.

Les analyses micropaléontologiques des sédiments glaciolacustres et marins indiquent de faibles concentrations de microfossiles et palynomorphes dans la séquence glaciolacustre, mais il montre néanmoins la présence d'espèces lacustres comme des ostracodes du genre *Candona* sp., lesquels sont typiques des plans d'eau glaciolacustres (Cronin, 1977; Bilodeau et al., 1990). Les analyses ont également révélé la présence de microfossiles marins (foraminifères, dinokystes, fragments de bivalve) dans les sédiments glaciolacustres. Ces taxons marins, comme les foraminifères, ne peuvent occuper des environnements lacustres et leur présence dans les sédiments du Lac Ojibway révèle un remaniement écogène. Les analyses des isotopes de l'oxygène sur ces microfossiles ont donné des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de -20 ‰ pour les ostracodes, indiquant qu'ils proviennent d'un environnement d'eaux de fonte glaciaire comme celles du Lac Ojibway (Hillaire-Marcel et al., 2008). Quant aux microfossiles marins, ils ont donné des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ autour de 2 ‰, équivalentes à celles obtenues pour les microfossiles des sédiments de la Mer de Tyrrell qui forment la partie supérieure de la séquence (Bilodeau et al., 1990). Ces données indiquent que ces microfossiles proviennent de bassins distincts.

Il est également important de mentionner qu'une séquence similaire à celle de la coupe maîtresse sur la rivière Rupert a été décrite à partir d'une carotte (HU87-028-069) provenant du sud-est de la baie d'Hudson par Bilodeau et al. (1990). La base de la séquence repose sur un till qui est surmonté de sédiments glaciolacustres, lesquels sont recouverts par les sédiments de la Mer de Tyrrell. Le sommet de l'unité glaciolacustre de cette carotte montre une rythmicité qui pourrait correspondre à l'horizon de vidange du Lac Ojibway. Hillaire-Marcel et al. (2008) rapportent des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ pour des valves d'ostracodes récupérées à des intervalles de 2 cm dans les sédiments glaciolacustres qui se retrouvent sous l'horizon de vidange du Lac Agassiz-Ojibway (Tableau 5. 3 et Figure 5. 1). Bien que peu nombreuses, les valves d'ostracodes donnent des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ qui varient entre -18,6 ‰ et -22,4 ‰. Ces valeurs $\delta^{18}\text{O}$ concordent avec celles obtenues pour les sédiments glaciolacustres de la coupe maîtresse. Ces données renforcent donc le caractère glaciolacustre de cette unité. Les

sédiments glaciolacustres de la carotte HU87-028-069 renferment de faibles concentrations de palynomorphes marins, ce qui est compatible avec l'étude de l'unité glaciolacustre de la rivière Rupert qui documente sans équivoque la présence de foraminifères et de dinokystes.

La présence de microfossiles lacustres et marins dans les mêmes positions stratigraphiques, suggère la possibilité qu'il y ait eu des échanges entre les eaux des réservoirs du Lac Ojibway et de la Mer de Tyrrell avant l'événement du drainage final. La présence de microfossiles marins dans les sédiments Ojibway pourrait également s'expliquer par le remaniement de dépôts marins anciens, mais cette hypothèse semble peu probable en raison des processus relativement peu érosifs associés à la mise en place de sédiments glaciolacustres profonds. De plus, la diversité des dinokystes documentés suggère plutôt un assemblage concret d'une masse d'eau Arctiques ou subarctique, consistant avec les eaux marines de l'époque. Ces données suggèrent plutôt des échanges impliquant des connexions sous-glaciaires entre ces deux bassins, tels que ceux suggérés par les travaux de modélisation glaciologique de Clarke et al. (2003, 2004; 2009). Ces données pourraient représenter une évidence physique importante d'épisodes éphémères de drainage sous-glaciaires qui ont précédé le drainage final. Rappelons que le modèle de drainage sous-glaciaire de Clarke repose sur l'augmentation de la pression hydrostatique des eaux du Lac Ojibway sur la masse glaciaire résiduelle qui séparait le Lac Ojibway de la Mer de Tyrrell. Au fur et à mesure que la déglaciation progressait, la fonte de la glace contribuait à l'augmentation de ce gradient hydraulique, avec une réduction concomitante du poids de la masse de glace et de son ancrage au substrat, et par conséquent, sa stabilité. Selon le modèle, le drainage du lac survient lorsque la pression exercée par les eaux du lac excède la capacité de la glace à demeurer ancrée, ce qui l'amène à se soulever et à permettre aux eaux de s'échapper par la formation d'un tunnel sous-glaciaire. Un tel scénario laisse la possibilité d'épisodes de drainage multiples, comme le suggère Clarke et al. (2004). Il est possible qu'il y ait eu de petits soubresauts de la marge glaciaire précurseurs à l'événement de drainage principal (ou des deux événements de drainage principaux). De tels soubresauts pourraient être en lien avec sa déstabilisation rapide de la marge glaciaire, via des périodes de fonte intense, combinées à des périodes intensives de vêlage d'icebergs, tel qu'indiqué par un nombre élevé de sillons d'icebergs dans le bassin Ojibway (Veillette, 1997). Ceci aurait contribué à

augmenter le volume d'eau du Lac Ojibway et ainsi contribuer à déstabiliser la masse de glace de façon momentanée. Bien que le modèle de Clarke et al. (2004) suggère un drainage massif des eaux glaciolacustres vers la Mer de Tyrrell lors du soulèvement de la masse de glace, nos données indiquent aussi un flux des eaux marines vers le bassin Ojibway (i.e. vers l'intérieur des terres), tel que suggéré par la présence de matériel détritique calcaireux rougeâtre qui provient du centre de la baie d'Hudson. En raison de sa salinité élevée et de sa densité, l'eau de mer aurait pu s'infiltrer par la base et pénétrer par le(s) tunnel(s) sous-glaciaire(s) et ainsi expliquer le mécanisme d'apport de microfossiles et de palynomorphes marins dans les sédiments glaciolacustres.

Par ailleurs, ces données ainsi que la présence de l'horizon de drainage et âges radiocarbone associés, identifient l'axe de la baie James comme une route de drainage importante pour les eaux du Lac Ojibway. Clarke et al. (2004), sur la base de considérations glaciologiques et d'observations géologiques (Josenhans et Zevenhuizen, 1990; Lajeunesse et St-Onge, 2008), suggèrent une possibilité de quatre secteurs de drainage localisés sur le pourtour sud de la baie d'Hudson. Le secteur de la baie James fait partie de ce groupe, mais jusqu'à maintenant, il n'était pas considéré comme important en raison de la largeur du barrage de glace à cet endroit (Clarke et al., 2004). En effet, les reconstructions paléogéographiques indiquent que la masse de glace qui séparait le lac et la mer aux environs de la baie James et du sud-est de la baie d'Hudson était très large (Dyke et al., 1987, 2003). En contrepartie, les autres voies de drainage favorisées étaient principalement attribuées à la présence de marques d'érosion en forme d'arc sur le plancher de la baie d'Hudson et des mégarides provoquées par la vidange, lesquelles sont majoritairement localisées à l'ouest de la baie d'Hudson (Lajeunesse et St-Onge, 2008). Cependant, le relevé d'images obtenues par des multifaisceaux sonar du plancher marin ne s'étend pas complètement jusqu'à la partie est de la baie d'Hudson, laissant ainsi ouverte la possibilité que la baie de vêlage formée par la Mer de Tyrrell dans ce secteur ait été plus entaillée dans la marge nord de la masse de glace résiduelle, renforçant ainsi la possibilité d'épisodes de drainage précurseurs à l'événement de drainage majeur enregistré dans les coupes du secteur. Il est important de mentionner aussi que la partie sud de la baie James, de même que toute la baie James, reçoit les eaux de plusieurs grandes rivières et ainsi un apport de sédiments considérables, en plus d'avoir déjà

d'épaisses couches de sédiments marins. Ces sédiments pourraient masquer plusieurs perturbations morphologiques produites lors de la vidange.

Enfin, d'autres éléments viennent aussi préciser le mode de déglaciation du secteur de la baie James. Une coupe stratigraphique de la rivière Harricana montre un till de Cochrane renfermant des coquilles marines qui ont été datées à $8\,185 \pm 49$ cal. ka BP (Dubé-Loubert, 2009). La coupe renfermant ce till ne contient pas de sédiments de la Mer de Tyrrell. Ces résultats indiquent que la dernière réavancée de Cochrane aurait pu survenir pratiquement au même moment que l'effondrement de la marge glaciaire et le drainage final du lac. Alternativement, ceci pourrait indiquer qu'un apport majeur d'eau marine a eu lieu à l'intérieur du bassin Ojibway, tout juste avant cette réavancée et le drainage final. Ces données amènent des interrogations pertinentes sur le lien entre la dernière crue glaciaire et le drainage final. Par exemple, est-ce que la réavancée glaciaire a déstabilisé le profil d'équilibre de la marge glaciaire, permettant alors aux eaux glaciaires de s'échapper, ou encore, est-ce le drainage du lac qui a déstabilisé la marge glaciaire, provoquant ainsi une réavancée glaciaire? Des questions qui sont du ressort de travaux de modélisation futurs.

6.2 Conclusions

Ce projet de recherche a porté sur l'étude de la stratigraphie quaternaire présente à l'intérieur des séquences sédimentaires exposées le long des rivières Broadback et Rupert. Le principal objectif était de déterminer la chronologie absolue des différents épisodes tardiglaciaires et de préciser les mécanismes ayant mené à la déglaciation des basses terres de la baie James. Les différents types d'analyses qui ont été réalisés dans les sédiments des unités glaciaires et non-glaciaires de ces coupes ont généré de nouvelles données sédimentologiques et micropaléontologiques qui apportent une nouvelle perspective sur le modèle de déglaciation de la région.

Avant cette étude, la chronologie des événements tardiglaciaires représentés dans ces séquences étaient peu documentée. Les travaux indiquent qu'au moins une des réavancées de

Cochrane est présente dans le secteur. Le contact entre les sédiments glaciolacustres Ojibway et la Mer de Tyrrell est marqué par une unité qui enregistre la vidange du Lac Ojibway autour de (7751–8284 cal. ans BP). La présence dans des sédiments glaciolacustres de foraminifères et autres fossiles marins dans des niveaux stratigraphiques renfermant des ostracodes lacustres suggère des échanges possibles entre les eaux du Lac Ojibway et celles de la Mer de Tyrrell tout juste avant le drainage final. Cette hypothèse est supportée par les données $\delta^{18}\text{O}$ de ces microfossiles qui montrent des valeurs distinctes pour les espèces marines et lacustres. Ces résultats, combinés aux données stratigraphiques, tendent à supporter l'idée d'un modèle de déglaciation dans lequel de brefs épisodes d'échanges sous-glaciaires entre les eaux lacustres et marines ont lieu dès que la marge atteint un certain niveau d'instabilité. Ces résultats tendent à identifier le secteur de la baie James comme une voie importante par laquelle les eaux du Lac Ojibway se seraient drainées rapidement juste avant l'incursion des eaux marines.

Les résultats de ce projet apportent donc de nouveaux éléments à la déglaciation du territoire des basses terres de la baie James et des régions adjacentes, et vient ainsi compléter deux autres projets qui ont porté sur la chronologie et la séquence d'événements associés à l'englaciation et la glaciation de ce secteur (Dubé-Loubert, 2009; Allard, 2009). Globalement ces travaux augmentent notre compréhension de l'histoire glaciaire de cette région, permettant ainsi de préciser les patrons paléogéographiques, en plus de venir en aide aux travaux de prospection glacio-sédimentaire qui dépendent fortement des connaissances de la stratigraphie des dépôts recouvrant le socle et des patrons d'écoulements glaciaires qui y sont rattachés.

APPENDICE A

DONNÉES SUR LA COMPOSITION DES UNITÉS GLACIAIRES,
GLACIOLACUSTRES ET GLACIOMARINES DES COUPES STRATIGRAPHIQUES
DES RIVIÈRES BROADBACK ET RUPERT : LITHOLOGIE DES CLASTES,
GRANULOMÉTRIE, MINÉRALOGIE DES CLASTES, TENEURS EN CARBONATES
DÉTRITIQUES, GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET TRACES, FABRIQUES
DE TILL

Tableau A. 1: Comptage pétrologique de la fraction des clastes (4 à 8 mm) dans les tills et diamictons.

Échantillons	Unité	Paléozoïque				Protérozoïque			Archéen				Total
		Calcaire/Dolomie	Calcaire gréseux	Grès	Grauwacke	Quartz indifférencié	Plutonique rose	Plutonique blanc	Méta-sédiment (gneiss)	Méta-volcanique			
07BR32	Till	11	32	3	0	0	48	68	70	15	247		
07BR33	Till	3	11	0	1	3	76	76	73	7	250		
07RU15	Till	1	0	1	0	1	62	136	41	8	250		
07RU28	Till	19	36	0	0	0	2	12	33	29	131		
07RU30	Till	2	8	0	0	0	56	127	40	2	235		
07RU36	Till	1	4	0	0	0	58	111	31	2	207		
07RU72	Horizon lité	12	7	2	2	0	1	1	10	33	68		
07RU81	Diamicton	14	15	0	0	0	64	110	47	0	250		
07RU92	Till	24	87	0	0	1	62	31	44	1	250		
07RU104	Till	24	49	0	1	0	65	62	46	3	250		
08RU02	Diamicton	27	98	0	0	0	43	49	27	6	250		
08RU05	Diamicton	7	17	2	0	0	3	7	2	5	43		

Tableau A. 2: Résultats d'analyses granulométriques

Échantillons	Unité	<2mm	1mm	0,5mm	0,25mm	0,125mm	0,063mm	<0,063mm	Total calculé (g)	Total pesé (g)
07RU15	Till	48,76	5,64	3,70	4,76	11,02	14,09	8,60	47,81	48,76
07RU28	Till	52,11	0,60	0,85	3,18	14,87	24,74	6,54	50,78	52,11
07RU30	Till	49,21	1,47	1,48	3,85	13,57	18,64	8,16	47,17	49,21
07RU36	Till	50,46	0,96	2,72	5,30	18,56	13,12	8,69	49,35	50,46
07RU56	Marin	49,83	0,00	0,00	0,11	14,69	24,69	8,44	47,93	49,83
07RU70	Marin	50,89	0,00	0,00	0,00	11,67	20,10	17,53	49,30	50,89
07RU76	Horizon	48,35	0,52	1,59	0,69	15,85	12,79	15,83	47,27	48,35
07RU78	Horizon	50,29	0,00	0,00	0,00	20,02	13,08	14,95	48,05	50,29
07RU80	Glaciolacustre	24,34	0,00	0,00	0,00	7,97	6,53	7,41	21,91	24,34
07RU81	Diamicton	24,65	0,11	0,66	0,95	12,39	0,69	8,48	23,28	24,65
07RU92	Diamicton	24,56	0,59	0,97	1,94	7,60	6,83	5,25	23,18	24,56
07RU104	Till	25,03	1,18	0,58	3,30	4,09	4,67	9,96	23,78	25,03
07BR32	Till	25,54	0,40	0,26	0,44	2,92	6,84	13,20	24,06	25,54
07BR33	Till	26,00	2,15	2,96	1,83	3,12	3,59	11,40	25,05	26,00
08RU01A	Glaciolacustre	29,67	0,00	0,00	0,00	6,24	13,72	3,53	23,49	29,67
08RU01B	Glaciolacustre	23,72	0,00	0,00	0,00	0,00	13,44	8,89	22,33	23,72
08RU03	Glaciolacustre	24,58	0,00	0,00	1,73	6,97	7,82	7,11	23,63	24,58
08RU03A	Glaciolacustre	26,57	0,00	0,00	0,88	9,39	9,05	5,63	24,95	26,57
08RU03B	Glaciolacustre	24,93	0,00	0,00	0,00	6,72	10,14	6,46	23,32	24,93
08RU04	Glaciolacustre	25,17	0,00	0,00	0,00	8,68	9,01	6,14	23,83	25,17
08RU05	Marin	24,75	0,03	0,38	1,17	4,75	6,23	11,09	23,65	24,75

Tableau A. 3: Minéralogie des argiles (fraction < 2 µm) par diffraction aux rayons X de la coupe maîtresse.

Minéraux %	Marin (rythmites)	Diamicton Marin	Horizon lité, argile rouge	Horizon lité, argile verdâtre	Horizon lité	Glacioclastre Lit d'été	Glacioclastre Lit d'hiver	Glacioclastre Couplet	Diamicton (flow till)	Till
	07RU56	08RU05	08RU06	07RU79	07RU72	08RU03 Lit d'été	08RU03 Lit d'hiver	08RU03 Couplet	07RU91	07RU104
Quartz	24,83	29,62	25,18	32,13	37,82	27,36	26,24	34,93	30,83	28,91
Calcite	25,29	23,42	24,07	3,49	15,57	7,53	3,57	6,77	10,61	14,9
Dolomite	21,46	19,26	12,54	9,78	7,18	3,94	4,81	4,65	12,6	10,36
Albite	8,58	8,22	6,92	20,49	13,85	16,01	17,08	23,24	19,13	21,62
Feldspath alcalin	4,29	3,49	3,61	8,15	4,75	6,81	7,14	8,63	7,16	8,42
Biotite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Muscovite	0	0	0	14,9	0	0	0	0	0	0
Musc+biotite	2,44	2,7	0	0	3,74	11,71	11,18	4,78	5,89	3,4
Phengite	0	0	12,94	0	0	0	0	0	0	0
Interstratifiés	1,51	1,58	2,71	1,63	2,12	2,15	1,55	1,2	0,36	1,7
Chlorite	4,76	4,73	6,92	2,1	10,21	18,64	21,12	9,03	8,52	5,34
Kaolinite	0	0	0,7	0	0,91	0	0	0	0	0
Amphibole	1,97	4,62	2,01	5,24	1,72	3,11	4,19	3,98	3,17	3,81
Hématite	2,09	0,68	0,9	0,7	0,4	0,84	0,93	0,66	0,63	0,49
Magnétite	1,39	0,34	0,6	0,58	0,61	1,08	0,78	0,93	0,54	0,4
Pyrite	0,7	0,56	0,5	0,47	0,51	0,36	0,78	0,4	0,18	0,32
Gypse	0,7	0,79	0,4	0,35	0,61	0,48	0,62	0,8	0,36	0,32
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tableau A. 4: Contenu en carbone organique et inorganique des trois unités stratigraphiques.

Échantillons	Unité	Poids (mg)	%Ntotal	%C inorganique	%C organique	%Ctotal
07BR32	Till	7,718	0,00	1,77	0,11	1,88
07BR33	Till	8,249	0,00	1,32	0,58	1,90
07RU15	Till	8,600	0,00	0,5	0,09	0,59
07RU28	Till	8,149	0,04	2,21	0,37	2,58
07RU30	Till	7,789	0,03	1,15	0,24	1,39
07RU36	Till	7,626	0,03	1,16	0,21	1,37
07RU56	Marin	8,393	0,05	3,98	0,54	4,52
07RU70	Marin	8,631	0,05	3,77	0,48	4,25
07RU76	Horizon	8,137	0,05	4,06	0,39	4,45
07RU78	Horizon	7,469	0,03	1,04	0,22	1,26
07RU80	Glaciolacustre	7,273	0,04	0,23	0,29	0,52
07RU81	Diamicton	8,769	0,03	1,47	0,26	1,73
07RU92	Diamicton	8,088	0,03	1,38	0,21	1,59
07RU104	Till	8,907	0,02	1,63	0,22	1,85
08RU01 Couplet	Glaciolacustre	7,837	0,03	1,66	0,25	1,91
08RU01 Couplet	Glaciolacustre	7,713	0,03	1,57	0,00	1,57
08RU03 Lit d'hiver	Glaciolacustre	7,308	0,03	0,74	0,23	0,97
08RU03 Lit d'été	Glaciolacustre	7,533	0,03	1,12	0,00	1,12
08RU03 Couplet	Glaciolacustre	7,804	0,03	0,92	0,25	1,17
08RU04	Glaciolacustre	7,328	0,04	0,26	0,24	0,50
08RU05 *	Marin	7,934	0,04	3,97	0,37	4,34
08RU05 *	Marin	8,766	0,04	-	-	4,32
08RU05 *	Marin	7,345	0,05	-	-	4,32
08RU05 *	Marin	8,694	0,04	-	-	4,36
08RU05 *	Marin	8,141	0,04	-	-	4,32
08RU05 *	Marin	8,910	0,04	-	-	4,35
08RU05 *	Marin	7,800	0,04	-	-	4,33
08RU05 *	Marin	8,512	0,04	-	-	4,34
08RU05 *	Marin	8,731	0,04	-	-	4,32
08RU05 *	Marin	7,406	0,05	-	-	4,34

*Pour calibration du spectromètre

Tableau A. 5: Géochimie des éléments majeurs et traces.

Éléments majeurs		LOI	Al ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	SiO ₂	As	Cd	Cr	Cu	Ni	Zn	Zr	P
Limite Instrumentale		0,00003	0,00001	0,00003	0,00001	0,00005	0,000001	0,000005	0,00001	0,12	0	0,02	0	0,05	0,01	0,006	0,1
Échantillons	Unité	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
07RU56	Marin	18,17	9,39	14,73	2,44	5,01	0,06	1,65	42,8	112,0	9,3	67,6	16,3	< 46,7	52,9	123,2	< 93,3
07RU70	Marin	17,29	10,08	14,02	2,61	4,62	0,06	1,85	43,3	109,5	9,1	66,2	20,8	< 45,6	53,4	104,5	< 91,3
08RU05	Glaciomarin	17,21	9,05	15,67	2,48	5,17	0,08	1,79	42,71	< 30	4,5	50,9	< 20	23,5	34,2	154	< 30
07RU76	Horizon	18,07	9,43	14,60	2,50	4,63	0,07	1,77	43,1	109,4	9,1	56,6	20,8	< 45,6	48,2	126,1	< 91,2
07RU78	Horizon	7,08	13,60	5,56	3,20	3,26	0,07	3,13	56,9	111,6	9,3	92,2	32,1	< 46,5	68,7	128,6	< 93
08RU04	Glaciolacustre	5,58	16,41	3,13	4,04	4,37	0,10	3,39	52,36	< 30	14,4	129,7	48,8	55,8	99,6	96	< 30
07RU80	Glaciolacustre	5,86	16,74	2,81	3,88	3,96	0,10	3,23	53,2	93,3	7,8	143,9	53,9	70,1	116,7	99,0	79,2
08RU03	Glaciolacustre	6,48	13,71	5,98	3,41	3,41	0,08	3,40	56,78	< 30	10,1	95,1	29,7	38,8	55,1	102	< 30
08RU03A	Glaciolacustre	6,60	13,37	6,18	3,25	3,38	0,08	3,42	56,84	< 30	7,3	83,1	74,0	33,5	51,6	111	< 30
08RU03B	Glaciolacustre	6,02	14,27	5,20	3,52	3,69	0,09	3,45	56,27	< 30	10,2	93,0	22,1	38,9	65,3	133	< 30
07RU81	Diamicton	7,81	12,35	6,99	2,67	3,22	0,06	3,13	57,5	105,5	8,8	77,0	22,3	< 44	49,5	152,0	< 87,9
07RU92	Diamicton	7,90	12,50	6,88	2,77	3,24	0,07	3,04	57,4	107,4	8,9	959,2	25,5	84,7	56,3	158,8	< 89,5
08RU01A	Glaciolacustre	7,75	12,05	8,08	2,87	2,90	0,07	3,27	57,89	< 30	5,6	57,5	20,9	20,6	34,9	110	< 30
08RU01B	Glaciolacustre	7,62	12,16	7,77	2,91	3,14	0,07	3,15	56,41	< 30	8,1	69,8	< 20	26,1	43,7	98	31,0
07RU15	Till	3,49	13,13	4,24	2,61	1,97	0,05	3,39	66,1	123,8	10,3	76,2	16,6	< 51,6	39,7	207,5	< 103,2
07RU28	Till	11,47	12,76	8,51	3,09	3,70	0,07	2,22	50,5	124,3	10,4	117,3	24,6	53,3	76,0	130,9	< 103,6
07RU30	Till	6,43	12,89	6,24	2,84	2,92	0,06	3,16	59,5	102,7	8,6	87,6	19,8	< 42,8	53,2	143,5	< 85,6
07RU36	Till	6,51	12,66	6,25	2,66	2,79	0,06	3,09	60,1	106,3	8,9	79,8	19,1	< 44,3	49,2	161,2	< 88,6
07RU104	Till	8,20	11,68	7,43	2,48	3,02	0,06	3,12	58,6	110,1	9,2	68,4	17,7	< 45,9	38,0	175,2	< 91,7
07BR32	Till	7,94	11,77	7,53	2,56	2,91	0,06	2,82	58,3	102,1	8,5	70,6	18,5	< 42,5	41,8	190,8	< 85
07BR33	Till	7,88	10,89	7,62	2,29	2,85	0,04	2,91	60,8	112,0	9,3	57,0	19,9	< 46,7	27,2	243,4	< 93,4

Tableau A. 6: Données des fabriques de till.

Rivière Broadback					Coupe maîtresse de la rivière Rupert				
Clastes	Axe a		Axe b		Clastes	Axe a		Axe b	
	Azimut	Pendage	Azimut	Pendage		Azimut	Pendage	Azimut	Pendage
1	106	12	24	6	1	70	30	170	1
2	20	26	280	4	2	50	8	140	1
3	300	8	206	4	3	10	4	280	3
4	150	6	56	18	4	324	3	50	4
5	360	4	240	10	5	150	6	64	1
6	8	14	285	4	6	124	10	210	4
7	120	2	210	21	7	90	26	174	32
8	14	4	283	8	8	80	24	155	5
9	300	5	40	1	9	40	2	120	30
10	190	8	100	1	10	10	39	260	28
11	340	25	58	14	11	276	12	180	2
12	186	26	120	8	12	178	24	100	37
13	290	2	4	14	13	334	44	60	8
14	292	20	20	8	14	30	22	290	6
15	300	8	30	6	15	60	20	320	20
16	72	22	172	20	16	334	6	68	1
17	325	6	30	14	17	350	5	255	28
18	340	25	57	13	18	160	14	50	16
19	296	1	4	24	19	340	25	40	20
20	172	44	182	16	20	50	21	151	1
21	280	26	1	34	21	120	16	40	18
22	290	8	18	2	22	14	36	100	4
23	282	9	351	4	23	40	15	298	10
24	272	3	6	26	24	80	4	350	3
25	200	4	110	22	25	25	2	114	2
26	346	13	252	2	26	150	25	242	18
27	308	11	221	14	27	84	10	344	1
28	290	10	25	6	28	140	20	227	20
29	281	18	192	15	29	60	1	140	25
30	300	5	215	7	30	65	8	312	9
31	316	8	39	2	31	348	16	234	20
32	100	4	192	11	32	20	16	270	4
33	260	4	350	9	33	90	38	348	18
34	160	28	272	21	34	200	10	300	4
35	300	8	40	12	35	70	1	340	0
36	295	15	30	7	36	30	10	126	20
37	330	20	290	14	37	190	23	90	20
38	264	3	361	5	38	110	15	195	5
39	161	10	254	24	39	80	14	180	15
40	268	18	2	5	40	108	35	230	35

APPENDICE B

PROCÉDURES DE TAMISAGE ET D'EXTRACTION DE MICROFOSSILES

Les microfossiles sont extraits des sédiments suite aux étapes suivantes. Un volume de 5 cm³ est mesuré par l'entremise du déplacement d'eau distillée dans un cylindre gradué. Le sédiment humide est par la suite pesé et pesé de nouveau une fois sec. Dans chaque échantillon un marqueur est introduit, en l'occurrence une capsule de 18 583 lycopodes, afin de calculer les concentrations.

Pour sa désagrégation, avant l'étape du tamisage, le sédiment est placé dans de l'eau distillée chaude durant quelques minutes. Le tamisage s'effectue à l'aide de deux tamis pour séparer les foraminifères et les ostracodes des kystes de dinoflagellés. Le premier tamis laisse passer les particules inférieures à 106 µm et retient essentiellement les foraminifères et autres particules détritiques grossières. Le deuxième tamis de 10 µm laisse passer les particules inférieures, généralement composées de matière organique de silts et d'argiles. Une partie de ce matériel est conservée pour une éventuelle étude. Ce qui reste de la fraction >10 µm renferme habituellement des silts et palynomorphes tel que les kystes de dinoflagellés, les pollens, les spores et les réseaux organique de foraminifères.

Lors du tamisage, le sédiment doit être humidifié avec de l'eau distillée afin de faciliter le passage du matériel au travers les tamis. Lorsque le tamisage est terminé, les sédiments restants de la fraction supérieure à 106 µm sont récupérés pour être ensuite transférés dans un papier filtre pour en égoutter l'eau. Une fois secs, les sédiments tamisés contenant les microfossiles sont pesés et insérés dans des petits pots plastiques. Les microfossiles sont subséquemment triés et comptés sous la loupe binoculaire. Les sédiments restants de la fraction et < 106 µm à > 10 µm sont récupérés et placés dans un tube plastique de 50 ml afin de procéder au traitement chimique. La fraction <10 µm est récupérés dans un pot plastique en cas d'utilité.

Différentes attaques à l'acide sont effectuées sur la fraction >10 µm et <106 µm du sédiment. Le matériel détritique carbonaté est éliminé par des traitements à l'acide chlorhydrique (HCl 10%). Le HCl est mélangé au sédiment à l'intérieur du tube et la solution est chauffée pendant 20 minutes. Cette solution est ensuite équilibrée avec de l'eau distillée à

l'aide d'une balance. Le tube est inséré dans une centrifugeuse pendant 10 minutes à 3000 tours/minutes. La solution est jetée et le culot est utilisé pour la dissolution des particules siliceuses. Cette procédure se fait par trois attaques à l'acide fluorhydrique (HF 10%), selon les mêmes étapes de rinçage et de centrifugation que celles décrites pour le HCl. L'attaque au HF se déroule toute une nuit, sous une hotte acide. La fraction organique est séparée du matériel détritique en plaçant les échantillons dans un bain à ultrasons.

La prochaine étape nécessite un second tamisage, selon les mêmes procédures que celles décrites précédemment. Toutefois, seule la partie entre 106 à 10 μm est conservée, car elle contient des palynomorphes. Ces résidus sont ensuite mis dans une fiole avec de l'eau distillée et du phénol pour mieux les conserver, ce qui permet d'éviter le développement de bactéries.

En dernier lieu, la matière organique récupérée est mise sur une lame. Pour ce faire, la fiole contenant de la matière organique doit être centrifugée et le surnageant doit être enlevé. Pour bien homogénéiser la matière organique, la fiole est ensuite passée au vibreur électrique. Par la suite, à l'aide de plaque chauffante, un petit morceau de glycérine gélatinée est utilisé pour être étendu sur une lame à l'aide d'un cure-dent. Avec une pipette, la matière organique humide est extraite pour ensuite laisser tomber une goutte sur la lame et poser la lamelle par-dessus. Les bulles d'air sont chassées à l'aide de pression effectuée sur la lamelle avec le cure-dent. Les lames sont finalement soumises à une étude de comptes de palynomorphes au microscope optique à grossissement X400. Le comptage permet de sélectionner les palynomorphes les plus abondants et ainsi déterminer les différents facteurs paléoclimatiques et paléoenvironnementaux.

BIBLIOGRAPHIE

- Allègre, Claude. 2005. Géologie isotopique. Éditions Belin, 495 p.
- Alley, R. B., R. B. Alley, P. A. Mayewski, T. Sowers, M. Stuiver, K. C. Taylor⁴ et P. U. Clark. 1997. « Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago ». *Geology*, vol. 25, no 6, p. 483-486.
- Allard, Guillaume. 2009. « Stratigraphie Pléistocène du secteur de la rivière Nottaway, baie James : du dernier interglaciaire à l'Holocène ». Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 147p.
- Barber, D.C., A.S. Dyke, C. Hillaire-Marcel, A.E. Jennings, J.T. Andrews, M.W. Kerwin, G. Bilodeau, R. McNeely, J. Southon, M.D. Morehead and J.-M. Gagnon. 1999. « Forcing of the cold event of 8 200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes ». *Nature*, vol. 400, no. 22, p.344-348.
- Bard, E., M. Arnold et J. C. Duplessy. 1991. « Reconciling the sea level record of the last deglaciation with the $\delta^{18}\text{O}$ spectra from deep sea cores ». *Quaternary Proceedings*, vol. 1, p. 67-73.
- Bell, R. 1877. *Report on a exploration in 1875 between James Bay and lakes Superior and Huron*. Geological survey of Canada Report of Progress for 1875-1876m p. 294-342.
- Bell, R. 1879 *Report on an exploration of the east coast of Hudson's Bay*. Rapport progressif 1877-1878 C, Commission géologique du Canada, p 1-13.
- Bell, R. 1885. *Observations on the geology, zoology and botany of Hudson's Strait and Bay made in 1885*. Rapport annuel 1885, Commission géologique du Canada, 27 p.
- Bell, R. 1896a. *Compte-rendu de l'exploration du bassin de la rivière Nottaway*. Rapport annuel 1895, vol. 8 (A), Commission géologique du Canada. p. 76-85.
- Bell, R. 1896b. « Proofs of the rising of the land around Hudson Bay ». *American Journal of Science*, vol. 4, no 1, p. 219-228.
- Bell, R. 1897. *Evidences of northeasterly differential rising of the land along the Bell River*. Bulletin de l'association américaine de géologie, vol. 8, p. 241-250.
- Bell, R. 1900a. Bassin de la rivière Nottaway. Rapport annuel no 1070, Commission géologique du Canada, 12 p.

- Bell, R. 1900b. *Rapport sur la géologie du bassin de la rivière Nottaway, accompagné d'une carte de la région*. Rapport annuel, vol. 8 (K), Commission géologique du Canada.
- Bilodeau, G., A. de Vernal, and C. Hillaire-Marcel. 1990. « Postglacial paleoceanography of Hudson Bay : stratigraphy, microfaunal, and palynological evidence ». *Canadian Journal Earth Sciences*, vol. 27, p. 946-963.
- Boissonneau, A. N. 1966. « Glacial history of northeastern Ontario ». Pt. 1: *The Cochrane – Hearst area*. *Can. J. Earth. Sci.*, 3 (5), p. 559-578.
- Boissonneau, A. N. 1968. « Glacial history of northeastern Ontario ». Pt. 2: *The Temiskaming – Al – goma area.*. *Can. J. Earth. Sci.*, 5 (1), p. 97-109.
- Bostosck, H. H. 1971. « Geological notes on Aquatuk river map area, Ontario, with emphasis on the Precambrian rocks ». *Commisson Géologique du Canada, Papier 70-42*, 57 p.
- Broecker, W.S., Bond, G.C., Klas, M., Clark, E., McManus, J.F. 1992. «Origin of the northern Atlantic's Heinrich events». *Climate Dynamics*, v. 6, 265-273.
- Carlson, A. E., P. U. Clark, G. M. Raisbeck et E. J. Brook. 2007. « Rapid Holocene deglaciation of the Labrador sector of the Laurentide ice sheet ». *Journal of climate*, vol. 20, p. 5126-5133.
- Carlson, Anders, E. Allegra, N. LeGrande, Delia W. Oppo, Rosemarie E. Came, Gavin A. Schmidt, Faron S. Anslow, Joseph M. Licciardi et Elizabeth A. Obbink. 2008. « Rapid early Holocene deglaciation of the Laurentide ice sheet ». *Nature Geoscience*, vol. 1, p. 620-624.
- Clark, P. U., R. B. Alley et D. Pollard. 1999. « Northern Hemisphere ice sheet influences on global climate change ». *Science*, vol. 286, p. 1104-1111.
- Clark, P. U., S. J. Marshall, G. K. C. Clarke, S. W. Hostetler, J. M. Licciardi et J. T. Teller. 2001. « Freshwater forcing of abrupt climate Change During the last glaciation ». *Science*, vol. 293, p. 283-287.
- Clarke, G. K. C., D. W. Leverington, J. T. Teller et A. S. Dyke. 2003. « Superlakes, megafloods and abrupt climate change ». *Science*, vol. 301, p. 922-923.
- Clarke, G. K. C., D. W. Leverington, J. T. Teller et A. S. Dyke. 2004. « Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8 200 BP cold event ». *Quaternary Science Reviews*, vol. 23, p. 389-407.
- Clarke, G. K. C., A. B. G. Bush et J. W. M. Bush. 2009. « Freshwater discharge, sediment transport, and modeled climate impacts of the final drainage of glacial Lake Agassiz ». *Journal of Climate*, vol. 22, p. 2161-2180.

- Coleman, D. C. et B. Fry. 1991. « Carbon isotope techniques ». *Academic Press*, 274 p.
- Craig, B. G. 1968. « Late – Glacial and postglacial history of the Hudson Bay region ». *Earth Sciences Symposium on Hudson Bay*, ed. P. J. Hood, Geol. Surv. Can., paper 68-53, p. 63-77.
- Cronin, T. M. 1977. « Champlain sea foraminifera and ostracoda: a systematic and paleoecological synthesis ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, no 1-2, p. 107-122.
- Dansgaard, W., J. Johnsen, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N. S. Gundestrup, C. U. Hammer, C. S. Hvidberg, J. P. Steffensen, A. E. Sveinbjörnsdottir, J. Jouzel et G. Bond. 1993. *Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record*. *Nature*, vol. 364, p. 218-220.
- de Vernal, A., M. Henry et G. Bilodeau. Avril 1996. Techniques de préparation et d'analyse en micropaléontologie. Les Cahiers du GEOTOP 3. Département des Sciences de la terre, UQAM, 28 p.
- de Vernal, A., M. Henry, J. Matthiessen, P. J. Mudie, A. Rochon, K. P. Boessenkool, F. Eynaud, K. Grosfjeld, J. Guiot, D. Hamel, R. Harland, M. J. Head, M. Kunz-Pirrung, E. Levac, V. Loucheur, O. Peyron, V. Pospelova, T. Radi, J.-L. Turon et E. Veronina. 2001. « Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new (n=677) database and its application for quantitative palaeoceanographic reconstruction ». *Journal of Quaternary Science*, vol. 16, p. 681-698.
- Dionne, J.-C. 1978a. « Le glacier en Jamésie et en Hudsonie, Québec subarctique ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 32, no 1, p. 3-70.
- Dionne, J.-C. 1978b. « Les champs de blocs en Jamésie, Québec subarctique ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 32, no 2, p. 119-144.
- Dubé-Loubert, Hugo. 2009. « Chronologie des événements glaciaires et non-glaciaires dans le cours inférieur de la rivière Harricana, basses terres de la baie James, Québec : implications pour la dynamique de la calotte laurentidienne ». Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 187p.
- Dyke, A. S., C. A. Dredge et J. S. Vincent. 1982. « Configuration and dynamics of the Laurentide Ice Sheet during the Late Wisconsin maximum ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 50, p. 125-184.
- Dyke, A. S. et V. K. Prest. 1987. « Late Wisconsinien and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 41, no 2, p. 237-263.
- Dyke, A. S., J. T. Andrews, P. U. Clark, J. H. England, G. H. Miller, J. Shaw et J. J. Veillette. 2002. « The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum ». *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, p. 9-31.

- Dyke, A. S., A. Moore et L. Robertson. 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*, Vol. 2, Part 2, p. 373-424.
- Dyke, A. S., L. A. Dredge et D. A. Hodgson. 2005. «North American deglacial marine – and lake – limit surfaces». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 59, no 2-3, p. 155-185.
- Eade, K. E. 1966. «Fort George and Kaniapiskau river (west half) map-areas, New Quebec ». *Geological Survey of Canada. Memoir 339 p.*
- Ellison, C. R. W., M. R. Chapman, et I. R. Hall. (2006). «Surface and deep ocean interactions during the cold climate event 8200 years ago ». *Science*, vol. 312, p. 1929–1932.
- Faure, G. et T. M. Mensing. 2005. *Isotopes : principes and applications*. Third edition, John Wiley and sons, inc, 897 p.
- Hardy, Léon. 1976. «Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la baie James». Thèse de doctorat, Montréal, Université McGill, 264p.
- Hardy, Léon. 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*, vol. 31, no 3-4, p. 261-273.
- Hardy, Léon. 1982a. «La moraine frontale de Sakami, Québec subarctique». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 36, no 1-2, p. 51-61.
- Hardy, Léon. 1982b. «Le Wisconsinien supérieur à l'est de la baie James (Québec)». *Le Naturaliste Canadien*, vol. 109, p. 333-351.
- Heinrich, H. 1988. «Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years» *Quaternary Research*, v. 29, p. 142-152.
- Hemming, S. R. 2004. «Heinrich events: massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint.» *Reviews of Geophysics*, vol. 42 p. 1-43.
- Hillaire-Marcel, Claude. 1976. «La déglaciation et le relèvement isostasique sur la côte est de la Baie d'Hudson ». *Cahiers de géographie de Québec*, vol. 20, no 50, p. 185-220.
- Hillaire-Marcel, Claude. 1977. «Les isotopes du Carbone et de l'Oxygène dans les mers postglaciaires du Québec ». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 31 p. 81-106.

- Hillaire-Marcel, Claude. 1980. « Les faunes des mers post-glaciaires du Québec : quelques considérations paléocéologiques ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 34, no 1, p. 3-59.
- Hillaire-Marcel, Claude. et J.-S. Vincent. 1980. *Stratigraphie de l'Holocène et évolution des lignes de rivage au sud-est de la baie d'Hudson, Canada*. Montréal : Paléo-Québec, Laboratoire d'Archéologie de l'Université Du Québec à Montréal, no 11, 165p.
- Hillaire-Marcel, Claude. 1981. «Paleo-oceanographie isotopique des mers post-glaciaires du Québec». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 35, p. 63-119.
- Hillaire-Marcel, Claude., S. Occhietti et J.-S. Vincent. 1981. «Sakami moraine, Québec : A 500 km long moraine without climatic control». *Geology*, vol. 9, p. 210-214.
- Hillaire-Marcel, Claude., A. de Vernal et D. J. W. Piper. 2007. « Lake Agassiz final drainage event in the northwest North Atlantic ». *Geophysical research letters*, vol. 34, p. 1-5.
- Hillaire-Marcel, Claude, A. de Vernal. 2007. « Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography: Introduction, In Hillaire-Marcel and de Vernal (eds.) ». *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*, Elsevier, p. 1-15.
- Hillaire-Marcel, C., J.-F. Hélie, J. McKay et A. de Vernal. 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*, vol. 45, p. 1235-1242.
- Hughes, O. L. 1959. «Surficial geology of Smooth Rock and Iroquois Falls map areas, Cochrane District, Ontario». Thèse de doctorat, Département de géologie, Kansas University, Lawrence, 190 p.
- 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, Geol. Soc. Am., Spec. Paper 84m p. 535 – 565.
- Josenhans, H. W. et J. Zevenhuizen, J. 1990. « Dynamics of the Laurentide Ice Sheet in Hudson Bay, Canada ». *Marine Geology*, vol. 92, p. 1-26.
- Josenhans, H. W., D. W. Fedje, K. W. Conway, J. V. Barrie. 1995. « Post glacial sea levels on the western Canadian continental shelf: evidence for rapid change, extensive subaerial exposure and early human habitation ». *Mar Geol*, vol. 125, p. 73-94.
- Kerwin, M. W. 1996. « A regional stratigraphic isochron (ca. 8 000 ¹⁴C yr B. P.) from the final deglaciation of Hudson Strait ». *Quaternary. Research.*, vol. 46, no 2, p. 89-98.
- Kleiven, H. F., C. Kissel, C. Laj, U. S. Ninnemann, T. O. Richter, et E. Cortijo. 2008: « Reduced North Atlantic deep water coeval with glacial Lake Agassiz freshwater outburst ». *Science*, vol. 319, p. 60-64.

- Labbé, Jean-Yves, Daniel Bandyayera, Charles Gosselin, Alain Leclair, Louis Madore, Martin Parent et Martin Simard. 1998. « PRO 98-04 : Potentiel minéral du Nord du Québec : Nouvelles ceintures volcano-sédimentaires dans la Sous-Province de Minto. 1 ». Ministère des Ressources Naturelles, Québec Service Géologique du Québec et Service Géologique du Nord-Ouest, 10 p.
- Lajeunesse, Patrick, Guillaume St-Onge. 2008. « The subglacial origin of the Lake Agassiz-Ojibway final outburst flood ». *Nature Geoscience*, vol 1, p. 184-188.
- Laverdière, C. 1969. « Le retrait de la calotte glaciaire de Scheffer : du Temiscamingue au Nouveau-Québec ». *La Revue de Géographie de Montréal*, vol. 23 no3, p. 233-246.
- Leverington, D. W., J. D. Mann et J. T. Teller. 2000. « Changes in the bathymetry and volume of Glacial Lake Agassiz between 11 000 and 9 300 14C yr BP ». *Quaternary Research*, Vol. 54, p. 174-181.
- Lee, H. A., E. Eade, W. W. Heywood. 1960. « Surficial geology, Sakami Lake (Fort-George – Great Whale area) New Quebec ». Map 52-1959, Geological Survey of Canada.
- Low, A. P. 1885. *Report of the Mistassini expedition 1884-85*. Commission géologique du Canada, 55p.
- Low, A. P. 1889. *Rapport sur l'exploration de la baie James et du pays situé à l'est de la baie d'Hudson et arrosé par la Grande Rivière, la Grande rivière de la Baleine et la rivière à l'Eau-Claire, 1887-1888*. Rapport annuel, 3 (2-J), Commission géologique du Canada, 105 p.
- Low, A. P. 1900. *Report on an exploration on part of the east coast of Hudson Bay from Cape Wolstenholme to the south end of James Bay*. Rapport annuel 1900, 13 (D), Commission géologique du Canada, 84 p.
- Low, A. P. 1906. Rapport géologique sur la région minière de Chibougamau dans la partie septentrionale de la province de Québec. Rapport no 955, Commission géologique du Canada, 57 p.
- Low, A. P. 1912. James Bay. Bureau des mines de l'Ontario, vol. 2, no 2, p. 180-191.
- Matthews, J. 1969. « The assessment of a method for the determination of absolute pollen Frequencies ». *New Phytologist*, vol. 68, p. 161-166.
- McDonald, B. G. 1969. « Glacial and interglacial stratigraphy, Hudson Bay Lowlands ». Geological Survey of Canada, paper 68-53, p. 78-99.
- McNeely, R., A. S. Dyke, et J. R. Southon. 2005. Canadian marine reservoir ages, preliminary data assessment. Geological Survey Canada, Open File 5049.

Moore, P.D., J. A. Webb et M. E. Collinson. 1991. *Pollen Analysis*. Second Edition. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 216 p.

Mott, R. J. et R. N. W. DiLabio. 1990. « Paleoeecology of organic deposit of probable last interglacial age in northern Ontario ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 44, no 3, p. 309-318.

Norris, A.W. 1993. « Géologie de la Plate-forme d'Hudson : introduction dans la couverture sédimentaire du craton au Canada ». chap. 8, rév. Par D. F. Stott et J.D. Aitken, Commission géologique du Canada, *Géologie du Canada*. no 5, p.717-774.

Occhietti, Serge. 1987. « La calotte glaciaire laurentidienne : dynamique de l'Inlandsis laurentidien du Sangamonien à l'Holocène ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol, 41, no 2, p. 301-313.

Paradis, S. J. et E. Boisvert. 1995. « Séquence des écoulements glaciaires dans le secteur de Chibougamau-Némiscau, Québec ». In *Current Research. Geological Survey of Canada*, Paper 1995-C, p. 259-264.

Parent, M., S. J. Paradis et E. Boisvert. 1995. « Ice-flow patterns and glacial transport in the eastern Hudson Bay region: implications for the late Quaternary dynamics of the Laurentide Ice Sheet ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 32, p. 2057-2070.

Pilot, J. 1974. « Les isotopes en Géologie ». Doin, Paris, 176 p.

Prest, V. K. 1970. « Quaternary geology of Canada » Chap. in *Geology and economic minerals of Canada*, sous la dir. de R. D. W. Douglas, Rapport 1, 5^{ième} édition, p. 677-764, Canada: Commission géologique du Canada.

Prest, V. K. 1984. « The late Wisconsinan glacier complex ». Geological Survey of Canada, map 1584A (scale: 1: 7,500,000).

Prest, Victor K., J. A. Donaldson, Howard D. Mooers. 2000. « The omar story : The role of omars in assessing glacial history of west-central North-America ». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 54, no 3, p. 257-270.

Punt, W., S. Blackmore, S. Nilsson et A. Le Thomas. 1994. *Glossary of pollen and spore terminology*. Laboratory of Palaeobotany & Palynology, LPP Contributions Series No.1. LPP Foundation, Utrecht. 73 p.

Remick, J. H. 1961. « Rapport préliminaire sur la région de Manthet – Jérémie – La Forest, Co. d'Abitibi-Ouest et d'Abitibi-Est, territoire d'Abitibi ». *Min. Rich. Nat. Qué.*, rapp. Prél. 514, 26 p.

- Remick, J. H. 1963. « Géologie de la région de Colomb – Chaboulié – Faboulet ». *Min. Rich. Nat. Qué.*, rapp. Prél. 514, 26 p.
- Remick, J. H. et P. R. Gillain. 1963. « Région de Fort-Rupert, territoires de Mistassini et D’Abitibi, Co. D’Abitibi-Ouest et d’Abitibi-Est ». *Min. Rich. Nat. Qué.*, carte de compilation no 1510.
- Remick, J. H., P. R. Gillain et C. J. Durden. 1963. « Géologie de la baie de Rupert – Rivière Missisicabi, Territoires de Mistassini et d’Abitibi ». *Min. Rich. Nat. Qué.*, rapp. Prél. 498, 24 p.
- Remick, J. H. 1964. « Géologie de la région de Mannerelle – Joncas, Territoire d’Abitibi ». *Min. Rich. Nat. Qué.*, rapp. Prél. 514, 12p.
- Remick, J. H. 1969. « Géologie de la région d’Harricana – Turgeon, Co. D’Abitibi-Ouest et d’Abitibi-Est ». *Min. Rich. Nat. Qué.*, rapp. Prél. 564, 255 p.
- Richard, P. J. H. 1979. « Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation au nord-est de la Jamésie, Nouveau-Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 33, p. 93-112.
- Richard, P. J. H. 1982. « Âge de la déglaciation finale et histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du Nouveau-Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, Vol. 36, p. 63-90.
- Ricketts, B. D., J. A. Donaldson. 1981. « Sedimentary history of the Belcher Group of Hudson Bay; in Proterozoic Basins of Canada ». Ottawa (Canada). Édition F. H. A. Campbell, 444 p.
- Shaw, G. 1944. « Moraines of the Pleistocene ice front near James Bay, Quebec ». Canada: Publications de la Société Royale du Canada, vol. 38, no 4, p. 79-85.
- Skinner, R. G. 1973. « Quaternary stratigraphy of the Moose river basin, Ontario ». Geological Survey of Canada, Bulletin 225, 77p.
- St-Onge, G., J. S. Stoner et C. Hillaire-Marcel. 2003. « Holocene paleomagnetic records from the St. Lawrence Estuary : centennial- to millennial-scale geomagnetic modulation of cosmogenic isotopes ». *Earth and Planetary Science Letters*, vol 209 : p. 113-130.
- St-Onge, G., et P. Lajeunesse. 2007. « Flood-induced turbidites from northern Hudson Bay and western Hudson Strait: A two-pulse record of Lake Agassiz final outburst flood? Submarine Mass Movements and Their Consequences, V. Lykousis et al., Eds., Advances in Natural and Technological Hazards Research Series ». *Springer*, vol. 27, p. 129–137.
- Stuiver, M. et H. A. Polach. 1977. « Discussion : Reporting of ^{14}C data ». *Radiocarbon*, Vol. 19, p. 355-363.

Stuiver M, Reimer PJ, Bard E, Beck JW, Burr GS, Hughen KA, Kromer B, McCormac G, van der Plicht J, Spurk M. 1998. IntCal98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP. *Radiocarbon* 40(3):1041–83.

Tanton, T. L. 1920. Le bassin des rivières Harricana et Turgeon dans le nord du Québec. Commission Géologique du Canada., Mémoire. 109, 93p.

Teller, J T., D W. Leverington et J. D. Mann. 2002. «Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation». *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, p. 879-887

Thomas, E. R., E. W. Wolff, R. Mulvaney, J. P. Steffensen, S. J. Johnsen, C. Arrowsmith, J. W. C. White, B. Vaughn et T. Popp. 2007. «The 8.2 ka event from Greenland ice cores». *Quaternary Science Reviews*, vol. 26, p 70-81.

Veillette, J. J. et J.-S. Pomares. 1991. «Older ice flows in the Matagami-Chapais area, Quebec ». *Current Research, Geological Survey of Canada, Part C, Paper 1991-C*, p. 143-148.

Veillette, J. J. 1994. «Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway». *Quaternary Science Reviews*, vol. 13, p. 945-971.

Veillette, J. J. 1995. «New evidence for northwestward glacial ice flow, James Bay region, Quebec ». *Current Research 1995 – C; Canada: Commission géologique du Canada*, p. 249-258.

Veillette, J. J. et M. Roy. 1995. *The Spectacular cross-striated outcrops of James Bay*; *Current Research 1995-C: Geological Survey of Canada*, p. 245-248.

Veillette, J. J. 1997. «Le rôle d'un courant de glace tardif dans la déglaciation de la baie James». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 51, no 2, p. 141-161.

Veillette, J. J., A. S. Dyke et M. Roy. 1999. «Ice-flow evolution of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet : a review, with new evidence from northern Quebec». *Quaternary Science Reviews*, vol. 18, p. 993-1019.

Veillette, J. J. 2004. «Ice-flow chronology and palimpsest, long-distance dispersal of indicator clasts north of the St.Lawrence river valley, Quebec». *Géographie physique et Quaternaire*, Vol. 58, no 2-3, p. 187-216.

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. et L. Hardy. 1977. «L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, no 3-4, p. 357-372.

Vincent, J.-S. et L. Hardy. 1979. *The evolution of glacial lakes Barlow and Ojibway, Quebec and Ontario*. Canada: Commission géologique du Canada, Bulletin 316, 18 p.

Vincent, J.-S. 1989. « Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien ». Chap. In *Le Quaternaire du Canada et du Groenland, Géologie du Canada*, sous la direction de R. J. Fulton, Canada : Commission géologique du Canada, vol. 1, p. 266-295.

Walker, M. 2005. *Quaternary Dating Methods*. Wiley edition. 304 p.

White, J. W. C., P. Ciais, R. A. Figge, R. Kenny et V. Markgraf. 1994. « A high-resolution record of atmospheric CO₂ content from carbon isotopes in peat ». *Nature*, vol. 367, p. 153-156.

Wyatt, P. H. 1990. « Amino acid evidence indicating two or more ages of pre-Holocene nonglacial deposits in Hudson Bay Lowlands, northern Ontario ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 44, p. 389-393.

Ressources électroniques:

Commission géologique du Canada (1):
http://apps1.gdr.nrcan.gc.ca/mirage/show_image_f.php

Commission géologique du Canada (2): http://cgc.nrcan.gc.ca/map/1860a/index_f.php

Marine Reservoir Correction Data-base l'Université Queens de Belfast
<http://intcal.qub.ac.uk/marine/>

Programme de calibration, CALIB 6.0 : <http://intcal.qub.ac.uk/calib/>

Ressources naturelles du Canada: <http://atlas.nrcan.gc.ca/site/francais/maps/topo/map>

Romney Marsh, palaeoecological techniques:
<http://www.liv.ac.uk/geography/RomneyMarsh/RM%20Tech&Analysis/Analysis/Pollen.htm>

Science Magazine :
<http://blogs.sciencemag.org/origins/2009/04/ancient-spores-push-back-origi.html>