

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

STRATIGRAPHIE PLÉISTOCÈNE DU SECTEUR DE LA RIVIÈRE NOTTAWAY,
BAIE JAMES : DU DERNIER INTERGLACIAIRE À L'Holocène.

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

PAR
GUILLAUME ALLARD

SEPTEMBRE 2009

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

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

REMERCIEMENTS

Je souhaite tout d'abord remercier mon directeur de recherche, M. Martin Roy, pour sa grande disponibilité tout au long de ce projet de recherche, pour son aide sur le terrain et pour m'avoir donné l'opportunité d'entreprendre ce projet. Merci pour cette confiance inébranlable, pour ta patience et pour ton support tout au long de la réalisation de ce mémoire. Merci!

Merci à mon co-directeur M. Michel Parent (CGC-Québec), M. Jean Veillette (CGC-Ottawa, UQAT) et à Pierre Pagé (UQAM) pour ces discussions enrichissantes qui m'ont orienté tout au long de cette recherche et pour avoir accepté de relire ce mémoire.

M. Bassam Ghaleb (GEOTOP-UQAM) et M. Michel Lamothe (GEOTOP-UQAM) pour leur aide en laboratoire, leurs capacités de vulgarisation et leur talent de grands communicateurs. Leurs vastes connaissances en sciences m'ont été d'une aide précieuse. Je leur adresse mes plus sincères remerciements.

J'aimerais aussi remercier tout ceux et celles qui ont contribué à la réalisation de cette recherche: Alayn Larouche, Pierre J. Richard, Michelle Laithier, Nicole Morasse, Claire Lacroix et Anne Devernal.

Merci à la Commission géologique du Canada pour le support financier (et matériel) qui m'a permis de mettre à terme ce projet.

Un remerciement tout spécial à Hugo Dubé-Loubert, pour ton amitié sincère, pour ces étés de terrain à la « Broadback », pour ces discussions enrichissantes sur les fossiles concassés 3/4 et pour ces fous-rires interminables. Hugo, je te dois beaucoup.

Magali Barré pour ton aide précieuse en luminescence et pour avoir voulu relire et commenter des parties de ce mémoire.

Merci à *Giardia intestinalis* pour ces trois années de vie commune, jamais je ne t'oublierai!

Enfin, mes amis, mes muses, Arnold Allard, Olivier Caron, Catherine Béland-Otis, Véronique Fournier, Thomas Deschamps, Julien Boucher, Marie-Josée Letendre, Patrice Landry, Nicolas Presne, Martin Mantha, Élise Hardy, Laurelou Famelart, Benoît Lemire, Gabriel Delisle, Patrice Bouffard, Maxime Paiement, Guillaume St-Jacques, Annie Lalonde, Farrah Dell'Oste, Sébastien Huot et Jérôme et son merveilleux café.

Un clin d'œil à Karine et aux Allard-Strand. Je vous dois tout et un peu plus encore.

Merci!

TABLE DES MATIÈRES

| | |
|--|------|
| REMERCIEMENTS | ii |
| LISTE DES FIGURES | vii |
| LISTE DES TABLEAUX | xii |
| RÉSUMÉ | xiii |
| INTRODUCTION | 1 |
| Objectifs de l'étude..... | 4 |
| | |
| CHAPITRE I | |
| LOCALISATION ET DESCRIPTION DE LA RÉGION D'ÉTUDE..... | 7 |
| | |
| 1.1 LOCALISATION | 7 |
| 1.2 CADRE PHYSIQUE | 8 |
| 1.3 GÉOLOGIE DU SOUBASSEMENT ROCHEUX..... | 9 |
| 1.3.1 Géologie de la Province du Lac Supérieur..... | 9 |
| 1.3.2 Géologie de la Province de Churchill | 12 |
| 1.3.3 Géologie de la plate-forme d'Hudson | 13 |
| 1.4 GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE | 15 |
| 1.4.1 Travaux antérieurs..... | 15 |
| 1.4.2 Stratigraphie des basses terres de la baie James..... | 16 |
| 1.4.3 Stratigraphie du centre des basses terres de la baie d'Hudson..... | 27 |

CHAPITRE II

| | |
|---|----|
| MÉTHODOLOGIE..... | 31 |
| 2.1 TRAVAUX SUR LE TERRAIN | 31 |
| 2.2 TRAVAUX EN LABORATOIRE..... | 32 |
| 2.2.1 Datation radiocarbone | 32 |
| 2.2.2. Analyses granulométriques et géochimiques des tills..... | 32 |
| 2.2.3 Minéralogie de la fraction fine des tills..... | 32 |
| 2.2.4 Teneur en carbonate des tills..... | 33 |
| 2.2.5 Préparations pour les comptages pétrographiques | 33 |
| 2.2.6 Analyses des macrorestes organiques | 34 |
| 2.2.7 Analyses palynologiques..... | 34 |
| 2.2.8 Analyse de perte au feu | 34 |
| 2.2.9 Datation par luminescence optiquement stimulée..... | 35 |
| 2.2.10 Datation TH/U..... | 36 |

CHAPITRE III

| | |
|---|----|
| LITHOSTRATIGRAPHIE | 37 |
| 3.1 LOCALISATION DES COUPES INVESTIGUÉES | 37 |
| 3.2 LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA COUPE DES RAPIDES..... | 38 |
| 3.2.1 Interprétation de la coupe des rapides..... | 45 |
| 3.3 LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA COUPE DES TOURBES..... | 45 |
| 3.3.1 Interprétation de la coupe des tourbes..... | 51 |
| 3.4 LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA COUPE DES HIRONDELLES..... | 52 |
| 3.4.1 Interprétation de la coupe des Hirondelles..... | 55 |
| 3.5 LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA COUPE DU CIRQUE..... | 56 |
| 3.5.1 Interprétation de la coupe du cirque..... | 63 |
| 3.6 LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA COUPE DU CAMP..... | 64 |
| 3.6.1 Interprétation de la coupe du camp | 66 |

| | | |
|-----|--|----|
| 3.7 | SYNTHÈSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET CORRÉLATION DES SÉQUENCES GLACIAIRES ET NONGLACIAIRES..... | 67 |
|-----|--|----|

CHAPITRE IV

| | | |
|--|---|----|
| | PALÉOÉCOLOGIE ET GÉOCHRONOLOGIE DE LA SÉQUENCE NONGLACIAIRE PRÉ-HOLOCÈNE | 70 |
|--|---|----|

| | | |
|-------|---|-----|
| 4.1 | RÉSULTATS PAÉOÉCOLOGIQUES..... | 70 |
| 4.1.1 | Interprétation des résultats paléoécologiques..... | 70 |
| 4.2 | GEOCHRONOLOGIE DE LA SÉQUENCE NONGLACIAIRE..... | 77 |
| 4.2.1 | Méthode du radiocarbone..... | 77 |
| 4.2.2 | La chronologie Th/U..... | 79 |
| 4.2.3 | La méthode de datation par luminescence optiquement stimulée..... | 95 |
| 4.3 | DISCUSSION DES RÉSULTATS..... | 106 |

CHAPITRE V

| | | |
|--|--|-----|
| | STRATIGRAPHIE QUATERNAIRE DANS LES BASSES TERRES DE LA BAIE JAMES : CORRÉLATIONS RÉGIONALES | 108 |
|--|--|-----|

| | | |
|-------|--|-----|
| 5.1 | Stratigraphie des basses terres de la baie James, secteur ontarien | 108 |
| 5.1.1 | Corrélation des séquences pré-wisconsinniennes..... | 108 |
| 5.1.2 | Corrélation des séquences wisconsinniennes..... | 113 |

| | | |
|--|--------------------------|-----|
| | CONCLUSIONS | 116 |
|--|--------------------------|-----|

| | | |
|--|--|-----|
| | RECOMMANDATIONS POUR DES TRAVAUX FUTURS | 118 |
|--|--|-----|

| | | |
|--|--------------------------|-----|
| | APPENDICE A | 119 |
|--|--------------------------|-----|

| | | |
|--|--------------------------|-----|
| | APPENDICE B | 127 |
|--|--------------------------|-----|

| | | |
|--|----------------------------|-----|
| | BIBLIOGRAPHIE | 138 |
|--|----------------------------|-----|

LISTE DES FIGURES

| | | |
|------------|--|----|
| Figure 1 | Paysage typique des basses terres de la baie James..... | 1 |
| Figure 2 | Localisation du secteur à l'étude (point rouge) par rapport à l'étendue approximative de l'inlandsis Laurentidien. Les lignes noires dénotent les grands axes d'écoulements glaciaires à partir des trois principaux centres de dispersion glaciaire de la calotte au dernier maximum glaciaire (d'après Dyke and Prest, 1987). | 3 |
| Figure 1.1 | Localisation du secteur à l'étude. La ligne pointillée indique la limite de la plate-forme paléozoïque d'Hudson. Le site 24 M, où l'on retrouve la coupe type de la Formation de Missinaibi (Skinner, 1973) dans le bassin de la rivière Moose en Ontario est également positionné. | 7 |
| Figure 1.2 | Les provinces géologiques de l'est du Canada (Source : Ressources naturelles Canada : http:// atlas.nrcan.gc.ca/) | 9 |
| Figure 1.3 | Sous-provinces géologiques de la région de la baie James (modifié de Card et Poulsen, 1998)..... | 11 |
| Figure 1.4 | Erratiques de la Formation d'Omarolluk du Groupe de Belcher (Prest et al. 2000) | 12 |
| Figure 1.5 | Limites des formations Paléozoïques et Mésozoïques à l'ouest du site d'étude. Adapté de Trenhaile (1998) et de Webber et Hoffman (1970). Source de la carte des bassins versants : Ministère de l'environnement de l'Ontario (http://www.ene.gov.on.ca/) | 14 |
| Figure 1.6 | Coupe stratigraphique composite du bassin de la rivière Moose, d'après Skinner (1973). | 17 |
| Figure 1.7 | Chronologie des écoulements glaciaires au nord du fleuve St-Laurent durant le Wisconsinien proposée par Veillette et al. (1999). A) Orientation générale d'un écoulement pré-Wisconsinien. B) Étendue de l'écoulement vers le nord-ouest. Les lignes pleines représentent les limites connues de l'écoulement et les lignes pointillées représentent des limites présumées. C) Position du dôme de dispersion au Wisconsinien Moyen (avant le dernier maximum glaciaire, DMG). D) Position de la marge glaciaire et directions d'écoulement au dessus des Grand Lacs et de la région de la baie James durant le DMG (adapté de Dyke et Prest, 1987). E) Position du dôme de dispersion suite au DMG. F) Écoulements glaciaires vers 10ka durant la déglaciation..... | 23 |

| | | |
|-------------|---|----|
| Figure 1.8 | Limite des différentes crues glaciaires du glacier d'Hudson sur la côte québécoise de la baie James (Cochrane I, Rupert et Cochrane II) (modifiée de Veillette, 1997 ; d'après Hardy, 1976)..... | 26 |
| Figure 1.9 | Coupe stratigraphique composite du bassin des rivières Severn et Winisk d'après Thorleifson (1989)..... | 27 |
| Figure 1.10 | Analyses des ratios en acides aminés (alle/Ile) des coquilles fossiles des basses terres de la baie James (Modifié de Wyatt, 1989)..... | 30 |
| Figure 2.1 | Appareil RisØ modèle DA-20 (source : www.risoe.dk) | 35 |
| Figure 2.2 | Photos d'échantillons de bois fossiles de la séquence nonglacière de la rivière Nottaway..... | 36 |
| Figure 3.1 | Localisation des coupes investiguées sur la rivière Nottaway | 37 |
| Figure 3.2 | Profil lithostratigraphique de la coupe des rapides. | 38 |
| Figure 3.3 | Photos de la coupe des rapides. A et B) Vue générale du sommet de la coupe C) Sables gris lités à la base de la coupe. D) Lits de matériaux triés (sables et graviers) dans la séquence glaciaire. E) Lit oxydé à 8 mètres de la base. F) Concentration de blocs au sommet de la coupe dans l'unité IV. G) Unité de sables et graviers pauvrement triés contenant des lits à galets jointifs au sommet de la coupe..... | 39 |
| Figure 3.4 | Résultats des comptes pétrographiques pour les unités glaciaires de la coupe des rapides. Analyses des clastes de la fraction : de 4mm à 8mm. | 43 |
| Figure 3.5 | Histogrammes et courbes de la distribution granulométrique de la matrice des unités glaciaires de la coupe des rapides..... | 44 |
| Figure 3.6 | Profil lithostratigraphique de la coupe des tourbes. | 46 |
| Figure 3.7 | Photos de la coupe des tourbes. A) Vue générale de la séquence organique à la base de la coupe (membre terrestre). B) Vue générale du sommet de la coupe. C) Fragments de bois enfouis dans la séquence organique de base. D) Séquence de sables et silts très déformée sous le diamicton sableux. E) Séquence d'argile massive (membre lacustre). F) Sables organiques stratifiés. G) Diamicton sableux associé aux séquences glaciaires Wisconsinniennes..... | 47 |
| Figure 3.8 | Alternance de dépôts organiques et minéraux dans le membre terrestre. | 48 |
| Figure 3.9 | Schéma des paléocourants des sables au dessus de l'éboulis..... | 49 |

| | | |
|-------------|--|----|
| Figure 3.10 | Résultats des comptes pétrographiques et d'analyse granulométrique pour l'échantillon 06N011 au sommet de la coupe des tourbes | 50 |
| Figure 3.11 | Profil lithostratigraphique de la coupe des hirondelles | 52 |
| Figure 3.12 | Photos de la coupe des hirondelles. A) Vue générale de la coupe. B) Sommet de la coupe. C) et D) Séquences pré-wisconsinienne remaniées. E) Sables fluviaux non-déformés. F) Chenal incisé à la base des séquences pré-wisconsinienne. G) Contact entre les séquences remaniées et le till sus-jacent. | 53 |
| Figure 3.13 | Partie sommitale de la coupe des hirondelles. | 54 |
| Figure 3.14 | Résultats des comptes pétrographiques et d'analyse granulométrique pour l'échantillon 06N039 au sommet de la coupe des hirondelles. | 55 |
| Figure 3.15 | Profil lithostratigraphique de la coupe du cirque. | 57 |
| Figure 3.16 | Photos de la coupe du cirque. A) et B) Vue générale de la coupe du cirque. C) Contact entre le Till de Rupert(?) et le Till de Cochrane II(?). D) Sables sous-Cochrane à 50 mètres au sud-est de la coupe. E) Bloc de délestage à l'intérieur de l'unité de rythmites. F) Unité de rythmites. G) Structure d'échappement d'eau dans les séquences remaniées. | 58 |
| Figure 3.17 | Paléocourants des sables reposant sur les tills de réavancées (Cochrane). | 59 |
| Figure 3.18 | Résultats des comptes pétrographiques pour les unités glaciaires de la coupe du cirque. Analyses des clastes de la fraction de 4mm à 8mm. | 61 |
| Figure 3.19 | Histogrammes et courbes de la distribution granulométrique de la matrice des unités glaciaires de la coupe du cirque..... | 62 |
| Figure 3.20 | Profil lithostratigraphique de la coupe du camp..... | 64 |
| Figure 3.21 | Photos de la coupe du camp. A) et B) Vue générale de la coupe. C) et D) Contact entre les sables fluvioglaciaires et les séquences remaniées. E) et F) Séquences remaniées G) Contact entre le till carbonaté et les séquences remaniées. | 65 |
| Figure 3.22 | Corrélations entre les différentes sections stratigraphiques étudiées. Un profil stratigraphique composite simplifié est présenté au Chapitre V. Les séquences glaciaires wisconsinienne sont exposées en aval (NO) de la région à l'étude tandis que les récurrences du glacier d'Hudson sont exposées en amont (SE) de la zone d'étude. Le contact entre les séquences glaciaires et l'horizon organique est souvent marqué par la présence de matériel nonglaciaire remanié très déformé..... | 69 |

| | | |
|-------------|---|----|
| Figure 4.1 | Résultats des pertes au feu de la séquence nonglaciale. | 73 |
| Figure 4.2 | Résultats des comptages de macrorestes végétaux (arbres, arbustes et herbes) de la séquence nonglaciale..... | 74 |
| Figure 4.3 | Résultats des comptages des macrorestes végétaux (plantes aquatiques, mousses et autres) de la séquence nonglaciale. | 75 |
| Figure 4.4 | Résultats des comptages polliniques de la séquence nonglaciale..... | 76 |
| Figure 4.5 | Chaîne de désintégration : famille de l'uranium 238 (Aitken, 1985)..... | 80 |
| Figure 4.6 | Modèle d'une droite isochrone avec une seule phase de fixation de l'uranium.. .. | 83 |
| Figure 4.7 | Modèle d'une droite isochrone avec deux phases de fixation de l'uranium. . | 83 |
| Figure 4.8 | Échantillons de bois fossiles enfouis à la base de l'unité organique..... | 85 |
| Figure 4.9 | Graphique isochrone des rapports d'activités $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ des échantillons de bois fossiles de la rivière Nottaway. La pente de la droite de régression (ligne pleine, ainsi que son incertitude (lignes pointillées) ont été déterminés avec le logiciel Excel stat. La ligne pointillée grise indique la droite de pente 1.... | 87 |
| Figure 4.10 | Graphique isochrone des rapports d'activités $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ des échantillons de bois fossiles de la rivière Nottaway. La pente de la droite de régression (ligne pleine, ainsi que son incertitude (lignes pointillées) ont été déterminés avec le logiciel Excel stat. La ligne pointillée grise indique la droite de pente 1.... | 88 |
| Figure 4.11 | Graphique log des concentrations en uranium (ppb) en fonction du rapport d'activité $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ des échantillons de bois fossiles..... | 91 |
| Figure 4.12 | Âges des échantillons de bois fossiles du groupe 1 en fonction du rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de la fraction détritique. Les zones grises représentent les domaines d'incertitude. La zone comprise entre les lignes rouges présente le .. principal domaine d'âge en excluant un échantillon (voir texte). Les points noirs représentent les âges initiaux sans corrections et les points blancs représentent les âges corrigés pour la fraction détritique..... | 92 |
| Figure 4.13 | Distribution gaussienne des âges des échantillons du groupe 1 (Figure 4.12) en utilisant un rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 1$. La zone grise ainsi que la ligne pointillée représente la moyenne des âges et son incertitude..... | 93 |
| Figure 4.14 | Principe de la datation par luminescence optiquement stimulée (Bouab, 1992). | 97 |

| | | |
|-------------|---|-----|
| Figure 4.15 | Contexte d'échantillonnage de l'échantillon traité en luminescence optique (06N021)..... | 99 |
| Figure 4.16 | Comparaison entre l'intensité lumineuse naturelle (notée L_N) et l'intensité mesurée en laboratoire (notée T_N) pour l'échantillon 06N021. | 103 |
| Figure 4.17 | Détermination du taux de fading pour l'échantillon 06N021. Les lignes pointillées rouge représentent la zone de confiance (95%) de la régression linéaire..... | 104 |
| Figure 4.18 | Courbe de croissance de luminescence pour l'échantillon 06N021..... | 105 |
| Figure 4.19 | Position chronologique des sédiments nonglaciaires de la rivière Nottaway dans le contexte de chronologie des stades isotopiques marins (SPECMAP). Pour les âges Th/U, la zone grise foncée représente la moyenne et son incertitude (103 ± 5 ka) et la zone pâle représente la distribution des âges en excluant une valeur légèrement plus jeune (prise en compte pour le calcul de la moyenne). Pour l'âge IRSL, la zone en bleu représente l'âge (corrigé pour le fading) et son incertitude (96 ± 10 ka). | 107 |
| Figure 5.1 | Ratios alle/Ile et localisation des différentes séquences marines des basses terres de la baie James (Modifié de Roy, 1998; données de Wyatt, 1989). | 110 |
| Figure 5.2 | Corrélations possibles des unités marines pré-Holocènes des basses terres de la baie James et de la baie d'Hudson selon les différents ratios alle/Ile obtenus par Wyatt (1989). Les unités marines des rivières Severn et Abitibi révèlent des ratios similaires. L'unité marine de la rivière Kwatabohegan qui est généralement associée avec l'incursion de la Mer de Bell montre des rapports plus élevés. Les flèches noires dénotent la direction d'écoulement des tills (Modifié de Roy, 1998). | 112 |
| Figures 5.3 | Tentative de corrélations régionales pour les séquences sédimentaires des basses terres de la baie James de l'Ontario et du Québec | 115 |

LISTE DES TABLEAUX

| | | |
|--------------|---|-----|
| Tableau 3. 1 | Analyse de teneur en carbone inorganique de la fraction fine (< 63µm) des tills de la coupe des rapides..... | 41 |
| Tableau 3.2 | Analyse de teneur en carbone inorganique de la fraction fine des tills de la coupe du cirque | 62 |
| Tableau 4.1 | Synthèse des datations ¹⁴ C de matériel fossiles terrestres des basses terres de la baie d'Hudson (modifié de Thorleifson et al., 1992)..... | 78 |
| Tableau 4.2 | Poids et localisation des échantillons de bois datés en Th/U | 84 |
| Tableau 4.3 | Résultats des analyses Th/U par spectrométrie de masse | 86 |
| Tableau 4.4 | Doses radioactives utilisées pour la détermination de la dose équivalente... | 100 |
| Tableau 4.5 | Données relative à la teneur en eau de l'échantillon 06N021 | 101 |
| Tableau 4.6 | Données relative au comptage alpha, bêta et gamma de l'échantillon 06N021..... | 101 |
| Tableau 4.7 | Mesure de la concentration de U, Th et K dans l'échantillon 06N021 | 101 |
| Tableau 4.8 | Dose annuelle totale pour l'échantillon 06N021 | 102 |

RÉSUMÉ

Le cours inférieur des rivières des basses terres de la baie James expose de nombreuses unités glaciaires et nonglaciaires qui ont enregistré les étapes importantes de l'évolution de l'inlandsis Laurentidien au cours du Quaternaire. Les séquences sédimentaires de ces différentes rivières présentent de nombreuses similarités, tant du point de vue de la composition que de la succession stratigraphique des unités. La distinction du nombre d'unités glaciaires et nonglaciaires, et par conséquent la chronologie relative des différents avancées et retraits glaciaires, reposent en grande partie sur l'obtention de datations fiables sur les unités nonglaciaires. Ces sédiments étant généralement trop vieux pour la méthode de datation au radiocarbone, des méthodes alternatives doivent être utilisées.

Ce projet de maîtrise se penche sur la stratigraphie des sédiments quaternaires exposés le long de la rivière Nottaway et a comme objectif principal d'apporter de nouvelles contraintes géochronologiques dans le but de raffiner le cadre chrono-stratigraphique régional. Les travaux indiquent que les coupes stratigraphiques de ce secteur exposent au moins 3 unités de till qui reposent sur une unité nonglaciaire de plus de 5 mètres d'épaisseur renfermant de nombreux macrorestes ainsi que des bois anciens comprimés. Les bois de cette unité ont été datés par la méthode de radiocarbone et par la méthode Uranium-Thorium (Th/U) en utilisant la spectrométrie de masse (TIMS). Les sables fluviaux-lacustres de l'unité nonglaciaire ont été soumis à un programme de datation par luminescence optiquement stimulée. De plus, le contenu paléoécologique (pollens et macrorestes) de la séquence organique a été analysé afin de préciser le contexte climatique de mise en place de cette unité. Enfin, le contenu pétrographique, minéralogique, et géochimique des tills a été aussi analysé afin d'obtenir des informations supplémentaires sur les roches sources des tills, et par conséquent renforcer les indices d'écoulements glaciaires déduits à partir de méthodes sédimentologiques.

La datation au radiocarbone de deux échantillons de bois de la séquence a révélé des âges non fini. Les résultats Th/U indiquent qu'il y eu une seule phase principale de fixation de l'uranium et les âges obtenus varient principalement entre 100 et 110 ka (âge moyen de : 103 ± 5 ka). La datation OSL des sables nonglaciaires révèle un âge de 96 ± 10 ka. Les résultats paléoécologiques indiquent une végétation de type boréal qui s'est développée sous un climat fort probablement aussi chaud qu'à l'actuel. Ces résultats tendent à confirmer que ces sédiments ont été mis en place au cours du dernier interglaciaire, tout juste à la fin du stade isotopique 5e.

Les séquences glaciaires Wisconsinniennes qui reposent stratigraphiquement sur la séquence nonglaciaire sont représentées par un till sableux contenant exclusivement du matériel provenant de la Province du Lac Supérieur, et pour lesquels les directions d'écoulement sont globalement vers le sud-ouest. Le sommet de la séquence glaciaire consiste en deux tills silto-argileux qui contiennent jusqu'à 20% de matériel provenant de la plate-forme Paléozoïque de la baie d'Hudson et qui montrent des écoulements vers l'est et vers le sud-est. Ces tills ont fort probablement été mis en place au cours des récurrences du glacier d'Hudson.

INTRODUCTION

L'étude des climats passés et la compréhension des divers paramètres qui contribuent aux grandes variations climatiques sont des sujets primordiaux dans le contexte actuel des changements climatiques. Les régions nordiques du Canada sont particulièrement sensibles aux variations du climat. La présence de plusieurs dizaines de mètres de sédiments glaciaires, glaciolacustres et nonglaciaires qui recouvrent une grande partie du socle rocheux du nord de l'Abitibi et de la Jamésie, dans le nord-ouest du Québec, témoigne en effet du passage cyclique des glaciers continentaux au cours des grandes glaciations et déglaciations qui caractérisent la période Quaternaire (i.e. ~2.4 Ma). Les principales étapes de l'évolution de la calotte Laurentidienne au cours du dernier cycle glaciaire sont enregistrées dans les nombreuses séquences sédimentaires des basses terres de la baie James (Figure 1).



Figure 1 Paysage typique des basses terres de la baie James

Ces coupes sédimentaires représentent une rare source d'information stratigraphique régionale car aucune coupe naturelle montrant des sédiments d'âge comparable n'existe sur le bouclier canadien du nord-ouest québécois et du nord-est ontarien. Bien que l'étude du contenu stratigraphique de ces coupes représente un élément essentiel dans la compréhension de l'histoire glaciaire et climatique du Québec et du nord-est du Canada, les rivières du secteur québécois des basses terres de la baie James n'avaient jamais fait l'objet d'études détaillées avant ce travail et celui de Dubé-Loubert (2009).

Les sédiments glaciaires de ce secteur ont la particularité d'avoir enregistré les différents déplacements du dôme du Labrador et les récurrences tardi-glaciaires du glacier d'Hudson. La présence de sédiments nonglaciaires à ces latitudes témoigne d'épisodes de réductions sévères de volume des glaciers continentaux, mais l'absence d'âges absolus sur ces unités empêche la corrélation de ces événements avec la stratigraphie basée sur la chronologie des stades isotopiques (MIS) océaniques. De plus, de telles contraintes chronologiques sur ces sédiments nonglaciaires pourraient permettre de contraindre les différents mouvements glaciaires à l'intérieur des événements du dernier cycle glaciaire ou ceux de cycles glaciaires précédents. Ce type d'étude est crucial pour fournir des données pour la modélisation du climat et de la réaction des calottes glaciaires actuelles face aux changements climatiques récents. En effet, les rares endroits où sont préservés des sédiments antérieurs à la dernière glaciation deviennent très importants pour l'étude des paléoclimats du Quaternaire. Selon plusieurs modèles paléoclimatiques (Otto-Bliesner et CAPE – Last interglacial project, 2006), lors du dernier interglaciaire, le volume global de glace était similaire ou inférieur à l'actuel et ces études suggèrent des anomalies de températures estivales de 4 à 5 °C supérieures à aujourd'hui. L'étude du dernier interglaciaire passe premièrement par l'identification de sédiments anciens appartenant à cette période nonglaciaire, et ceci implique invariablement la datation de sédiments nonglaciaires anciens reposant sous des tills ou des sédiments glaciolacustres. Ceci, combiné à d'autres analyses de type paléoécologique, pourrait permettre de mieux comprendre la force des rétroactions positives sur le réchauffement de l'Arctique et ainsi d'anticiper les réponses climatiques du nord face au réchauffement actuel.

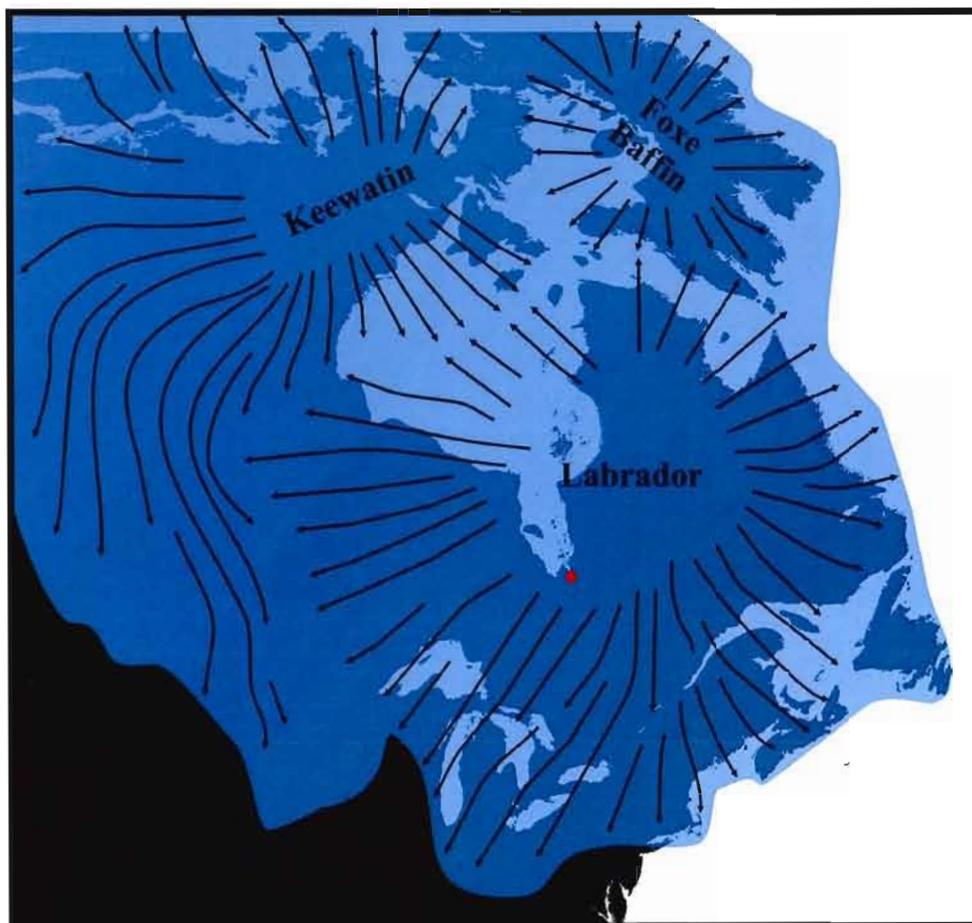


Figure 2 Localisation du secteur à l'étude (point rouge) par rapport à l'étendue approximative de l'inlandsis Laurentidien. Les lignes noires dénotent les grands axes d'écoulements glaciaires à partir des trois principaux centres de dispersion glaciaire de la calotte au dernier maximum glaciaire (d'après Dyke and Prest, 1987).

Le présent projet de maîtrise s'intègre à l'intérieur d'un mégaprojet de la Commission géologique du Canada : L'initiative géoscientifique ciblée (IGC-3). Ce projet a pour but de produire des connaissances géoscientifiques intégrées sur des régions qui présentent un fort potentiel en métaux communs, en vue de stimuler l'exploration de la part du secteur privé. C'est par définition, un programme de partenariat réalisé en collaboration avec des organismes géologiques provinciaux ainsi que l'industrie et des universités (Source : http://ess.nrcan.gc.ca/tgi/index_e.php). Plusieurs régions à fort potentiel minier sont ciblées par ce projet, notamment la sous-province archéenne comprenant la ceinture volcanique de

l'Abitibi. Cette région est caractérisée par une forte couverture de sédiments glaciaires qui masquent en grande partie le substrat rocheux et complique ainsi l'exploration minérale. Nos travaux de stratigraphie devraient permettre une meilleure connaissance de la stratigraphie régionale et des événements quaternaires ayant affecté la région, en plus de contribuer à une meilleure interprétation des patrons de dispersion glaciaire de ce territoire qui démontre un fort potentiel économique du point de vue de l'exploration minérale.

Objectifs de l'étude

L'objectif de mes travaux consiste à produire un cadre chrono-stratigraphique de la région et d'établir des corrélations entre les différentes unités glaciaires et nonglaciaires. La présence de sédiments nonglaciaires près du centre de dispersion du dôme du Labrador implique une réduction massive, voire la disparition complète de l'inlandsis laurentidien (Figure 2). Conséquemment, un objectif important consiste en la caractérisation et la datation de sédiments nonglaciaires reposant sous des tills. La provenance des dépôts glaciaires sera établie à partir de méthodes sédimentologiques et géochimiques qui permettront de définir les grands axes glaciaires associés à la mise en place de ces tills. Ces travaux impliquent aussi l'intégration de données à l'intérieur de reconstitutions paléogéographiques qui permettent de comparer l'évolution de l'inlandsis Laurentidien avec les grandes variations climatiques du passé.

Le choix de ma région d'étude a été basé sur des observations et travaux à portée limitée qui ont démontré la présence de plusieurs tills entrecoupés de sédiments organiques enfouis le long des rivières des basses terres de la baie James, secteur Québec. C'est en 1987 qu'une équipe de chercheurs (Vincent, Morgan et Veillette) de la Commission géologique du Canada, désirant trouver des sites potentiels pour une excursion géologique dans les basses terres de la baie James dans le cadre de l'INQUA (International Union for Quaternary research) remarqua la présence de sédiments nonglaciaires organiques (bois, macrorestes) à la base de certaines coupes sur les rivières Nottaway et Harricana, à quelques dizaines de kilomètres au sud de Waskaganish. Comme les séquences sédimentaires de ces différentes rivières présentent de nombreuses similarités, la distinction du nombre d'unités glaciaires et nonglaciaires présentes, ainsi que la chronologie relative des différentes avancées glaciaires

reposent donc en grande partie sur l'obtention de datations fiables sur les unités nonglaciaires.

Une grande partie de mon projet sera donc axée sur la datation et sur la paléoécologie de la séquence nonglaciaire de la rivière Nottaway. Ces sédiments étant généralement trop vieux pour la méthode de datation au radiocarbone, des méthodes alternatives doivent être utilisées. Ce projet de maîtrise se penche spécifiquement sur la stratigraphie d'une série de coupes exposées le long de la rivière Nottaway. Les coupes stratigraphiques de ce secteur exposent au moins 3 unités de tills qui reposent sur une importante unité nonglaciaire formée de macrorestes et bois comprimés de plusieurs mètres d'épaisseur. Le bois de cette unité nonglaciaire sera daté par la méthode Uranium-Thorium (U/Th), tandis que les sédiments sableux qui sont en contact direct avec les tills seront soumis à un programme de datation par luminescence optiquement stimulée. Les âges obtenus apporteront une contrainte chronologique aux différents écoulements glaciaires enregistrés par les tills se trouvant de part et d'autre des unités nonglaciaires datées, et permettront ainsi de placer certains de ces mouvements glaciaires sur une échelle temporelle. De plus, le contenu pollinique de la séquence organique sera analysé afin de préciser le contexte climatique de mise en place de cette unité. Enfin, la direction des écoulements glaciaires sera obtenue à partir de fabriques de till et mesures de stries sur les galets glaciaires. Le contenu pétrographique, minéralogique, et géochimique des tills sera aussi analysé afin d'obtenir de l'information sur les roches sources des tills, et par conséquent déterminer la trajectoire des écoulements glaciaires. Les données de ce projet contribueront à l'élaboration d'un modèle chrono-stratigraphique détaillé. Ces résultats devraient augmenter non seulement la compréhension de la stratigraphie quaternaire régionale, mais apporteront également des informations critiques qui seront utiles à l'interprétation de données stratigraphiques provenant exclusivement de forages.

Cette étude se divise en cinq chapitres. En premier lieu, la localisation du terrain d'étude et les grandes lignes du cadre physique de la région; un résumé des connaissances actuelles sur la géologie du substratum rocheux et de la géologie du Quaternaire de la zone à l'étude seront présentés au Chapitre I. Un bref aperçu de la mise en place du socle, de la stratigraphie des dépôts meubles, ainsi que des travaux antérieurs seront résumés à la fin de ce chapitre.

Les méthodologies de terrain et de laboratoire utilisées lors de cette étude sont décrites au Chapitre II. Les méthodes de terrain comprennent tout ce qui a trait à l'échantillonnage des sédiments et à la description des unités. Les méthodes de laboratoire se rattachent aux analyses radiocarbone, analyses granulométriques des tills, analyses géochimiques des tills, minéralogie de la fraction fine des tills, teneur en carbonate des tills, préparations pour les comptages pétrographiques, analyses des macrorestes organiques, analyses palynologiques, datation en luminescence optique (OSL), datation uranium-thorium ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$) et analyses de perte au feu.

Le Chapitre III sera consacré à la lithostratigraphie de la région étudiée. Ce chapitre résume les observations de nature stratigraphique et les résultats associés. Les différentes coupes investiguées le long de la rivière Nottaway seront présentées avec des descriptions détaillées des unités de même que les analyses sur les tills (comptes pétrographiques, granulométrie des tills, fabriques de till, etc.)

Le Chapitre IV présente les résultats des analyses paléoécologiques de la séquence nonglaciaire de la rivière Nottaway. De plus, les résultats des datations Th/U et OSL sur cette séquence seront présentés à ce chapitre

Une conclusion sera présentée Chapitre V, suite à l'intégration de mes résultats.

CHAPITRE I

LOCALISATION ET DESCRIPTION DE LA RÉGION D'ÉTUDE

1.1 LOCALISATION

La région à l'étude se trouve à 40 km au sud de Waskaganish sur la rive ouest de la rivière Nottaway (N 51° 08' 32" W 78° 48' 07"). Six coupes ont fait l'objet d'étude et d'échantillonnage, et de descriptions détaillées.

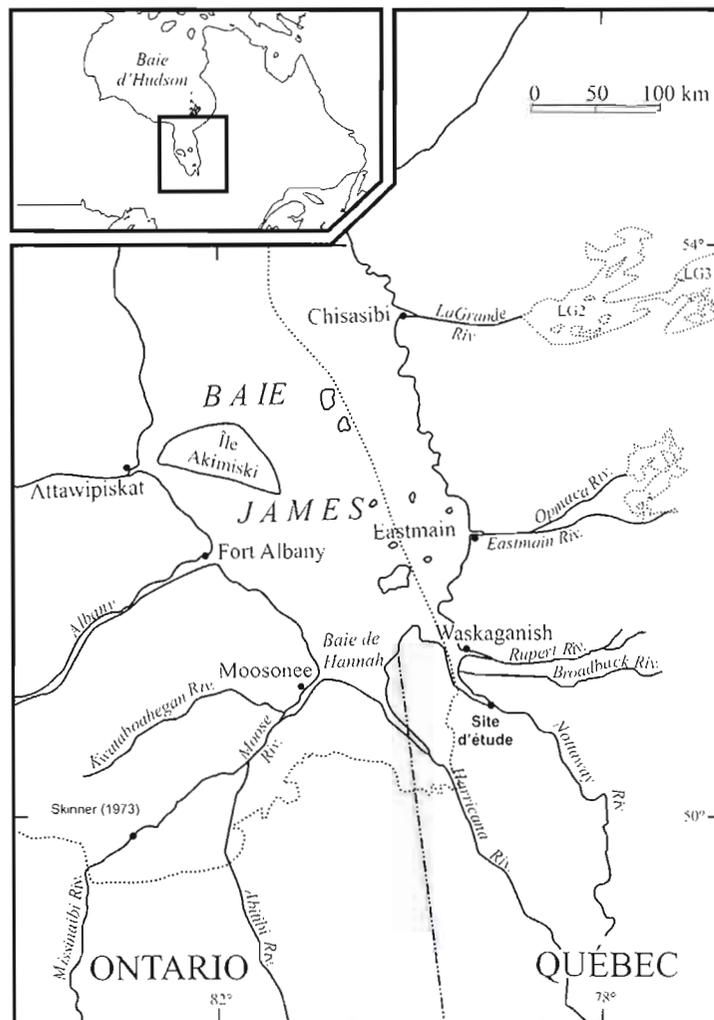


Figure 1.1 Localisation du secteur à l'étude. La ligne pointillée indique la limite de la plate-forme paléozoïque d'Hudson. Le site 24 M, où l'on retrouve la coupe type de la Formation de Missinaibi (Skinner, 1973) dans le bassin de la rivière Moose en Ontario est également positionné.

1.2 CADRE PHYSIQUE

Les basses terres représentent une unité physiographique distincte caractérisée par son altitude réduite et une topographie d'ensemble légèrement ondulée (Bostock, 1970; Hardy, 1976). L'altitude du terrain se situe entre 250 mètres et 275 mètres, avec quelques sommets qui atteignent 300 mètres. Sur le versant ontarien, l'élévation moyenne est de 300 m avec de légères variations de relief (Hardy, 1976). La topographie des basses terres est tributaire du socle formé par les roches de la Province du Lac Supérieur et de la plate-forme sédimentaire Paléozoïque d'Hudson (Bostock, 1970), ainsi qu'à la forte couverture de dépôts meubles d'origine glaciaire (Hardy, 1976). La couverture sédimentaire du sud et du sud-est des basses terres est représentée par une vaste plaine d'argile mise en place dans la Mer de Tyrrell suite à la déglaciation du territoire, il y a environ 8000 ans (Hardy, 1976). De plus, les plans d'eaux glacio-lacustres ont préalablement laissé d'importants dépôts d'argiles.

La faible amplitude du relief et la présence de ces argiles qui offrent un drainage inefficace favorisent également l'accumulation organique et par conséquent la mise en place d'importantes zones de tourbière qui caractérisent la région. Sur les sols minéraux, la végétation est dominée par la sapinière à bouleau blanc, tandis que dans le nord des basses terres, les sols minéraux sont recouverts par la pessière à mousse. Sur les substrats organiques, les pessières dominent les zones boisées. Dans les tourbières, des assemblages à éricacées, herbacées et sphaignes prédominent.

Enfin, les formes de surface regroupent de nombreux eskers qui constituent un élément important de la physiographie. Les réseaux de drainage modernes des rivières s'écoulent naturellement vers le nord dans la baie James. Le très faible gradient de pente fait en sorte que les réseaux de drainage actuels n'incisent pas complètement la couverture quaternaire.

1.3 GÉOLOGIE DU SOUBASSEMENT ROCHEUX

La zone étudiée se trouve à la frontière entre la Province géologique du Lac Supérieur et la plate-forme de la baie d'Hudson (Figure 1.2) (Bostock, 1970). La Province du Lac Supérieur est bordée au nord et à l'est par la Province Churchill et au sud-est par la Province de Grenville.

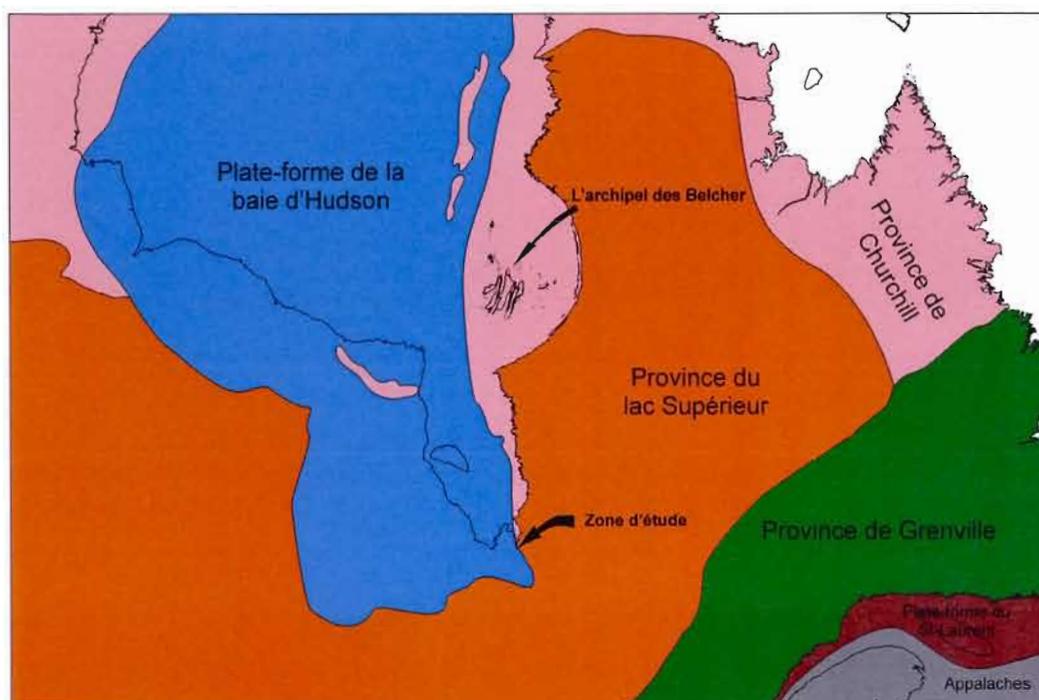


Figure 1.2 Les provinces géologiques de l'est du Canada (Source : Ressources naturelles Canada : [http:// atlas.nrcan.gc.ca/](http://atlas.nrcan.gc.ca/))

1.3.1 Géologie de la Province du Lac Supérieur

Les groupes de cette province s'étendent des Grands Lacs jusqu'à la côte ouest de la baie d'Ungava. La Province du Lac Supérieur d'âge Archéen supérieur (2,85 à 2,65 Ga) forme le cœur du Bouclier canadien. Elle est essentiellement constituée de roches plutoniques et gneissiques portées au faciès métamorphique des amphibolites et des granulites, et des roches volcaniques et sédimentaires portées au faciès des schistes verts. La Province du Lac Supérieur est surtout explorée pour ses gisements de cuivre, de zinc et d'or localisés dans la

ceinture volcano-sédimentaire de l'Abitibi et dans les métasédiments de la ceinture d'Eastmain à l'est de la baie James.

La géologie de la région située au nord de la ceinture verte d'Abitibi et à l'est de la baie James est peu connue. Ceci est dû à l'importante couverture de roches paléozoïques de la plate-forme d'Hudson et des séquences de sédiments glaciaires et nonglaciaires pléistocènes qui masquent le substratum rocheux de la région. Néanmoins, l'exploration du territoire de la baie James a connu une croissance très importante depuis la découverte du gisement d'or Éléonore en 2004 dans la ceinture d'Eastmain. La zone centrale de cette province est recouverte par des séquences protérozoïques détritiques qui comprennent notamment les grès de la Formation de Sakami. Card et Ciesielski (1986) ont proposé une division de la Province du Lac Supérieur en quatre grands domaines lithotectoniques, sur la base de leur contenu lithologique, leur style structural, leur degré de métamorphisme et leur âge isotopique: 1) les domaines volcano-plutoniques; 2) les domaines métasédimentaires; 3) les domaines plutoniques; et 4) les domaines gneissiques catazonaux.

La région directement à l'est de la zone d'étude est représentée par la ceinture métasédimentaire de la rivière Nemiscau. Cette province métasédimentaire est bordée au nord par la ceinture verte de la rivière Eastmain, à l'ouest par la plate-forme d'Hudson et à l'est et au sud par le domaine plutonique (Figure 1.3). Elle est composée essentiellement de schistes à biotite (et aluminosilicates) et de gneiss gris à oligoclase entrecoupés par des grands ensembles plutoniques (tonalite et granite rose ou blanc) (Valiquette, 1975). On note aussi la présence locale d'amphibolites, de pegmatites, de volcaniques et intrusifs ultramafiques et de dykes de diabase.

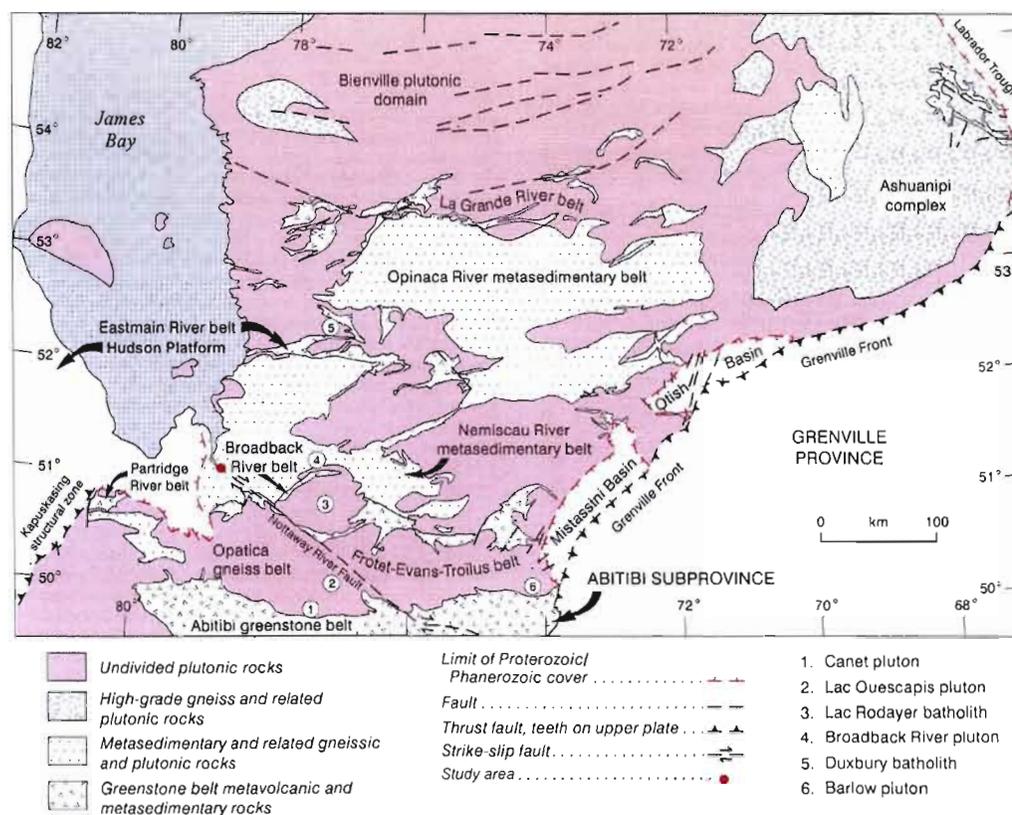


Figure 1.3 Sous-provinces géologiques de la région de la baie James (modifié de Card et Poulsen, 1998)

Le métamorphisme de la sous-province de la rivière Némiscau s'étend du faciès des schistes verts jusqu'au faciès des amphibolites avec quelques rares séquences au faciès des granulites. La foliation métamorphique est de direction nord-est/sud-ouest avec un pendage généralement vers le nord-ouest.

1.3.2 Géologie de la Province de Churchill

Dans le nord-ouest du Québec, la Province de Churchill (2,1 Ga à 1,75 Ga) est bordée au sud par la Province du Lac Supérieur et à l'ouest par la plate-forme d'Hudson (Figure 1.2). Les roches de la Province de Churchill sont variées, mais d'un point de vue de provenance glaciaire, on remarque principalement une lithologie protérozoïque qui a été transporté vers le nord-ouest, l'ouest et le sud sur des centaines de kilomètres au cours du Quaternaire (e.g. Prest et al., 2000). Bell (1879) fut le premier à relater la présence de ces erratiques dans les basses terres de la baie James. Il s'agit de grauwacke siliceux et massif contenant des concrétions calcaires de couleur chamois. Ces erratiques sont associés à la Formation d'Omarolluk du Groupe de Belcher, du nom de l'archipel des îles Belcher où ces roches affleurent (Figure 1.2). Ces grauwackes protérozoïques, communément nommés « Omar » occupent probablement une grande partie du fond marin à l'est de la baie d'Hudson (Prest et al., 2000).



Figure 1.4 Erratiques de la Formation d'Omarolluk du Groupe de Belcher (Prest et al. 2000)

1.3.3 Géologie de la plate-forme d'Hudson

Immédiatement à l'ouest de la zone d'étude se trouve la province de la plate-forme d'Hudson (Figure 1.2). Les basses terres de la baie d'Hudson se présentent comme une plaine côtière basse qui borde la baie d'Hudson et la baie James ; elles s'étendent de la rivière Nottaway jusqu'à la rivière Knife, au Manitoba (Coombs, 1954). Cette région de basse altitude correspond approximativement à l'étendue des roches sédimentaires du Phanérozoïque qui reposent en discordance sur les roches cristallines de la partie nord de la Province du Lac Supérieur. Les roches carbonatées phanérozoïques mises en place le long de la frontière sud de la Province du Lac Supérieur, forment les basses terres des Grands Lacs et du St-Laurent. Dans le Paléozoïque de la plate-forme d'Hudson, les plus anciennes séquences remontent à la fin de l'Ordovicien (Groupe de Bad Cache Rapids) et les plus jeunes jusqu'au Dévonien Supérieur (Formation de Long Rapids). On note même la présence de quelques séquences localisées qui datent du Crétacé (Figure 1.5). Les anciennes formations de l'Ordovicien sont représentées par un grès quartzeux de base recouvert de roches carbonatées et de shales interstratifiés qui représentent le remplissage progressif d'un bassin. Les roches de la plate-forme sont donc représentées principalement par des grès, des dolomies, des évaporites, des calcaires, des siltstones et des shales. Les corrélations entre les séquences carbonatées ordoviciennes de la plate-forme d'Hudson sont fondées essentiellement sur les assemblages de fossiles benthoniques coquilliers et des conodontes (Norris, 1993).

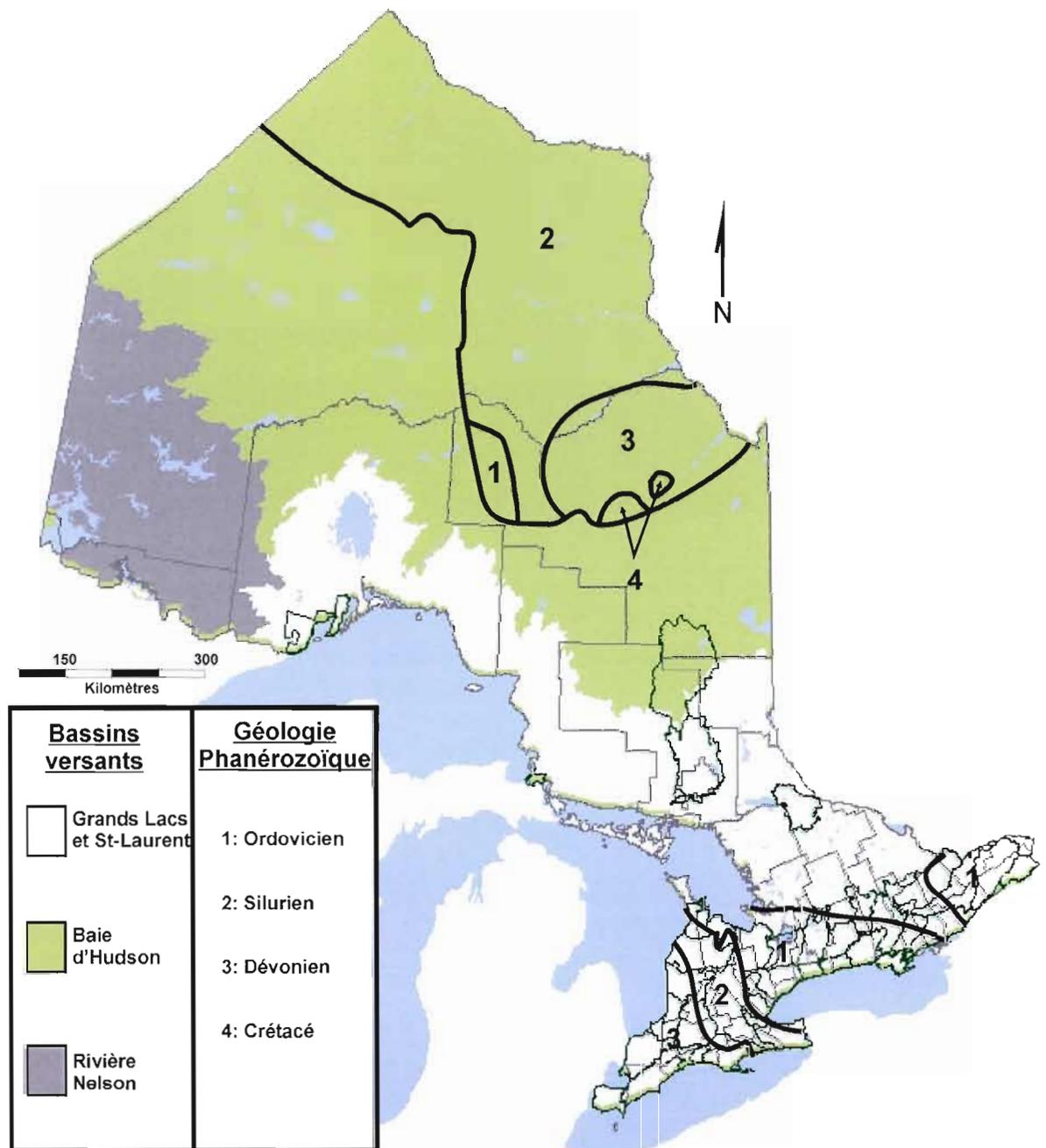


Figure 1.5 Limites des formations Paléozoïques et Mésozoïques à l'ouest du site d'étude. Adapté de Trenhaile (1998) et de Webber et Hoffman (1970). Source de la carte des bassins versants : Ministère de l'environnement de l'Ontario (<http://www.ene.gov.on.ca/>)

1.4 GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE

1.4.1 Travaux antérieurs

Les basses terres de la baie James ont été investiguées initialement au cours des campagnes de terrain de la Commission géologique du Canada (R. Bell, 1877, 1879, 1885, 1896a, 1896b, 1897, 1900a, 1900b; Low, 1885, 1889, 1900, 1912; Borron, 1891; Wilson, 1906; Keele, 1920). Bell est le premier à relater la présence de bois fossile (ou dépôt de lignite) le long de la rivière Missinaibi en Ontario. J.M. Bell (1904) reconnaît ce type de dépôt entre deux séquences glaciaires et lui attribue ainsi un âge Pléistocène. Par la suite, Terasmae et Hughes (1960) ont examiné le contenu paléoécologique de plusieurs séquences nonglaciaires le long des rivières Missinaibi, Albany et Abitibi, dans le nord-est ontarien, et ont conclu que ces sédiments s'étaient mis en place au cours d'un intervalle nonglaciaire légèrement plus froid que le climat actuel. Lee et al. (1960), Remick (1961, 1963, 1964 et 1969), Remick et al. (1963a, 1963b) et McDonald (1969, 1971) présentent aussi des informations pertinentes sur la position stratigraphique des différents sédiments quaternaires et sur les directions d'écoulements glaciaires régionales. Skinner (1973) fut toutefois le premier à développer un cadre stratigraphique détaillé pour les séquences sédimentaires présentes dans le bassin de la rivière Moose, dans le secteur ontarien des basses terres de la baie James. Ses travaux ont servi de pierre d'assise aux travaux stratigraphiques pour plusieurs décennies, et les grands traits de la stratigraphie de la région de la baie James seront présentés dans la prochaine section de ce chapitre. Depuis Skinner, il y a eu très peu d'études stratigraphiques dans les basses terres de la baie James, bien que la stratigraphie de différents secteurs des basses terres de la baie d'Hudson ait fait l'objet de quelques études (Netterville, 1974; Nielsen et al., 1986; Thorleifson et al., 1993; Roy, 1998). Au Québec, la plupart des travaux subséquents portaient essentiellement sur la cartographie régionale des dépôts de surface et quelques études portaient sur le contexte géomorphologique de cette portion des basses terres de la baie James (Hardy, 1976, 1977, 1980, 1982a, 1982b).

1.4.2 Stratigraphie des basses terres de la baie James

1.4.2.1 Dépôts antérieurs au Wisconsinien

Les dépôts antérieurs au Wisconsinien sont pour la plupart localisés le long des différentes rivières qui drainent la région au sud de la baie James et de la baie d'Hudson (Severn-Winisk, Missinaibi, Abitibi, Mattagami, Harricana, et Nottaway). Ces dépôts ont fait l'objet d'études stratigraphiques et paléocologiques : Terasmae (1958), Stuiver et al. (1963), Prest (1970), Skinner (1973), Hardy (1976, 1980, 1982b), Vincent (1977), Bouchard et al. (1986), Mott et DiLabio (1990) et Thorleifson (1989, 1993). C'est cependant dans le bassin de la rivière Moose qu'on retrouve les plus vieilles séquences des basses terres de la baie James (Skinner, 1973). Il s'agit de séquences glaciaires d'âge indéterminé, mais dont la position stratigraphique indique qu'elles sont antérieures à la Formation de Missinaibi, habituellement associée à l'interglaciaire Sangamonien (stade isotopique marin (SIM), 5e). Ces dépôts, que l'on retrouve le long des rivières Coal Creek, Missinaibi (site 24M, Figure 1.1), Pivabiska et Soweska, comprennent au moins 3 tills, nommés till I, II et III, séparés par des horizons de rythmites argileuses et silteuses et des horizons de sables et de graviers, nommés sédiments intertill I-II et II-III (Skinner, 1973). Les tills sont généralement gris-brun, sableux, très compact et légèrement carbonatés. Ces trois tills dans l'ouest du bassin de la rivière Moose seraient corrélés à un seul till dans l'est du bassin. Des fabriques de till et des mesures de galets striés suggèrent un écoulement du nord-est vers le sud-ouest pour ces trois tills. Les comptages pétrographiques de ces tills ne permettent pas de distinguer une source rocheuse précise ou encore des variations de sources. Des coquilles marines ont été observées dans le till de base (I) à quelques reprises, ce qui suggère que les basses terres ont été probablement submergées par des eaux marines au moins une fois avant l'intervalle Missinaibi. Les sédiments intertill I-II et II-III sont représentés par des varves argilo-silteuses surmontées par une séquence de sables fins contenant des lentilles de diamicton. Les paléocourants mesurés dans la séquence sableuse indiquent un drainage vers le sud, soit inverse à l'actuel. Ce drainage inverse indique probablement la présence d'une glace permanente au nord. Cette séquence de trois tills et de sédiments intertill est interprétée par Skinner comme étant le résultat de l'oscillation locale d'une marge glaciaire (glaciation Illinoienne, SIM 6?).

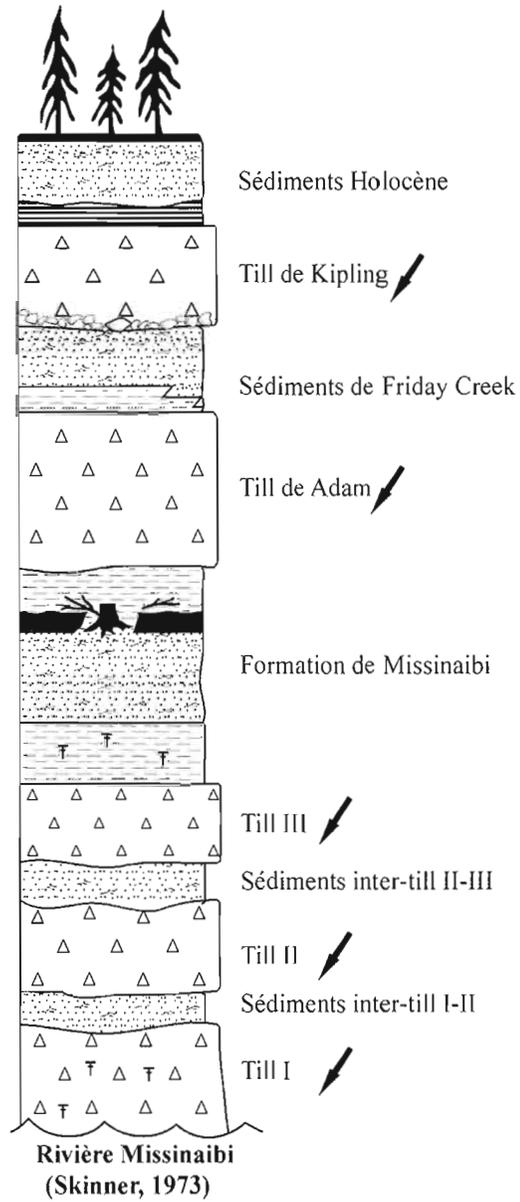


Figure 1.6 Coupe stratigraphique composite du bassin de la rivière Moose, d'après Skinner (1973).

Reposant en contact franc sur le till III, on retrouve la Formation de Missinaibi dont le stratotype se trouve au site 24M sur la rivière Missinaibi (Figure 1.1) (Skinner (1973)). Cette séquence nonglaciaire est composée de sables, silts, argiles et de macrorestes (bois, tourbes, fragments de plantes, algues, etc.). On distingue ces dépôts anciens des dépôts Holocène par leur degré de compaction et grâce à leur position stratigraphique sous la séquence glacio-sédimentaire du Wisconsinien. Cette formation, considérée comme d'âge Sangamonien, est divisée en quatre membres qui représentent de la base au sommet : 1) une incursion marine (*membre marin*); 2) l'établissement d'un drainage fluvial (*membre fluvial*); 3) le développement d'une végétation (*membre terrestre*); et 4) l'envahissement progressif par un plan d'eau douce (*membre lacustre*).

Le membre marin représente l'incursion d'un plan d'eau saline dans une dépression isostatique suite au retrait de la glace. Ce plan d'eau marin a été nommé la Mer de Bell suite aux travaux de Robert Bell décrits précédemment. L'étendue de ce plan d'eau, sa durée et son âge restent des questions toujours débattues (e.g. Thorleifson et al., 1992). Les sédiments marins de la Mer de Bell sont présents sur plusieurs sites dans le bassin de la rivière Moose, notamment le long de la rivière Kwatabohegan et près de l'embouchure de la rivière Mistuskwia. La faune marine de la mer de Bell est représentée par un assemblage de mollusques, de foraminifères, d'ostracodes et d'échinodermes et cet assemblage suggère des conditions marines (température, salinité) semblables à l'actuel dans la baie d'Hudson (Skinner, 1973). Cependant, les travaux de Wyatt (1989) ont démontré que les sédiments marins de la rivière Kwatabohegan pourraient être associés à un événement nonglaciaire antérieur au Sangamonien (voir section 1.4.3).

Suite à l'incursion marine, l'émergence des terres par le soulèvement isostatique graduel permet l'incursion fluviale et le développement d'un drainage juvénile. Le membre fluvial est représenté par une séquence de sables, graviers et silts généralement oxydés (météorisation) et très peu carbonatés avec des figures de courant suggérant un drainage normal, non perturbé (i.e. vers le nord). Le membre fluvial contient parfois un certain pourcentage de matière organique (fragments de bois, mousses, graines, feuilles, etc.). Le contact de base du membre fluvial (avec le membre marin) est de type érosif.

Le membre terrestre indique le développement d'une végétation essentiellement boréale suite au retrait de la mer de Bell (Terasmae et Hughes, 1960). Ce membre consiste en un assemblage de macrorestes végétaux dans une matrice de silt et d'argile localement stratifiée qui forme un horizon généralement très mince (2 à 5 cm), mais il peut atteindre jusqu'à deux mètres là où il est principalement constitué de tourbes. Des souches d'arbre (surtout *Picea mariana* et/ou *Larix laricina*) ont été identifiées en place (en position de vie) sur le substrat minéral (Skinner, 1973). La petite taille des arbres fossiles comparée aux arbres modernes de la région pourrait refléter un climat plus froid que l'actuel vers la fin de l'intervalle Missinaibi (Skinner, 1973). Le membre terrestre repose en général sur une zone altérée d'un dépôt antérieur.

Le membre lacustre est le plus important de la Formation de Missinaibi et il atteint fréquemment des épaisseurs de plus de 30 mètres (Skinner, 1973). Le membre lacustre a été identifié le long de plusieurs rivières qui drainent les basses terres de la baie James et il marque une transition entre des argiles organiques brunes foncées très compactes à la base et des rythmites organiques au sommet. Ces argiles lacustres semblent être concordantes et continues à travers les basses terres de la baie d'Hudson (Bell, 1904; McDonald, 1969; Prest, 1970; Skinner, 1973). Elles ont probablement été déposées à l'intérieur d'un plan d'eau similaire (ou le même) résultant de l'ennoisement graduel des basses terres de la baie d'Hudson par le blocage du drainage normal par une glace s'avancant au-dessus de l'exutoire de la baie. La longévité de ce plan d'eau est inconnu, mais le comptage des varves dans les rythmites du membre lacustre le long des rivières Big Cedar Creek et Pivabiska nécessite une durée de 500 à 700 ans (Skinner, 1973). L'assemblage pollinique du membre lacustre suggère des températures semblables ou légèrement plus froides qu'actuellement (au site 24M, Terasmae et Hughes, 1960) et représente fort probablement un mélange entre les pollens d'une forêt qui poussait au sud du lac en transgression et d'anciens pollens remobilisés de dépôts antérieurs par le ruissellement des eaux de surface.

1.4.2.2 Âge de la Formation de Missinaibi

Terasmae et Hughes (1960) ont conclu que les couches nonglaciaires de Missinaibi représentent probablement un épisode jeune de l'Interglaciaire Sangamonien (probablement corrélatif au stade isotopique 5a ou 5c). Ils sont venus à cette conclusion sur les bases de leur étude palynologique et selon des comparaisons à des spectres polliniques modernes. Ils espéraient retrouver des évidences d'un climat plus chaud (4 à 5°) qu'à l'actuel dans les enregistrements polliniques, comme c'est le cas avec la Formation de Don en Ontario (Karrow, 1990; Terasmae, 1960, 1972). Cependant, ces interprétations climatiques peuvent être faussées par l'insensibilité du biome de la forêt boréale sur les différents sites à l'étude. Selon Skinner (1973), le membre lacustre de la Formation de Missinaibi a été déposé à la toute fin de l'Interglaciaire du Sangamonien. Ceci est soutenu par la présence d'une végétation de type « tundra forestière » au sommet de cet intervalle. Comme aucune datation ne permet de confirmer l'âge de la formation, cette conclusion reste une hypothèse basée sur des observations de terrain et sur des relations stratigraphiques. Les évidences palynologiques suggèrent malgré tout la présence d'une forêt boréale dans le bassin de la rivière Moose durant l'intervalle Missinaibi (Terasmae and Hughes, 1960; Skinner, 1973). Néanmoins, McDonald (1969) et Skinner (1973), sur les bases de leurs études régionales et à partir de leur étude détaillée respective, suggèrent que les séquences de Missinaibi se sont probablement déposées durant l'interglaciaire Sangamonien selon les observations suivantes :

- 1) l'évidence d'une séquence marine relativement élevée par rapport à l'actuel à la base de la formation;
- 2) la position stratigraphique de la formation entre deux séquences glaciaires;
- 3) les assemblages palynologiques et les macrorestes indiquent une végétation essentiellement boréale, typique d'un climat relativement chaud (Terasmae, 1958; Skinner, 1973; Lichti-Federovich, 1971);
- 4) la très grande similitude entre les séquences sédimentaires de la Formation de Missinaibi et celles des sédiments postglaciaires de l'Holocène;
- 5) les mesures de paléocourants mesurés dans le membre fluvial indiquant un drainage non perturbé;
- 6) les âges ^{14}C non-finis obtenus sur les sédiments de Missinaibi dont une date qui dépasse 72,5 ka (Stuiver et al., 1978); et
- 7) les rivières de l'intervalle de Missinaibi ont incisé les dépôts quaternaires à une levation comparable (ou presque) qu'à l'actuel.

Plusieurs méthodes de datations relatives et absolues ont été appliquées à ces sédiments pour tenter de contraindre l'âge de ces sédiments, qui sont en dehors des limites du radiocarbone

(Tableau 4.1). Malgré cela, Skinner (1973) a obtenu un âge de 37, 2 ka sur une coquille marine à la base de la Formation de Missinaibi et Wyatt (1989) a obtenu un âge de 37 ka sur de la tourbe fossile de la rivière Beaver. Des investigations ultérieures ont cependant révélés des âges au-delà des limites de la méthode. L'application de la datation par thermoluminescence à des sédiments marins et lacustres reposant sous des tills a révélé des âges variant de ~73 à 38 ka (Forman et al. 1987; Berger et al., 1990) ne pouvant être réconciliés avec les données paléogéographiques régionales (i.e. absence de glace au-dessus de la baie d'Hudson au Wisconsinien moyen). Depuis la publication de ces résultats, les recherches en luminescence optique ont démontré qu'une partie du signal mesuré sur les feldspaths était instable (i.e. affecté par le phénomène de l'*anomalous fading*; (Lamothe et Auclair, 2001). Ces résultats suggèrent que ces âges TL mesurés étaient fort probablement sujets à une sous-estimation, indiquant de ce fait que ces datations peuvent être considérées comme étant non-conclusives et devaient donc être reconduites afin d'être corrigées pour ces problèmes physiques intrinsèques à cette méthode. Plus récemment, Roy (1998) a obtenu un âge de 121 ± 16 ka sur les sédiments de la rivière Nelson (attribués à l'interglaciaire Sangamonien). Cet âge semble être en accord avec les données paléogéographiques et les interprétations stratigraphiques régionales.

1.4.2.3 Séquences wisconsiniennes et tardiglaciaires

Les événements associés à la Glaciation Wisconsinienne et la déglaciation sont représentés par les différentes unités glaciaires et nonglaciaires qui reposent au-dessus de la Formation de Missinaibi. Dans les basses terres de la baie James, on retrouve généralement 2 à 3 tills au-dessus des sédiments de type Missinaibi, lesquels sont séparés par des sédiments sableux par endroits (McDonald, 1969; Skinner 1973; Thorleifson et al., 1992, 1993) (Figure 1.6). À la baie James, les écoulements glaciaires reliés à ces tills indiquent un écoulement constant vers le sud-ouest, ce qui suggère un comportement relativement stable du dôme du Labrador-Québec durant tout le Wisconsinien. Le recensement des marques d'érosion glaciaire présentes sur les affleurements rocheux du Bouclier Canadien du nord-ouest du Québec indique cependant d'importantes réorganisations de la position du dôme du Labrador-Québec au cours de la dernière glaciation (Veillette, 1995, Parent et al., 1995; Veillette et al., 1999) (Figure 1.7).

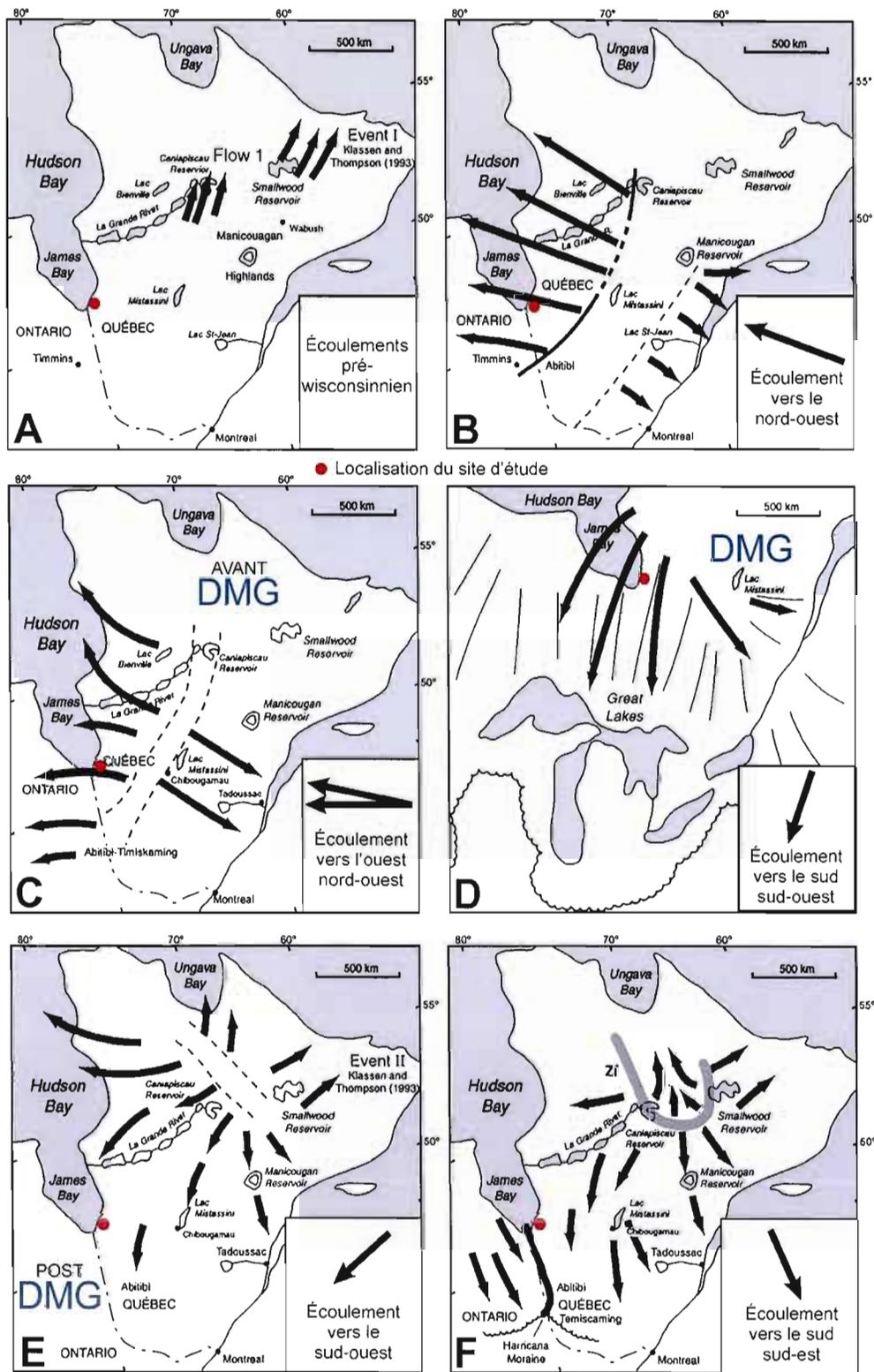


Figure 1.7 (page précédente) Chronologie des écoulements glaciaires au nord du fleuve St-Laurent durant le Wisconsinien proposée par Veillette et al. (1999). A) Orientation générale d'un écoulement pré-Wisconsinien. B) Étendue de l'écoulement vers le nord-ouest. Les lignes pleines représentent les limites connues de l'écoulement et les lignes pointillées représentent des limites présumées. C) Position du dôme de dispersion au Wisconsinien Moyen (avant le dernier maximum glaciaire, DMG). D) Position de la marge glaciaire et directions d'écoulement au dessus des Grand Lacs et de la région de la baie James durant le DMG (adapté de Dyke et Prsst, 1987). E) Position du dôme de dispersion suite au DMG. F) Écoulements glaciaires vers 10ka durant la déglaciation.

Selon la cartographie régionale de ces écoulements glaciaires, le plus ancien événement glaciaire associé au Wisconsinien de la région correspondrait à un écoulement glaciaire vers le nord-ouest (Veillette et Pomares, 1991; Veillette, 1995; Parent et al., 1995) qui a mis en place un till et des traînées de dispersion associées (Parent et al., 1995). Low (1903) a été le premier à reconnaître cet ancien mouvement glaciaire vers le nord-ouest sur la côte québécoise de la baie James. Ce "vieux" mouvement glaciaire a été reconnu plus tard principalement au nord le long de la trans-taïga (Veillette, 1995) et dans le secteur de la Petite Rivière à la Baleine–Lac à l'Eau Claire (Parent et al., 1995; Boucher, 1999). Ce mouvement est attribué à l'édification d'une calotte glaciaire située au sud du réservoir Caniapiscau (Veillette et al., 1999; Dyke et al., 2002; Veillette, 2004) durant le Wisconsinien inférieur (Figure 1.7 - B). Aucune évidence de cet écoulement vers le nord-ouest n'a été documentée par Skinner (1973) dans le bassin de la rivière Moose. Il est fort possible que les vestiges de cet ancien écoulement aient été oblitérés par les écoulements subséquents, ou encore qu'ils n'aient pas été reconnus.

Suite à une réorganisation de la calotte glaciaire au Wisconsinien Moyen à Supérieur, le centre de dispersion aurait migré graduellement vers le nord-est au nord du réservoir Caniapiscau (Figure 1.7 - E) (Veillette et al., 1999; Parent et al., 1995). Cette réorganisation aurait produit un écoulement vers l'ouest/sud-ouest, lequel est reconnu sur tout le territoire de la baie James et généralement associé au dernier maximum glaciaire (Figure 1.7 - D) (Vincent, 1977; Hardy, 1977; Veillette, 1995). Dans le bassin de la rivière Moose, le Till d'Adam, qui montre une direction d'écoulement nord-est/sud-ouest, aurait été déposé au cours de cet épisode. Ce till est bien exposé le long des rivières Mattagami et Missinaibi où il

est représenté par un diamicton vert argileux contenant des inclusions de formation nonglaciale.

Le dôme de dispersion glaciaire est demeuré relativement stable au cours du Wisconsinien supérieur (Prest, 1984). Cependant, au tardiglaciaire, la marge glaciaire du secteur du Labrador-Québec se scinde en deux pour former le dôme du Nouveau-Québec à l'est et le dôme d'Hudson à l'ouest au niveau de la moraine d'Harricana (Figure 1.7 - F). À ce moment, l'écoulement glaciaire se faisait pratiquement dans un axe franc sud, vers les eaux du lac proglaciaire Ojibway qui s'était développé au sud du front glaciaire. Le démantèlement du courant glaciaire de la baie James entraîne alors un important ré-équilibre glaciodynamique, qui se manifesta par la mise en place de la moraine de Sakami (Hillaire-Marcel et al., 1981; Parent et al., 1995). Cette ouverture le long de la moraine d'Harricana permet l'expansion de lac glaciaire Ojibway vers le nord-ouest, suivant le retrait du glacier du Labrador (Veillette, 1994).

Dans les basses terres de la baie James, le tardiglaciaire est représenté par les sédiments qui recouvrent le Till d'Adam. Le contact entre le Till d'Adam et l'unité supérieure, le Till de Kipling, est marqué par d'importantes concentrations de blocs et, par endroits, par une séquence de sédiments nonglaciaires généralement bien triés (Skinner, 1973). Ces sédiments, nommés sédiments de Friday Creek, sont représentés par des rythmites de sables et silts avec des figures de courant qui indiquent un drainage perturbé par une glace au nord. Ces sédiments sont attribués à une période de « déglaciation précoce » des basses terres de la baie James par Skinner (1973). Selon lui, de par leur position stratigraphique, ces sédiments pourraient être corrélés avec les séquences glaciolacustres Ojibway que l'on retrouve sous-jacentes au Till de Cochrane dans le bassin du Lac Agassiz/Ojibway.

Dans le secteur québécois des basses terres de la baie James, le substrat argileux du lac Ojibway semble avoir favorisé les crues glaciaires du glacier d'Hudson dans les eaux du lac. Il s'agit des phases de Cochrane, pour lesquelles trois mouvements ont été répertoriés à partir des marques d'écoulements et de variations de composition des argiles varvées d'Ojibway (Hardy, 1976, 1977). La première crue glaciaire (Cochrane I) a été documentée comme s'écoulant dans un axe est, sud-est (N115°-155°) et elle se serait produite vers 8.3 ka (Hardy,

1976). Il s'agit de la plus méridionale des récurrences de Cochrane. Le site à l'étude sur la rivière Nottaway se situe à la limite nord de l'écoulement Cochrane I (Figure 1.8) et pourrait ne pas avoir enregistré cette réavancée. La seconde récurrence, celle de Rupert, se manifeste par un écoulement principalement orienté vers l'est (N090°) et elle semble être confinée à la côte est de la baie James, entre la latitude 50°30'N et la rivière Rupert (Figure 1.8). Par la suite, la seconde ré-avancée de Cochrane est la dernière manifestation du glacier d'Hudson avant la déglaciation finale du territoire de la baie James (Hardy, 1976). Les directions d'écoulement associées au Cochrane II indiquent un mouvement qui varie entre N135° et N180° (Hardy, 1976). Selon Skinner (1973), les récurrences de Cochrane (*sensu stricto*) seraient l'équivalent stratigraphique du till de Kipling du côté ontarien. En effet, ce till serait le résultat d'une crue glaciaire, tel que proposé initialement par Hughes (1959).

Après le recul des glaces suite aux réavancées du Cochrane et Rupert, le lac Ojibway a migré progressivement vers le nord, suivant les limites du front glaciaire. La vidange finale des eaux Ojibway dans la Mer de Tyrrell est estimée à 7,7 ka (8470 cal yr BP) (Barber et al., 1999). Bien que les modèles traditionnels de déglaciation (e.g. Dyke and Prest, 1987) suggèrent que cet événement soit relié à une rupture de la marge glaciaire, de nouveaux modèles suggèrent plutôt un déversement sous-glaciaire (Clarke et al., 2003, 2004). Cette vidange aurait occasionné le déversement d'un très grand volume d'eau douce dans la mer de Tyrrell, évalué à 114 000 km³. (Veillette, 1994). Par la suite, la Mer de Tyrrell a inondé une partie des basses terres de la baie James, laissant une puissante couverture de sédiments marins (voir limites marines, Figure 1.8). Le relèvement isostatique subséquent est marqué par de nombreuses plages et cordons littoraux.

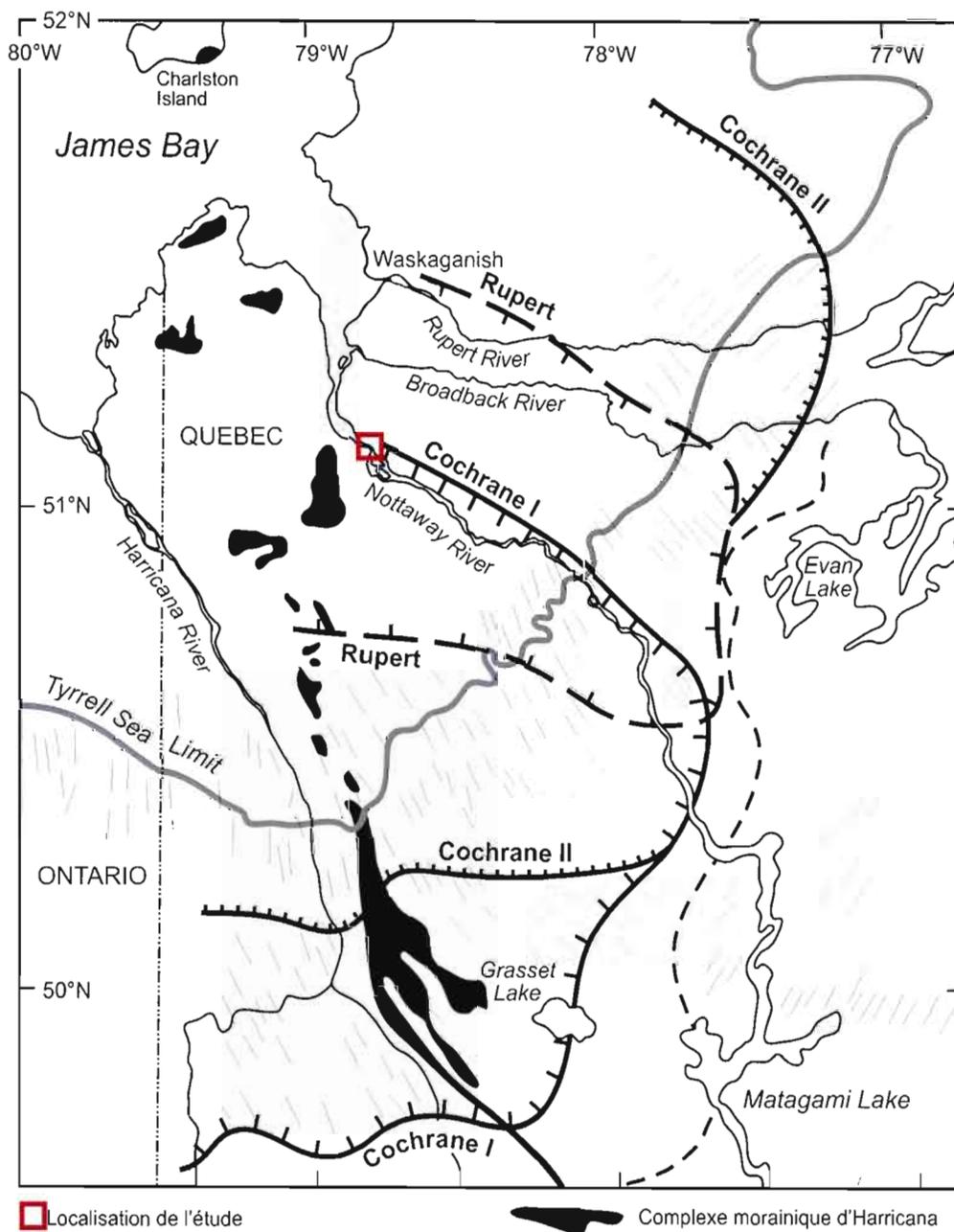
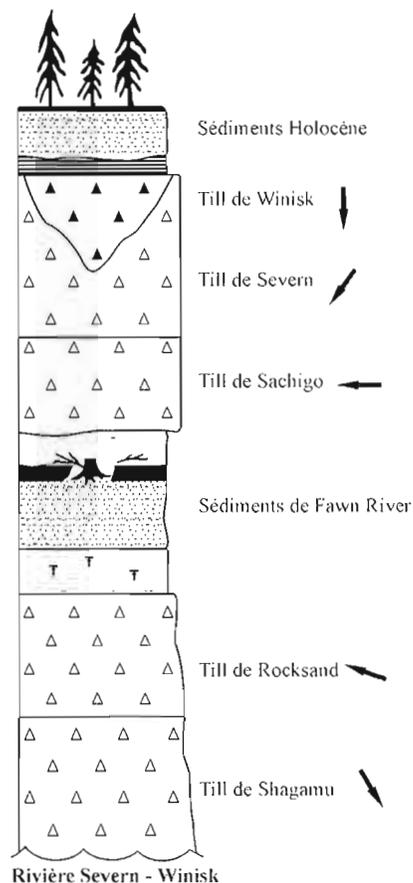


Figure 1.8 Limite des différentes crues glaciaires du glacier d'Hudson sur la côte québécoise de la baie James (Cochrane I, Rupert et Cochrane II) (modifiée de Veillette, 1997 ; d'après Hardy, 1976).

1.4.3 Stratigraphie du centre des basses terres de la baie d'Hudson

Au nord-ouest du bassin de la rivière Moose, sur les abords de la baie d'Hudson, les rivières Winisk et Severn présentent une séquence stratigraphique analogue à celle décrite par Skinner (1973). Les travaux de Thorleifson (1989, 1992) présentent 5 séquences glaciaires entrecoupées par une séquence nonglaciaire pré-Holocène. Le till de base, le till de Shagamu, a probablement été déposé par une glace s'écoulant vers le sud-est (par la présence d'erratiques marqueurs) et pourrait être corrélé au second till « pré-Missinaibi » dans le bassin de la rivière Moose. Ensuite, la composition du till de Rocksand ainsi que l'analyse des fabriques suggèrent un écoulement vers le nord ouest.



Les Sédiments de Fawn River sont représentés par un membre marin à la base, suivi par un membre fluviatile, terrestre et lacustre. Cette succession stratigraphique est similaire à la Formation de Missinaibi décrite par Skinner (1973). Cette séquence comprend les graviers de Fawn River décrit par McDonald (1969). La mesure des palécourants dans cette séquence suggère un drainage normal parallèle au drainage actuel. Au sommet de la séquence nonglaciaire, le Till de Shachigo indique des évidences d'écoulement vers l'ouest. La transition entre le till de Sachigo et le Till de Severn est marquée par un changement de couleur vers le brun-gris. Ce changement de couleur est attribué au changement de la direction de l'écoulement glaciaire vers le sud. Le Till de Winisk quant à lui, est attribué aux crues glaciaires tardives du glacier d'Hudson vers le sud.

Figure 1.9 Coupe stratigraphique composite du bassin des rivières Severn et Winisk d'après Thorleifson (1989).

Une chronologie relative a été développée en étudiant la racémisation des acides aminés des coquilles marines présentes à l'intérieur des tills ou *in situ* dans les sédiments marins (Figure 1.10). Lors de la mort d'un organisme vivant, la racémisation des acides aminés est un processus très lent et qui dépend de l'espèce et des conditions physico-chimiques (pH, température). Puisque cette méthode dépend des conditions lors de la diagenèse précoce, cette méthode ne peut être utilisée pour obtenir des datations absolues. Cependant, elle permet de comparer l'âge de fossiles d'une même espèce qui auraient évolué dans les mêmes conditions au cours de leur fossilisation (Miller et al., 1985). Cette chronologie relative des différentes séquences nonglaciaires des basses terres de la baie d'Hudson a été appliquée par Shilts (1982; 1984), Shilts et Wyatt (1988), Andrews et al. (1983) et Wyatt (1989, 1990). Se fondant sur l'hypothèse que la séquence marine de la rivière Kwataboahagan (sédiment de la Mer de Bell) est d'âge Sangamonien (125 ka), Andrews et al. (1983) ont proposé un patron chronologique pour les différents événements glaciaires et non glaciaires. En attribuant les coquilles de la Mer de Bell au MIS 5^e (125 ka), leurs données ont révélés au moins deux regroupements de ratios entre l'épisode Sangamonien de la Mer de Bell et l'invasion Holocène de la Mer de Tyrrell, sur la base desquels ils ont suggéré que la baie d'Hudson ait été libre de glace à 35, 76, et 105 ka. Cependant, peu d'évidence sur le terrain semble confirmer cette proposition.

Coquilles échantillonnées *in situ* dans le sédiment

Les résultats révèlent la présence de deux événements nonglaciaires pré-Holocène. En effet, pour les coquilles Holocène (rivière Severn), ils obtiennent des ratios aIle/Ile de 0.03 et pour les coquilles associées aux séquences de la Mer de Bell (rivière Kwataboahagan), ils obtiennent des ratios de 0.22. Cependant, les coquilles échantillonnées sur les rivières Severn et Abitibi révèlent des rapports de 0.07 à 0.15, soit intermédiaires entre les rapports Holocène et les rapports de la Mer de Bell. Selon Andrews et al (1984), ces rapports intermédiaires reflètent une incursion marine pré-Holocène et post-Mer de Bell, nommée Mer de Prest.

Coquilles transportées échantillonnées dans les séquences glaciaires

Les analyses sur les coquilles transportées présentent des valeurs de ratios aIle/Ile beaucoup plus étendues que les coquilles échantillonnées *in situ*. Cette distribution est fort probablement tributaire d'un mélange lors de l'érosion des différentes unités glaciaires et/ou

à une différence de température subie par les coquilles lors du transport. Néanmoins, malgré la grande distribution, on remarque que les fragments de coquilles trouvés dans les tills les plus anciens (Rocksand, Sachigo) ont des rapports aIle/Ile plus élevés que les débris de coquilles retrouvés dans les tills récents (Winisk et Severn).

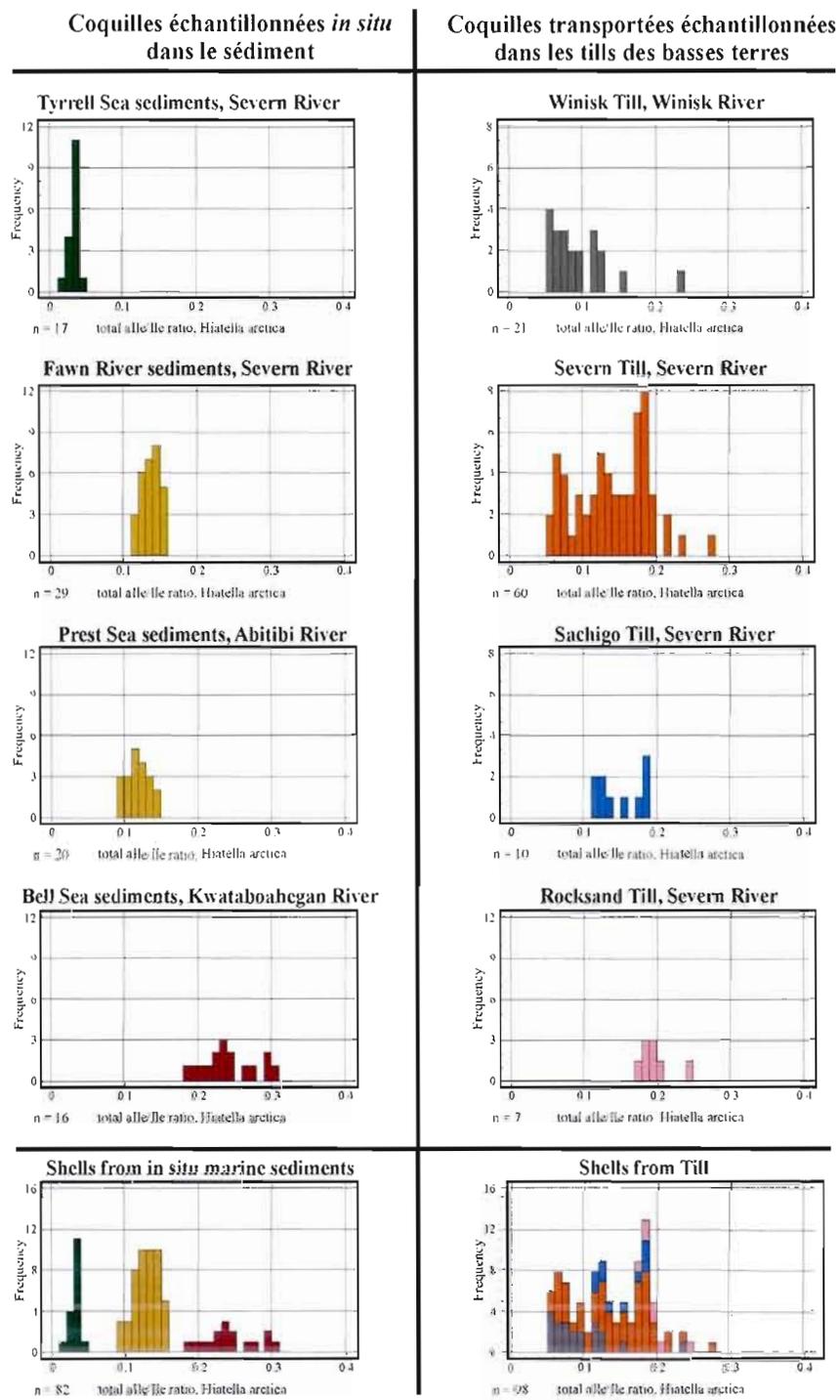


Figure 1.10 Analyses des ratios en acides aminés (alle/ile) des coquilles fossiles des basses terres de la baie James (Modifié de Wyatt, 1989)

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE

2.1 TRAVAUX SUR LE TERRAIN

Les travaux de terrain se sont déroulés au cours du mois de juillet 2006. Les séquences sédimentaires quaternaires exposées le long de la rivière Nottaway ont fait l'objet d'une étude stratigraphique détaillée. Spécifiquement, cinq coupes ont été investiguées (coupe du camp, du cirque, des hirondelles, des tourbes et des rapides). Les différentes coupes ont été nettoyées à la pelle, mesurées, décrites, photographiées et échantillonnées systématiquement. Un total de 78 échantillons de sédiments glaciaires (16) et nonglaciaires (62) ont été prélevés pour fins d'analyses. Pour l'étude des sédiments glaciaires, environ 6 kg de till ont été prélevés sur le terrain pour chaque échantillon. Six fabriques de till (en deux dimensions) ont été mesurées dans ces séquences glaciaires. Pour l'échantillonnage des séquences nonglaciaires, des blocs d'environ 20x20x20 cm furent découpés et enveloppés dans une pellicule de cellophane. Pour le faciès riche en matériel organique (coupe des tourbes), un méga-bloc de 50x50x40 cm a été échantillonné. Des gouttières d'environ 1m de long furent également utilisées pour l'échantillonnage en continu de séquences nonglaciaires (varves, argiles lacustres et sables organiques). La séquence nonglaciaire fut également échantillonnée (~10 cm³) systématiquement aux 10 cm pour des analyses palynologiques. Pour la datation en luminescence, des tubes de plastique noir opaque furent utilisés pour l'échantillonnage des sables nonglaciaires.

2.2 TRAVAUX EN LABORATOIRE

2.2.1 Datation radiocarbone

La couche externe d'un échantillon de bois (06N001C) d'environ 5 grammes de la séquence nonglaciaire a été nettoyée à l'aide d'un dremel© pour éviter toute contamination de surface et ensuite envoyé au *Lawrence Livermore National Laboratory* en Californie pour la datation au radiocarbone.

2.2.2. Analyses granulométriques et géochimiques des tills

Pour ces analyses, les échantillons de till ont été préalablement séchés à l'étuve pendant 5 heures à 75°C. Pour l'analyse granulométrique, les échantillons ont été tamisés à sec jusqu'à l'obtention d'environ 100 grammes de matériel de la fraction < 2mm. L'analyse géochimique a été déterminée par spectrométrie d'émission atomique par plasma à couplage inductif (ICP-AES) sur environ 15 grammes de la fraction < 63µm. La plupart des échantillons ont nécessité un léger broyage dans un mortier en « *diamonite* » afin d'être complètement désagrégés. L'analyse granulométrique et l'analyse géochimique des tills furent effectuées au Laboratoire INRS-ETE de la Commission géologique du Canada à Québec.

2.2.3 Minéralogie de la fraction fine des tills

Les principales phases minérales de la fraction <63 µm des tills ont été analysées par la diffraction des rayons X au laboratoire de radiocristallographie du Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère de l'UQAM, sous la supervision de M. Michel Preda.

2.2.4 Teneur en carbonate des tills

La teneur en carbonate a été déterminée sur la fraction $< 63\mu\text{m}$ des tills (même protocole qu'en 2.2.3). Les échantillons ont tout d'abord été mis au dessiccateur durant 24 heures et ils ont été ensuite broyés avec un mortier en *diamonite*. L'analyse fut effectuée par un analyseur élémentaire Carlo-Erba (CHNS) NC2500 au Laboratoire GEOTOP UQAM-McGILL. L'analyseur effectue deux types d'analyses : les teneurs en carbone total et en carbone organique. Pour déterminer la teneur en carbone inorganique, à partir de laquelle on évalue la teneur en carbonate des tills, il suffit donc de soustraire le carbone organique au carbone total.

Spécifiquement, le carbone total est déterminé à partir d'environ 8 mg de matériel présent dans une coupelle en étain (l'étain sert de catalyseur lors de l'analyse). Un duplicata est analysé pour chaque échantillon. Ensuite les coupelles sont fermées et passées à l'analyseur élémentaire. Pour le carbone organique, entre 15 et 20 mg de matériel est déposé dans des coupelles en argent. Dans ce cas-ci, une fumigation est nécessaire (avant de fermer les coupelles) pour éliminer le carbone inorganique et ainsi conserver que le carbone organique. Pour cela, les coupelles d'argent (remplies de matériel) et 4 petits bécjers remplis de HCl concentré sont placés sous une cloche de verre pour une durée de 24 heures. Les vapeurs de HCl vont attaquer le carbone inorganique pour ne laisser que du carbone organique. Ensuite, les coupelles d'argent seront fermées et mise dans des coupelles d'étain pour l'analyse élémentaire.

2.2.5 Préparations pour les comptages pétrographiques

Les comptages pétrographiques ont été effectués sur la fraction granulométrique comprise entre 4 et 8 mm des tills. Environ 4,5 kg de sédiments ont été préalablement tamisés sous l'eau en utilisant les tamis de 8mm, 4mm, 1mm et 250 μm . Par la suite, les galets de la fraction $>8\text{mm}$ et de la fraction comprise entre 4 et 8mm ont été identifiés sous une loupe binoculaire.

2.2.6 Analyses des macrorestes organiques

Le faciès riche en matériel organique de l'unité nonglaciale pré-Holocène de la rivière Nottaway a fait l'objet d'analyses paléoécologiques détaillées au Laboratoire de géographie de l'Université du Québec à Montréal, en collaboration avec Claire Lacroix, étudiante au baccalauréat en géographie de l'UQAM. Neuf niveaux de la séquence nonglaciale ont été analysés. Un volume d'environ 100 à 125 cm³ fut utilisé pour chaque échantillon. Pour cette analyse, nous avons utilisé les tamis suivants dans le but de faciliter le comptage : 2mm, 1mm, 500µm et 250µm. Ensuite, les macrorestes de chaque fraction furent identifiés et dénombrés sous la loupe binoculaire. Les détails de ces analyses et les résultats sont présentés au Chapitre IV.

2.2.7 Analyses palynologiques

L'analyse palynologique des sédiments nonglaciaires nécessite des traitements chimiques préalables du sédiment de façon à concentrer les palynomorphes (pollens, spores, kystes d'algues et réseaux organiques de différents protistes). Les détails de ce traitement sont présentés en Appendice A. Une fois que les pollens, spores et autres palynomorphes sont concentrés, ces derniers sont placés sur des lames minces pour fins d'analyses. Les analyses palynologiques ont été effectuées par l'auteur de ce mémoire au Laboratoire Jacques-Rousseau de l'Université de Montréal. L'observation et le comptage de chaque lame se fait au microscope optique à lumière transmise à un grossissement de 250X à 1250X. Les détails de ces analyses et les résultats de compte de pollens sont présentés au Chapitre IV.

2.2.8 Analyse de perte au feu

La perte au feu permet d'estimer la teneur en matière organique d'un échantillon. Au total, 40 échantillons de la séquence nonglaciale furent analysés pour la perte au feu. Le protocole d'analyse s'effectue sur deux jours. Les détails des manipulations peuvent être consultés en Appendice A et les résultats sont présentés au Chapitre IV.

2.2.9 Datation par luminescence optiquement stimulée

Un seul échantillon de la séquence nonglacière fut daté par luminescence optique au laboratoire LUX de l'Université du Québec à Montréal. L'échantillon provient d'un horizon sableux contenant du bois fossile et de la matière organique. Dans ce cas-ci, la datation par luminescence optiquement stimulée a été effectuée sur les feldspaths potassiques.

Le matériel échantillonné avec un tube sur le terrain fut vidé et tamisé en chambre noire afin d'isoler la fraction 150-250 μm . Ensuite, cette fraction a été attaquée au HCl (10%) pour éliminer les minéraux carbonatés. Les feldspaths furent ensuite séparés des autres minéraux à l'aide d'une liqueur dense faite de polytungstate de sodium (ajusté à une densité de 2,58). Le matériel résultant fut monté en monocouche sur des disques (24) en aluminium (collé avec une pellicule de silicone). Par la suite, ces aliquotes sont lues sur un appareil de luminescence de type Risø (Figure 2.1). La stimulation de lumière de cet appareil est dans la bande spectrale de l'infra-rouge et l'émission mesurée est dans le bleu-violet. Les détails de la méthode et les résultats sont présentés au Chapitre IV.

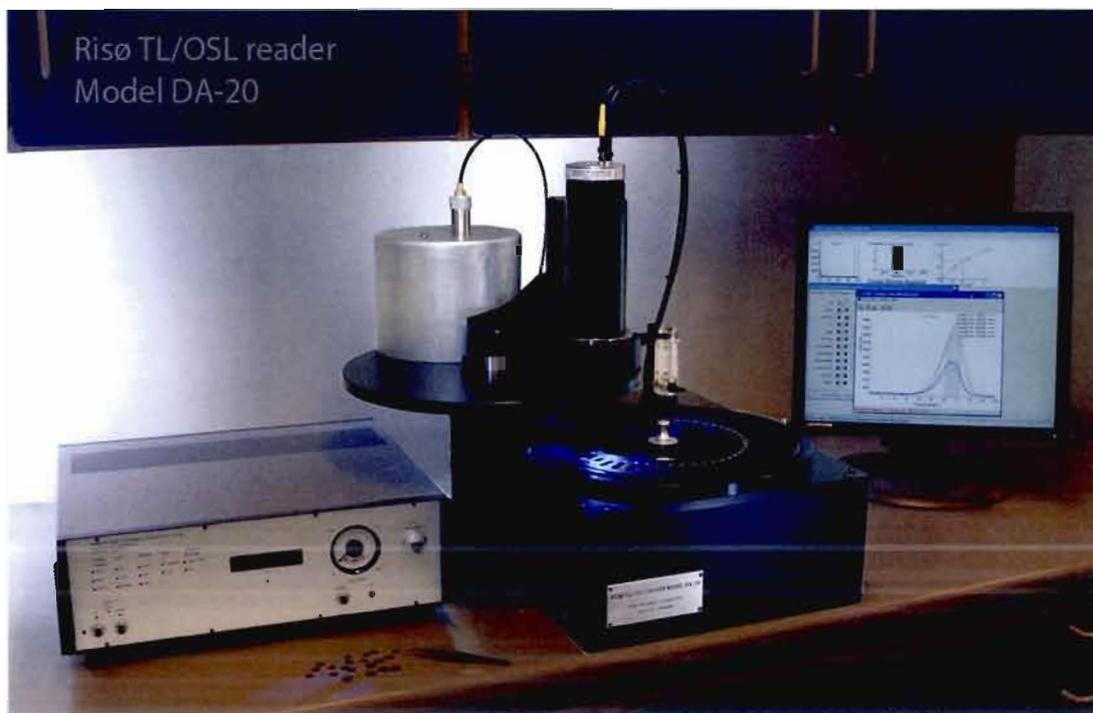


Figure 2.1 Appareil Risø modèle DA-20 (source : www.risoe.dk)

2.2.10 Datation TH/U

Six échantillons de bois provenant de la séquence nonglaciaire de la rivière Nottaway et un arbre moderne furent analysés pour la datation Uranium-Thorium.

La plupart des échantillons se présentent sous la forme de petites branches de moins de 1 cm de diamètre (Figure 2.2-A), bien que des échantillons de plus grande taille ont également été retrouvés (Figure 2.2-B, en long et en section). Les échantillons dont la taille dépassait 5 centimètres de diamètre et 1 mètre en longueur ont fait l'objet de plusieurs analyses (à des endroits différents dans le bois) pour porter le nombre d'analyses à 11. De plus, un échantillon de bois moderne (*Picea mariana*) a été récolté vivant près du réservoir Opinaca (E08001). L'application de la méthode de datation U/Th à des bois fossiles nécessite une série de manipulations et de traitements du matériel avant les analyses de spectrométrie de masse. Les détails de ces analyses, qui ont été effectuées au GÉOTOP UQAM-McGill, sont présentés à l'Appendice A et les résultats sont présentés au Chapitre IV.

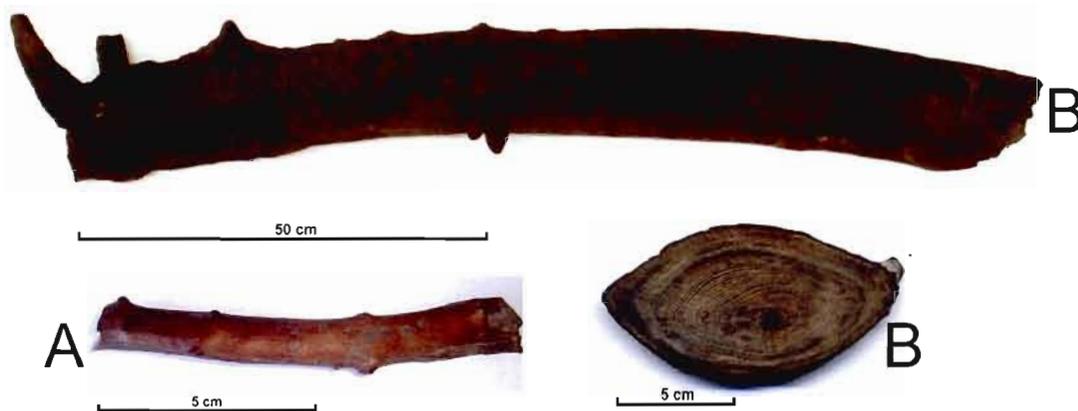


Figure 2.2 Photos d'échantillons de bois fossiles de la séquence nonglaciaire de la rivière Nottaway

CHAPITRE III

LITHOSTRATIGRAPHIE

3.1 LOCALISATION DES COUPES INVESTIGUÉES

Cinq coupes ont été investiguées le long d'un segment d'environ 1 km sur la rive ouest de la rivière Nottaway. À cet endroit, la rivière est encaissée sur plus de vingt mètres dans les dépôts meubles exposant ainsi les séquences quaternaires, lesquelles seront décrites dans ce chapitre.

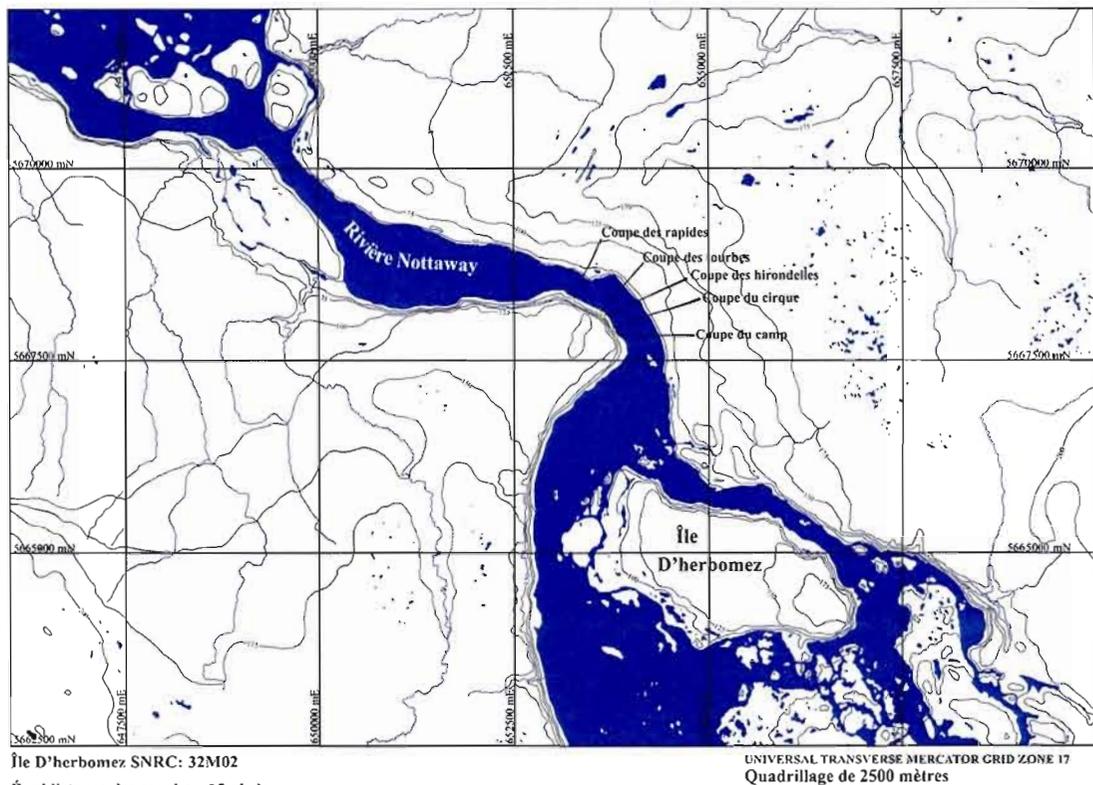


Figure 3.1 Localisation des coupes investiguées sur la rivière Nottaway

- Coupe des rapides, N 51° 08' 45" W 78° 48' 32"
- Coupe des tourbes, N 51° 08' 38" W 78° 48' 14"
- Coupe aux hirondelles, N 51° 08' 37" W 78° 48' 12"
- Coupe du cirque, N 51° 08' 32" W 78° 48' 06"
- Coupe du camp, N 51° 08' 28" W 78° 48' 04"

3.2 LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA COUPE DES RAPIDES

Dans ce secteur, les coupes présentent une série d'unités de tills montrant différents faciès. Ces tills, contrairement aux tills typiques des basses terres, sont relativement sableux et les galets glaciaires en forme d'ogive montrent des arêtes très bien développées.

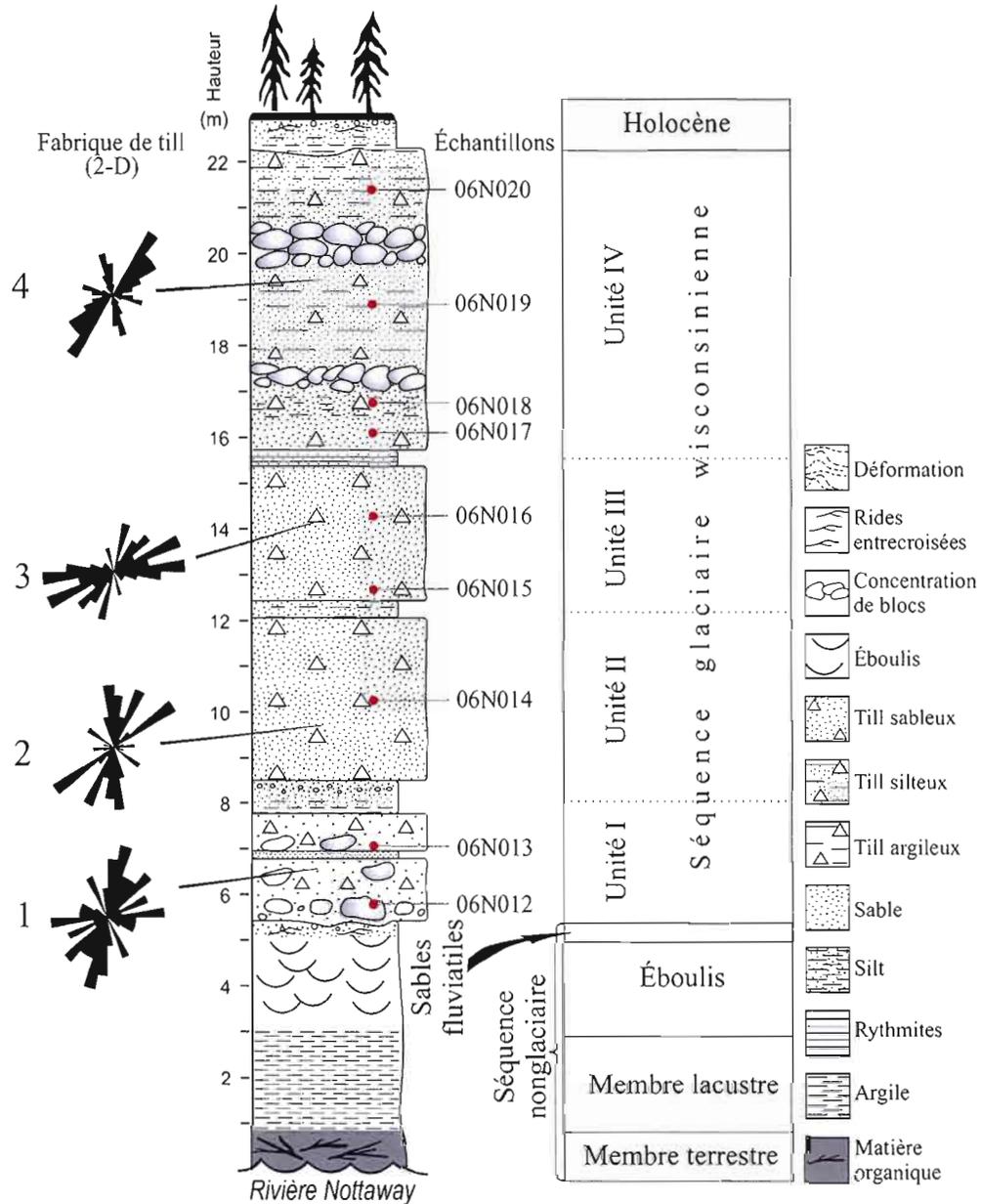


Figure 3.2 Profil lithostratigraphique de la coupe des rapides.

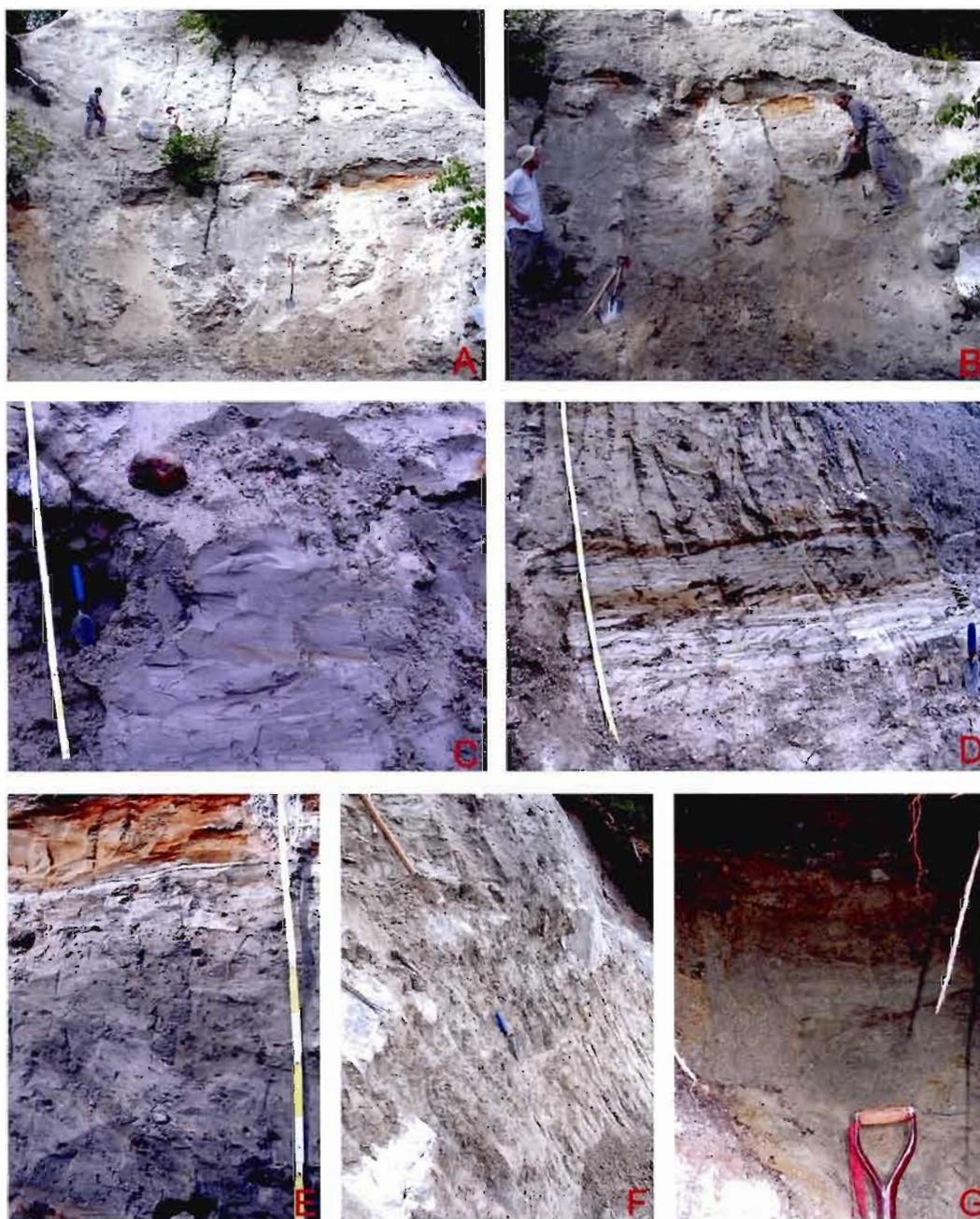


Figure 3.3 Photos de la coupe des rapides. A et B) Vue générale du sommet de la coupe C) Sables gris lités à la base de la coupe. D) Lits de matériaux triés (sables et graviers) dans la séquence glaciaire. E) Lit oxydé à 8 mètres de la base. F) Concentration de blocs au sommet de la coupe dans l'unité IV. G) Unité de sables et graviers pauvrement triés contenant des lits à galets jointifs au sommet de la coupe.

Cette coupe fait 23 mètres de hauteur. Comme la plupart des coupes le long de ce segment de la rivière Nottaway, on remarque la présence d'une unité nonglaciaire contenant du matériel organique qui affleure au niveau de la rivière. Cette séquence nonglaciaire sera décrite en détails au Chapitre IV, avec les données paléocéologiques et géochronologiques.

À la base de la coupe, il y a un éboulis d'environ 3 mètres au niveau de la rupture de pente formée par la séquence nonglaciaire. Au-dessus de ce niveau, il y a une séquence de sable gris lité de 55 cm montrant des rides entrecroisées légèrement déformée qui renferment de petits lits (cm) de matière organique. Les déformations sont trop importantes pour la mesure de paléocourants.

Ces sables gris sont tronqués par une concentration de blocs non jointifs (blocs de 20-40 cm) dans une matrice de sables fins. Le contact entre ces deux unités semble érosif. Cette concentration de blocs repose à la base d'une puissante séquence de till de plus de 15 mètres d'épaisseur présentant plusieurs faciès qui sont ici regroupés en unités I, II, III et IV. La partie inférieure de ce diamicton qui forme l'unité I, renferme de nombreux lits de sables triés (et très oxydés) mais discontinus qui ne montrent aucune figure de courant. Quelques blocs de carbonates sont visibles dans cette unité. Il s'agit probablement d'une séquence glaciaire qui dérive de l'érosion des sables nonglaciaires sous-jacents et qui a été mise en place sous une glace au contact avec beaucoup d'eau de fonte. On remarque aussi des structures de déformation dans les lits de sables (plis et failles). La partie sommitale de ce till est surmontée d'un lit de silts, sables et graviers oxydés de 40 cm d'épaisseur (Figure 3.3-E). La base de ce lit est constituée d'argiles et silts qui passent graduellement à des sables et graviers très oxydés avec des figures de courant. Il présente beaucoup de structures d'échappement d'eau. Les rides entrecroisées suggèrent un écoulement vers l'ouest (N268, N278) mais les déformations sont très importantes et la prise de mesure s'avère difficile. Ce lit peut être suivi sur près de 100 mètres latéralement. Les fabriques de till 1 et 2 en deux dimensions (Figure 3.2) de part et d'autre de cette unité suggèrent un écoulement glaciaire dans l'axe nord-est/sud-ouest. Les comptes pétrographiques de la base de l'unité I révèlent la présence de carbonates provenant de la plateforme d'Hudson. Sur les 9 échantillons de till de cette séquence, seul l'échantillon à la base de la coupe (06N012) présente un faible pourcentage de

carbonates (3,5%) et de grauwackes Protérozoïques (0,8%) (Figure 3.4). Les analyses de teneur en carbonates révèlent aussi une très faible teneur de carbonates dans la fraction < 63 μm pour l'échantillon 06N012 de l'ordre de 0,01% tandis que les 8 autres tills présentent des valeurs nulles (Tableau 3.1).

Tableau 3.1 Analyse de teneur en carbone inorganique de la fraction fine (< 63 μm) des tills de la coupe des rapides

| Échantillons | Carbone Organique (%) | Carbone Total (%) | Carbone Inorganique (%) |
|--------------|-----------------------|-------------------|-------------------------|
| 06N020 | 0,10 | 0,10 | 0,00 |
| 06N019 | 0,09 | 0,09 | 0,00 |
| 06N018 | 0,10 | 0,10 | 0,00 |
| 06N017 | 0,09 | 0,09 | 0,00 |
| 06N016 | 0,09 | 0,09 | 0,00 |
| 06N015 | 0,08 | 0,08 | 0,00 |
| 06N014 | 0,09 | 0,09 | 0,00 |
| 06N013 | 0,11 | 0,11 | 0,00 |
| 06N012 | 0,12 | 0,13 | 0,01 |

Par la suite, cet horizon de silts, sables et graviers est surmonté par trois unités de tills d'environ 13 mètres d'épaisseur (unité II, III et IV). Il s'agit d'un till gris sableux avec des galets non jointifs. Il présente peu de lentilles de matériel trié comme le till inférieur. Les comptes pétrographiques, les fabriques 2-D de till 2, 3 et 4 de cette séquence et les comptages pétrographiques suggèrent un écoulement vers le sud-ouest. Cependant, l'unité 3 suggère un écoulement qui tend vers l'ouest/sud-ouest. Cette séquence de till (unité II, III et IV) est très constante pour ce qui est de la nature des clastes. Le pourcentage de galets glaciaires d'origine intrusive (ignée) varie entre 20 et 30% et celui des galets d'origine métamorphique varie de 65 à 75% pour les échantillons 06N013 à 06N020 (Figure 3.4). Au sommet de cette séquence de till, on note la présence de deux concentrations de blocs plus ou moins continues séparées par un till (unité IV) à deux faciès (silty-sableux). La lithologie de ces concentrations de blocs est de même nature que celle des tills, soit exclusivement des roches cristallines d'origine du Supérieur. Le diamicton de l'unité IV présente un till à matrice plus fine que les tills à la base de la séquence (Figure 3.5). Dans les tills à matrice fine, des pavages de blocs sont souvent observés. Dans ce type de séquence, les clastes par contraste de densité vont descendre jusqu'à la base de l'unité créant ainsi des horizons riches en blocs

et graviers (Clark, 1991). Au sommet de cette séquence glaciaire, on retrouve une unité lâche de sables et graviers pauvrement triés contenant des lits à clastes jointifs qui indiquent un écoulement vers la baie. Cette unité très oxydée est présente au sommet de la plupart des coupes. Les sols organiques modernes se sont développés sur cette unité. Les analyses géochimiques des tills ainsi que la minéralogie de la fraction fine ($<63\mu\text{m}$) des tills ne montrent aucune information additionnelle et ces résultats sont présentés à l'Appendice B.

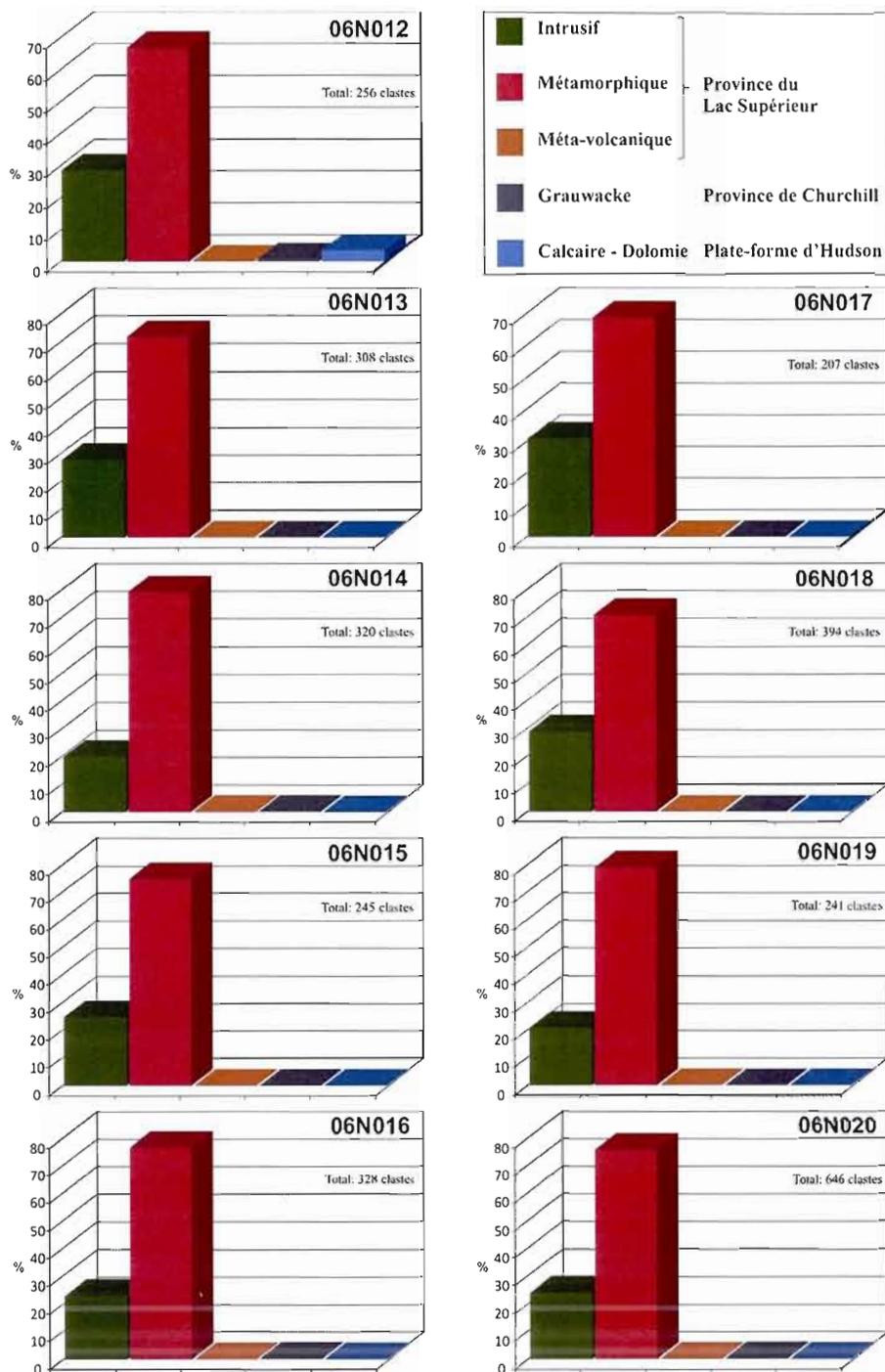


Figure 3.4 Résultats des comptes pétrographiques pour les unités glaciaires de la coupe des rapides. Analyses des clastes de la fraction : de 4mm à 8mm.

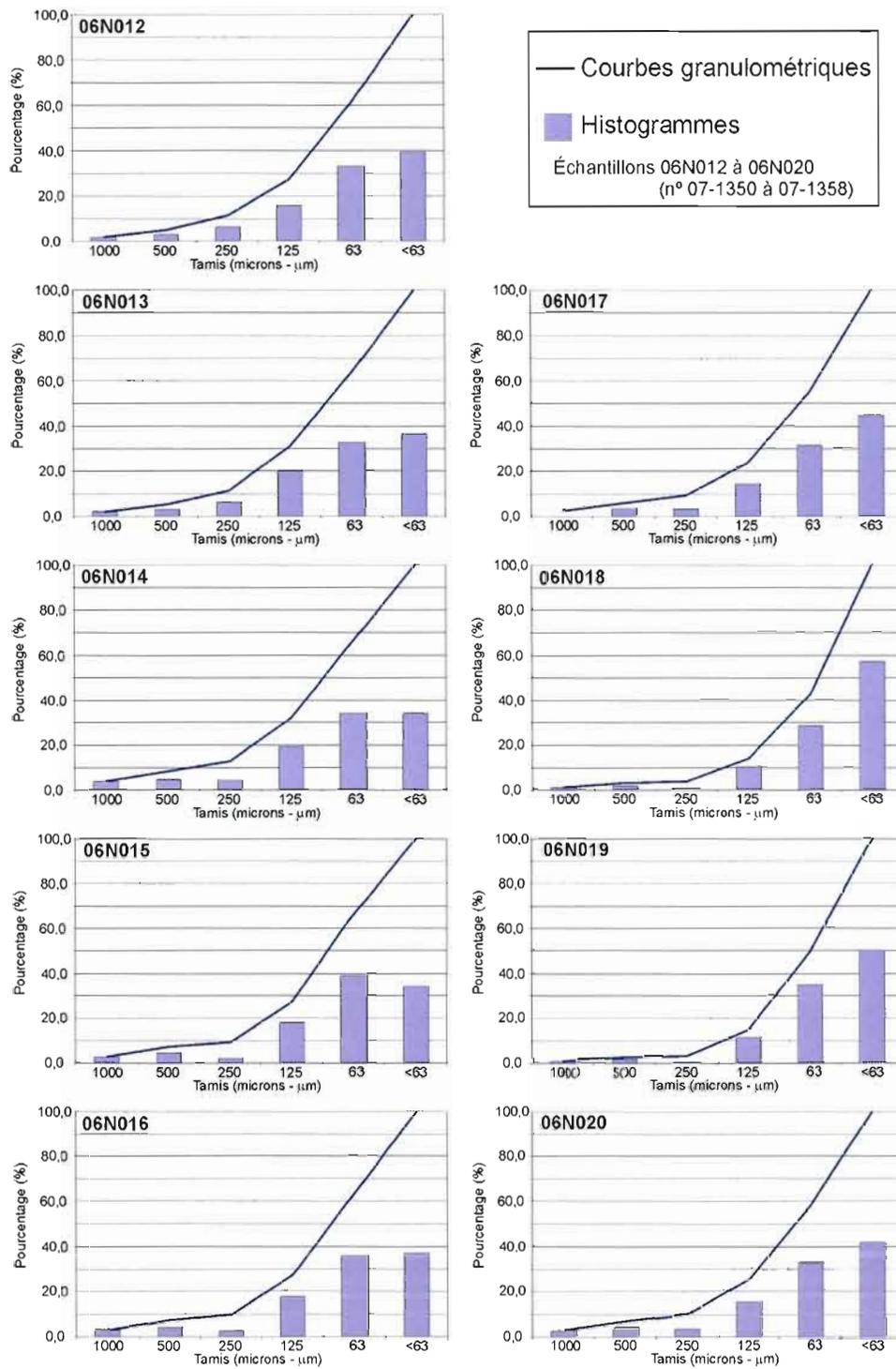


Figure 3.5 Histogrammes et courbes de la distribution granulométrique de la matrice des unités glaciaires de la coupe des rapides.

3.2.1 Interprétation de la coupe des rapides

La coupe des rapides présente une série d'unités avec des galets glaciaires en ogive très bien développés et une matrice sableuse caractéristique des tills venant de l'est/nord-est. Le matériel d'érosion des roches métamorphiques et intrusives de la Province du Lac Supérieur (taille terminale des grains) a probablement contribué à la formation de la matrice grossière de ces tills. En effet, la matrice de ces séquences est beaucoup plus grossière que la matrice des tills associés aux crues du Cochrane (voir coupe du cirque). De plus, le caractère sableux de ces tills est aussi fort probablement tributaire du remaniement du membre fluviatile de l'unité nonglacière sous-jacente qui forme un unité de base sur la majeure partie de la rivière. De la base au sommet, les fabriques de till 2-D suggèrent un écoulement vers le sud-ouest en accord avec les comptes pétrographiques dominés par du matériel provenant principalement de la Province du Lac Supérieur. La fabrique #3 suggère cependant un écoulement qui tend vers l'ouest/sud-ouest. L'unité de till de base (06N012) quant à elle, présente de faibles pourcentages de calcaire de la plate-forme d'Hudson et de grauwaacke Protérozoïque. Ces lithologies pourraient dériver du recyclage de matériel plus ancien mis en place par des écoulements antérieurs vers le sud-est ou vers l'est au début du Wisconsinien ou au cours de glaciations précédentes. Cette situation est semblable à celle décrite dans la fosse des Mines Selbaie (Veillette et al., 2005) dans le nord de l'abitiibi où un till riche en carbonates a été documenté dans des anfractuosités du roc sous un till très pauvre en carbonates. Ce contraste marqué avait alors été attribué à un écoulement ancien vers le S-SE qui aurait mis en place un till enrichi de clastes provenant de la plateforme d'Hudson pour être ensuite recouvert par un till venant de l'est.

Les teneurs en carbonates des autres échantillons de till (06N013 à 06N020) révèlent des valeurs nulles et les comptes pétrographiques ne montrent aucun apport de la plateforme Paléozoïque ou de grauwaacke Protérozoïque de l'est de la baie d'Hudson. Le till de Cochrane, qui est présent sur la plupart des coupes n'est pas présent à la coupe des rapides. Il est soit représenté par les tills moins sableux au sommet de la coupe ou il a été remanié par la séquence fluvioglaciaire présente au sommet de la coupe. Cependant, ces tills montrent des valeurs nulles en carbonates, donc il est plus vraisemblable de croire que les séquences de Cochrane soit absente ou aient été érodées dans cette portion de la rivière.

3.3 LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA COUPE DES TOURBES

Cette coupe se situe à 390 mètres en amont de la coupe des rapides. La séquence nonglaciaire ancienne est particulièrement bien exposée à cette coupe. Les caractéristiques lithostratigraphiques de cette unité seront donc décrit en détail dans cette section.

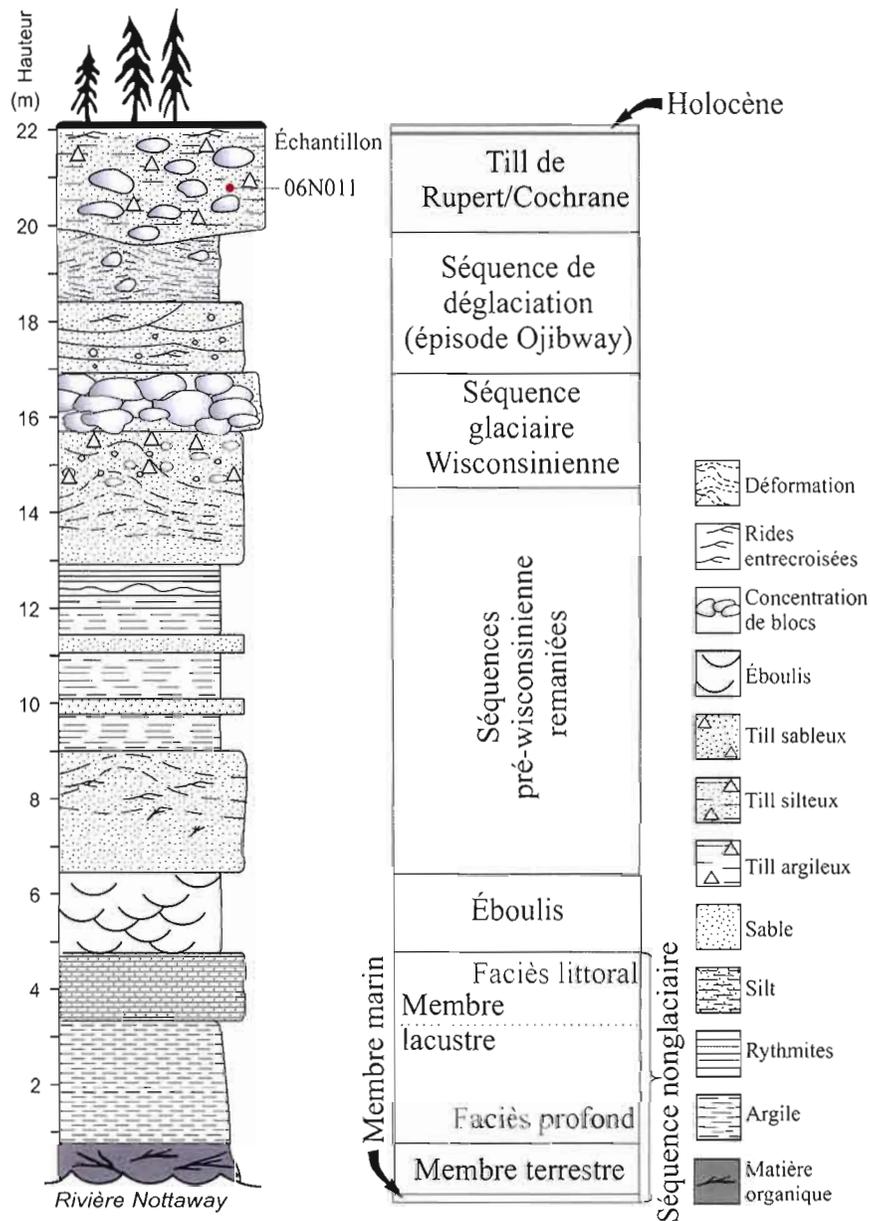


Figure 3.6 Profil lithostratigraphique de la coupe des tourbes.



Figure 3.7 Photos de la coupe des tourbes. A) Vue générale de la séquence organique à la base de la coupe (membre terrestre). B) Vue générale du sommet de la coupe. C) Fragments de bois enfouis dans la séquence organique de base. D) Séquence de sables et silts très déformée sous le diamicton sableux. E) Séquence d'argile massive (membre lacustre). F) Sables organiques stratifiés. G) Diamicton sableux associé aux séquences glaciaires Wisconsinniennes.

Du niveau de la rivière, cette coupe fait 22 mètres de hauteur. La séquence nonglaciaire exposée à la base fait environ 5 mètres d'épaisseur. À cet endroit, la rivière coule directement sur la formation nonglaciaire qui est très indurée. Directement au niveau de la rivière, les premiers centimètres de la séquence sont représentés par un sédiment sableux contenant de la matière organique disséminée. Au-dessus de cet horizon sableux, on retrouve un silt organique légèrement stratifié contenant une quantité importante de macrorestes végétaux interlités avec des horizons de sables fins. Des fragments de bois très bien conservés sont observables dans ce niveau. Les échantillons de bois utilisés pour la datation $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ont été échantillonnés dans cette séquence (Chapitre IV).



Figure 3.8 Alternance de dépôts organiques et minéraux dans le membre terrestre.

Au dessus de cet horizon organique, le pourcentage de macrorestes végétaux diminue graduellement (Figure 4.1). Directement au-dessus de l'horizon organique, le sédiment se présente comme un silt-argileux verdâtre et brunâtre massif de 2,5 mètres d'épaisseur contenant très peu de macrorestes végétaux et ne présentant aucune structure sédimentaire. Les échantillons de bois fossiles qui ont été échantillonnés *in situ* étaient complètement enfouis sous cette séquence d'argile massive.

L'horizon d'argile massive est surmonté d'une séquence de sableuse très compacte et massive. Il s'agit de lits subhorizontaux de sables fins interlités avec lits de matières organiques de 2 à 3 cm d'épaisseur (Figure 3.7-F). L'échantillon traité en luminescence optique provient de cette unité (06N021). Les sables semblent peu déformés et ne montrent aucune figure de courant apparente.

Sur une coupe à 80 mètres en aval de la coupe des tourbes, l'unité de sables organiques stratifiée (membre lacustre littoral) est corrélée latéralement avec une séquence de rythmites argileuses. Ces rythmites ressemblent à des varves fines et contiennent des macrorestes organiques. On retrouve également des galets de délestage à l'intérieur de cette unité.

Le sommet de l'unité d'argile massive forme une rupture de pente. Un éboulis d'environ 2 mètres recouvre cette rupture. Cet éboulis est surmonté par une puissante couche de sables gris fins massifs et sans structure contenant des lits dispersés de silts et argiles et légèrement oxydés renfermant de petits fragments de bois à la base de l'unité. Ces sables semblent concordants avec l'unité de sable gris présente à la coupe des rapides (à 5 mètres de la base). Peu de structures primaires sont apparentes mis à part quelques rides entrecroisées. Les déformations par structures de charge (failles) et d'échappement d'eau sont très importantes. Ces rides indiquent grossièrement des paléocourants normaux vers la baie (N312, N279, N325, N335).

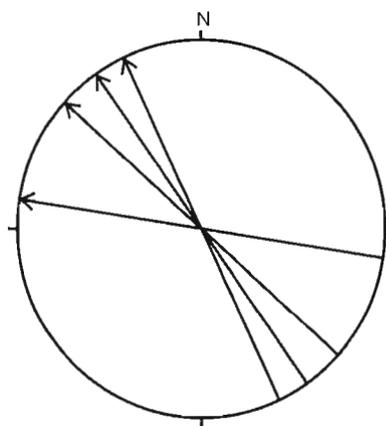


Figure 3.9 Schéma des paléocourants des sables au dessus de l'éboulis.

Cette séquence de sables fins passe graduellement (à ~15 mètres de la base) à des sables plus grossiers contenant des lits de graviers. Le tout est surmonté d'un diamicton de graviers et de blocs dans une matrice de sables moyens. Ce diamicton repose en dessous d'une concentration de blocs (Figure 3.6). Aucun carbonate ne fut répertorié dans les blocs de cette unité. Cette concentration de blocs semble avoir été formée par le lessivage d'un diamicton glaciaire car les blocs sont en forme d'ogive et sont parfois striés. En contact franc au-dessus de cet horizon de blocs, il y a une séquence de sables fins et grossiers légèrement stratifiées avec beaucoup de figures d'échappement d'eau et contenant quelques blocs (de délestage?). Les deux derniers mètres de la coupe sont représentés par un till silto-argileux contenant des blocs et graviers carbonatés. Le comptage pétrographique des galets révèle 4.4% de provenance de la plate-forme d'Hudson (Figure 3.10).

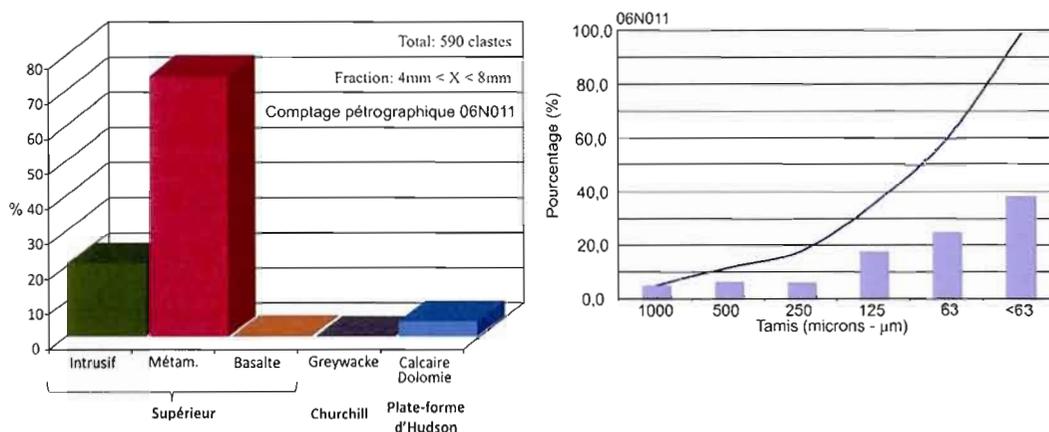


Figure 3.10 Résultats des comptes pétrographiques et d'analyse granulométrique pour l'échantillon 06N011 au sommet de la coupe des tourbes

Les analyses géochimiques du till 06N011 ainsi que la minéralogie de la fraction fine (<63µm) du till ne montrent aucune information additionnelle et peuvent être consultés en Appendice B.

3.3.1 Interprétation de la coupe des tourbes

La séquence nonglaciaire à la base de la coupe des tourbes est relativement semblable à la description de la Formation de Missinaibi décrite par Skinner (1973) dans le bassin de la rivière Moose. Le membre marin n'est cependant pas directement observable sur la rivière Nottaway, mais la présence de kystes de dinoflagellé *Operculodinium centrocarpum* dans les analyses palynologiques (Chapitre IV) suggèrent la proximité d'un plan d'eau marin ou l'érosion proximale d'une séquence marine. La portion organique à la base de l'unité nonglaciaire s'apparente à la description faite par Skinner (1973) du membre terrestre de la Formation de Missinaibi. Il s'agit d'une séquence plutôt mince très organique recouverte d'une puissante séquence d'argile massive.

Au dessus de la rupture de pente formée par la séquence d'argile massive, les séquences déformées de sables gris fins massifs et sans structure contenant des lits dispersés silto-argileux (de 6 à 14 mètres de la base) représentent fort probablement du matériel nonglaciaire remanié. En effet, l'analyse des paléocourants indique un drainage normal vers la baie. De plus, ces sables renferment des horizons contenant des niveaux organiques. L'absence de carbonates (par observation) dans le till et dans la concentration de blocs à 16 mètres de la base suggère une provenance de l'est tandis que le till de surface serait corrélé au Till de Cochrane avec 4.4 % de carbonates.

3.4 LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA COUPE DES HIRONDELLES

Cette coupe se situe à 460 mètres en amont de la coupe des rapides. Du niveau de la rivière, cette coupe fait 21 mètres de hauteur. À la base de la coupe, il y a un éboulis d'environ 4 mètres au dessus de l'horizon d'argile massive de la séquence nonglacière.

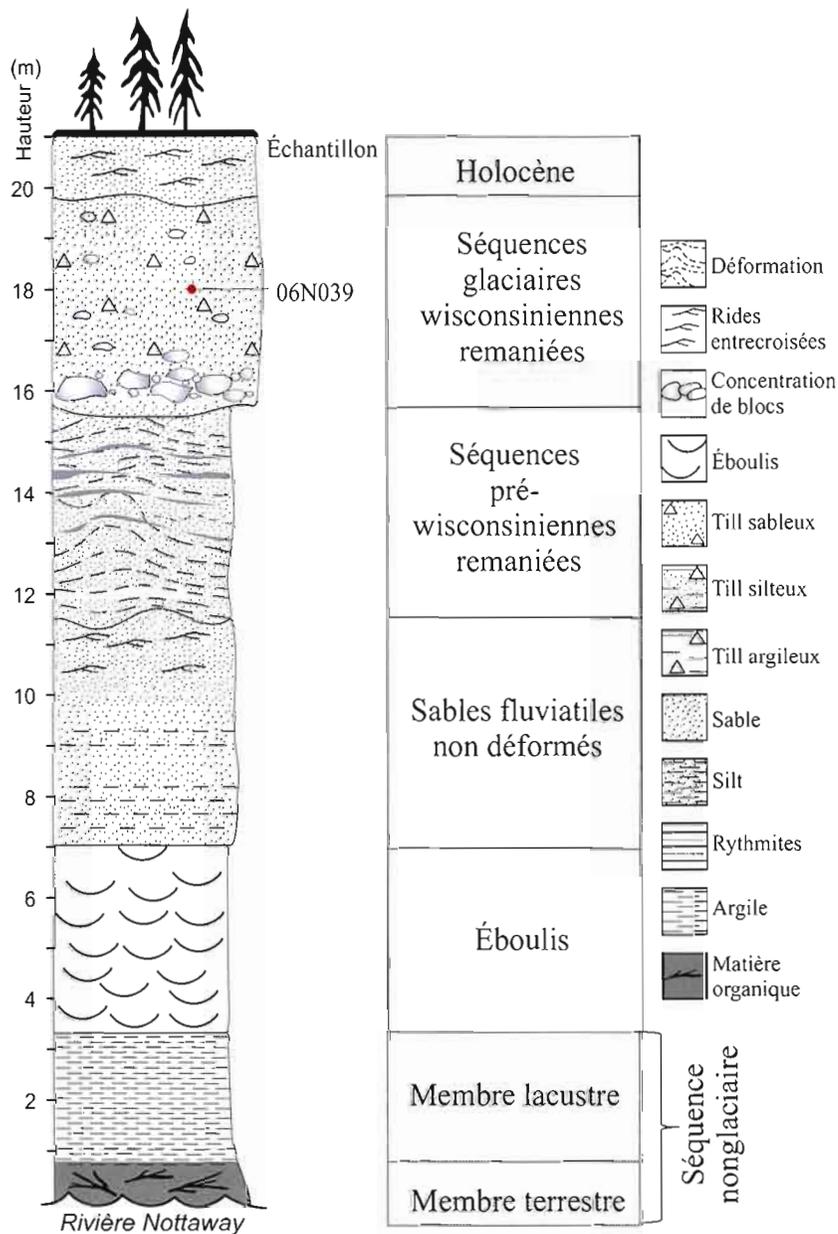


Figure 3.11 Profil lithostratigraphique de la coupe des hirondelles

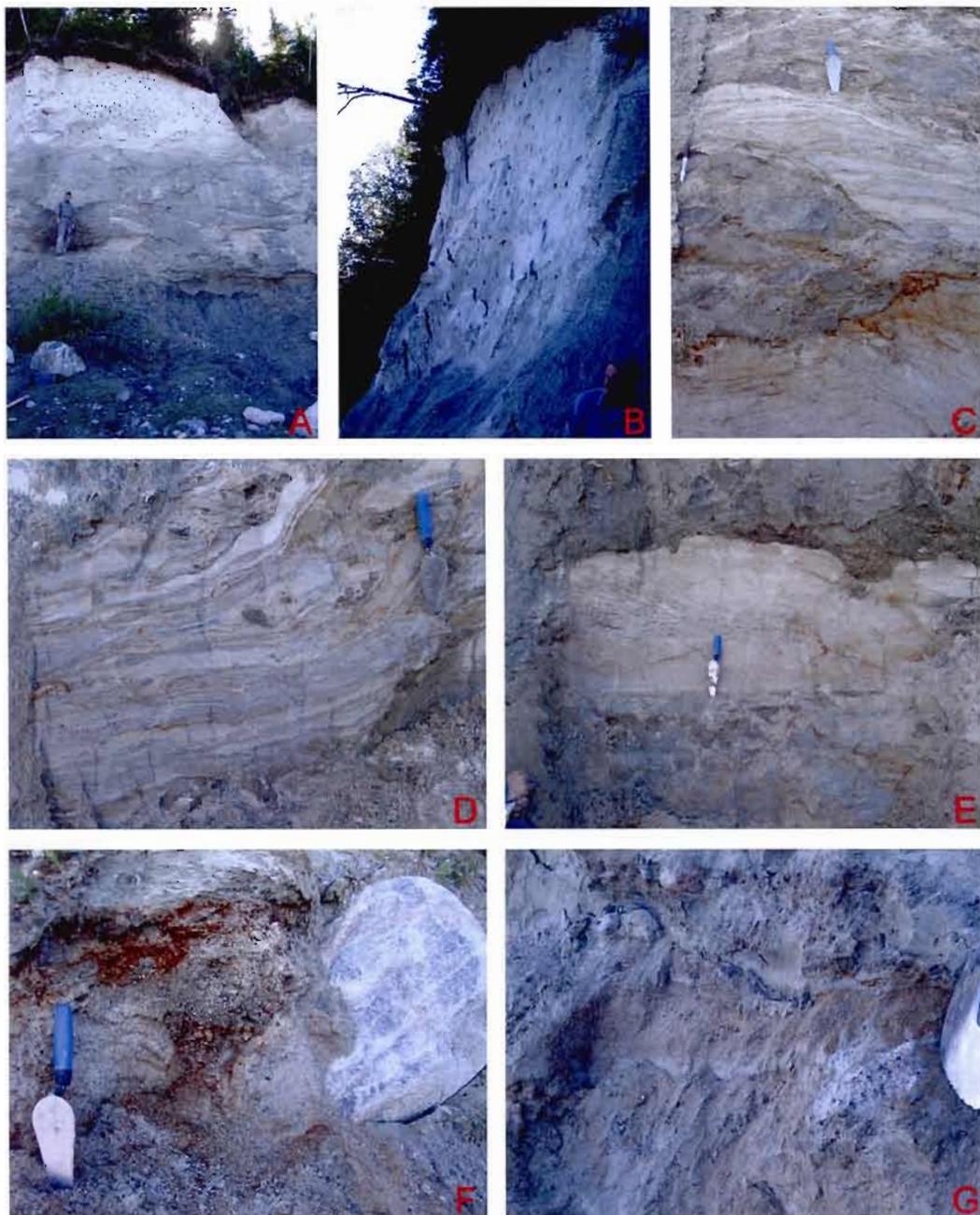


Figure 3.12 Photos de la coupe des hirondelles. A) Vue générale de la coupe. B) Sommet de la coupe. C) et D) Séquences pré-wisconsinniennes remaniées. E) Sables fluviaux non-déformés. F) Chenal incisé à la base des séquences pré-wisconsinniennes. G) Contact entre les séquences remaniées et le till sus-jacent.

Au sommet de l'éboulis, on retrouve l'unité de sables gris massifs qui est aussi présente à la coupe des tourbes. Ces sables sont interlités avec des petits lits de silt. Cette unité de sables est surmontée par une unité de sables fins à grossiers de couleur beige contenant du matériel organique et montrant des lits frontaux et rides de courant non-déformés. Ces figures de courant suggèrent un écoulement «normal» vers la baie (N324, N018). En contact franc mais légèrement ondulant avec ces sables (Figure 3.13), on retrouve essentiellement les mêmes faciès remaniés qu'à la coupe des tourbes. Cette unité est constituée à la base d'un épais lit d'argile de 50 cm.

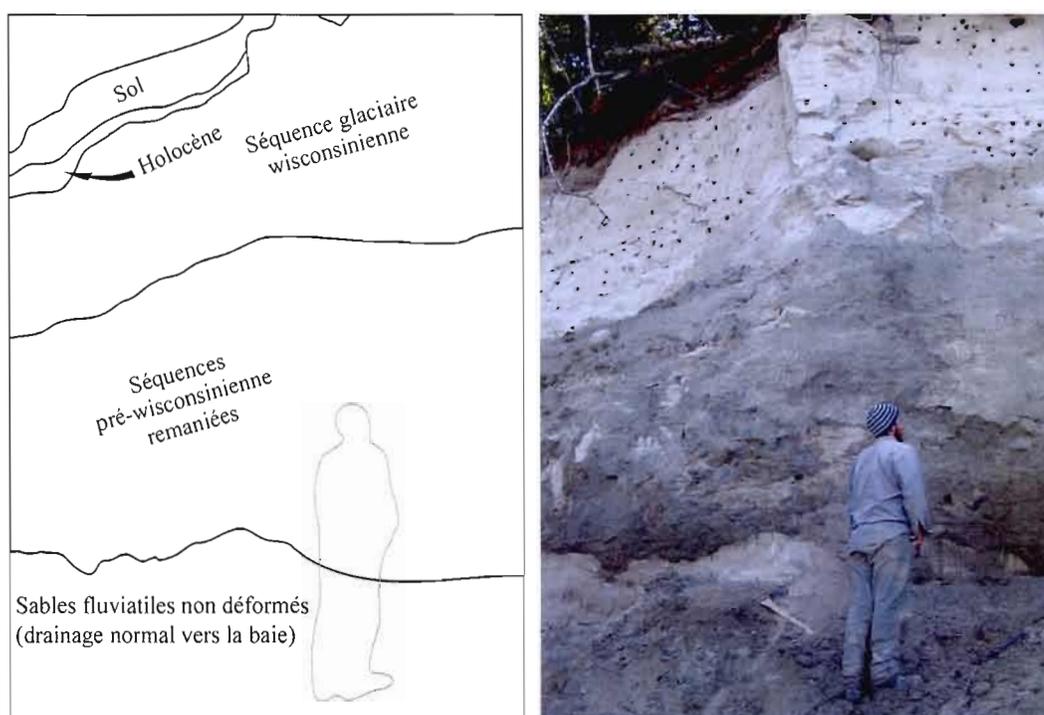


Figure 3.13 Partie sommitale de la coupe des hirondelles.

Vers le haut de la coupe cette unité devient de plus en plus interlitée avec des lits de silts et sables fins, en plus de montrer une augmentation des déformations reliées à la présence de structures d'échappement d'eau. Cette unité est ensuite surmontée d'un lit de graviers très grossiers et pauvrement triés. Il s'agit d'une accumulation de blocs de 25 à 75 cm de diamètre, séparée par des graviers grossiers contenant localement des horizons silto-argileux. Cette unité de blocs et graviers semble concordante avec celle observée à la coupe des tourbes. Cette accumulation de blocs et graviers repose à la base d'une unité diamictique

sableuse d'environ 4 mètres. Les sables de ce diamicton forment une matrice abondante dans laquelle on retrouve des petits (0,5 à 3 cm) galets dispersés et quelques rares blocs. Ces blocs et graviers sont distribués de façon homogène dans l'unité. Les sables de la matrice sont non-carbonatée (aucune réaction au HCl sur la fraction fine). Un échantillon de 1,7 kg de cette unité à été tamisé avec un tamis 4 mm. Seulement 70 galets ont été recueillis dans le tamis et la totalité de ces galets sont de provenance de la Province du Lac Supérieur (31% de nature intrusive et 69% de nature métamorphique). Le lit de gravier bien trié présent au sommet de la plupart des coupes est aussi présent au sommet de la coupe des hirondelles.

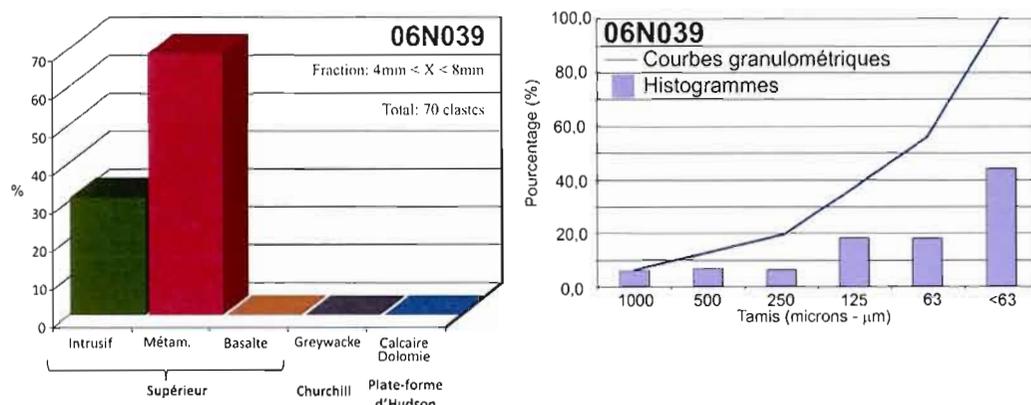


Figure 3.14 Résultats des comptes pétrographiques et d'analyse granulométrique pour l'échantillon 06N039 au sommet de la coupe des hirondelles.

3.4.1 Interprétation de la coupe des Hirondelles.

Les sables à la base de la coupe qui renferment du matériel organique et qui suggèrent un drainage normal vers la baie sont probablement corrélatifs de l'unité sableuse organique déformée présente à la coupe des tourbes. Au dessus de cette unité, les faciès déformés représentent fort probablement le même matériel nonglaciaire remanié par les avancées glaciaires subséquentes. Cet assemblage de graviers, sables, silts et argiles montrent des structures sédimentaires similaires, mais très déformées, contenant beaucoup de matériel organique. La séquence diamictique sableuse sus-jacente, dont la base est marquée par une accumulation de blocs semble avoir été lessivée des ses particules fines (très peu d'argile et de silt). Ceci suggère une mise en place au contact de quantité importante d'eau de fonte, bien que l'abondance de matériaux sableux reflète fort probablement l'érosion et

l'incorporation de l'unité sableuse sous-jacente. Les blocs et graviers présents sont exclusivement de provenance du Supérieur. Ce diamicton marque fort probablement l'avancée de la glace au cours du Wisconsinien. Le till de Cochrane n'est pas présent sur cette coupe.

3.6 LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA COUPE DU CIRQUE

Cette coupe se situe à 650 mètres en amont de la coupe des rapides. À cet endroit, les coupes présentent une séquence de deux tills qui reposent sur une série de rythmites silto-argileuses. Contrairement au tills des coupes précédentes, la matrice des tills est très argileuse.

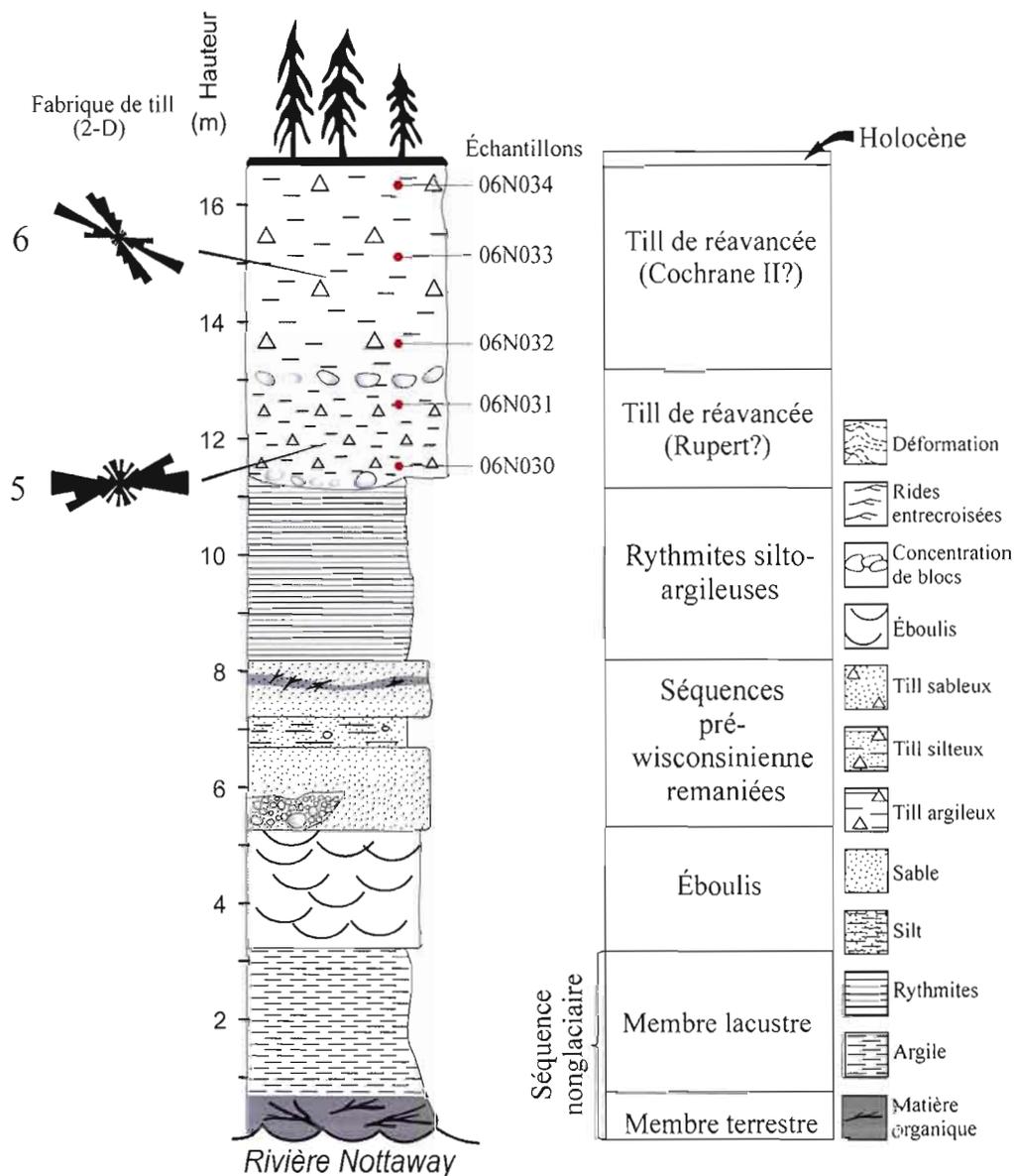


Figure 3.15 Profil lithostratigraphique de la coupe du cirque.



Figure 3.16 Photos de la coupe du cirque. A) et B) Vue générale de la coupe du cirque. C) Contact entre le Till de Rupert(?) et le Till de Cochrane II(?). D) Sables sous-Cochrane à 50 mètres au sud-est de la coupe. E) Bloc de délestage à l'intérieur de l'unité de rythmites. F) Unité de rythmites. G) Structure d'échappement d'eau dans les séquences remaniées.

Du niveau de la rivière, cette coupe fait 17 mètres de hauteur. La partie amont de la coupe expose un chenal incisé à l'intérieur de l'unité de rythmites. Ce chenal est comblé par une séquence de graviers pauvrement triés (clastes jointifs) dans une matrice silteuse et se perd latéralement vers la portion aval de la coupe. L'éboulis d'environ 4 mètres, au niveau de la rupture de pente formée par la séquence nonglaciaire, est surmonté d'une séquence de sables et silts légèrement stratifiés. Les lits de sables fins sont d'environ 30 à 40 cm d'épaisseur et alternent avec des lits de silts d'environ 2 à 4 cm. Les structures d'échappement d'eau présentes dans ces lits déforment légèrement les rythmites (Figure 3.16-G). Au sommet de la séquence de rythmites, il y a présence de matière organique concentrée dans les lits plus sableux. Cette unité de rythmites silto-sableuses est recouverte d'une série de rythmites argileuses (varves) très compactes d'environ 3 mètres. Les niveaux d'été (ou grossiers) sont représentés par des lits de sables fins millimétriques tandis que les niveaux d'hiver (ou fins) sont représentés par des lits argileux de 1 à 3 cm. Les rythmites deviennent plus fines vers le sommet de l'unité.

Latéralement, à 50 mètres au sud-est, l'unité de rythmites silto-argileuses est tronquée par une séquence de sables fins présentant des lits frontaux de 1,6 m de hauteur, lesquels sont surmonté de lits de sables fins horizontaux de 30 cm (Figure 3.16-D). Cette séquence de lits frontaux/sommitaux est peu déformée et montre des paléocourants qui suggèrent une mise en place par des eaux s'écoulant vers le sud-est, inverse au drainage actuel. (Figure 3.17)

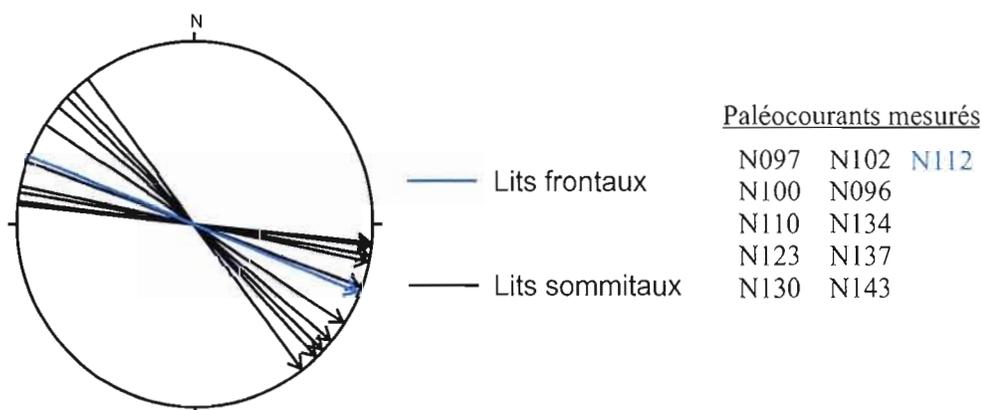


Figure 3.17 Paléocourants des sables reposant sur les tills de réavancées (Cochrane).

Les lits frontaux ont un pendage de 38°/N022 indiquant un paléocourant vers N112. Ces unités de sables et de rythmites silto-argileuses sont tronqués en contact franc par un till silto-argileux de couleur gris pâle très compact. Ce till contient beaucoup de petits clastes supportés par la matrice. Une fabrique de till 2-D dans ce diamicton suggère un écoulement dans l'axe est-ouest (Figure 3.15). De plus, les résultats de comptes pétrographiques indiquent un apport de clastes de la plateforme d'Hudson (4 et 15%) et les teneurs en carbonates montrent des valeurs de 1,89 et 1,99 %. La pétrologie des clastes et la forte concentration de carbonates combinée à la fabrique de till suggère donc un écoulement vers l'est. Une accumulation de blocs est présente à la base de ce till. Le till supérieur est beaucoup moins compact que le till inférieur, est légèrement plus foncé et se caractérise aussi par une accumulation de blocs à sa base, en plus de contenir beaucoup de petits clastes supportés par la matrice argileuse. Une fabrique de till 2-D dans ce diamicton suggère un écoulement dans l'axe nord-ouest/sud-est. Les comptes pétrographiques indiquent également un apport de la plateforme d'Hudson (20 à 25%) et les teneurs en carbonates montrent des valeurs de 1,13% à 1,37%.

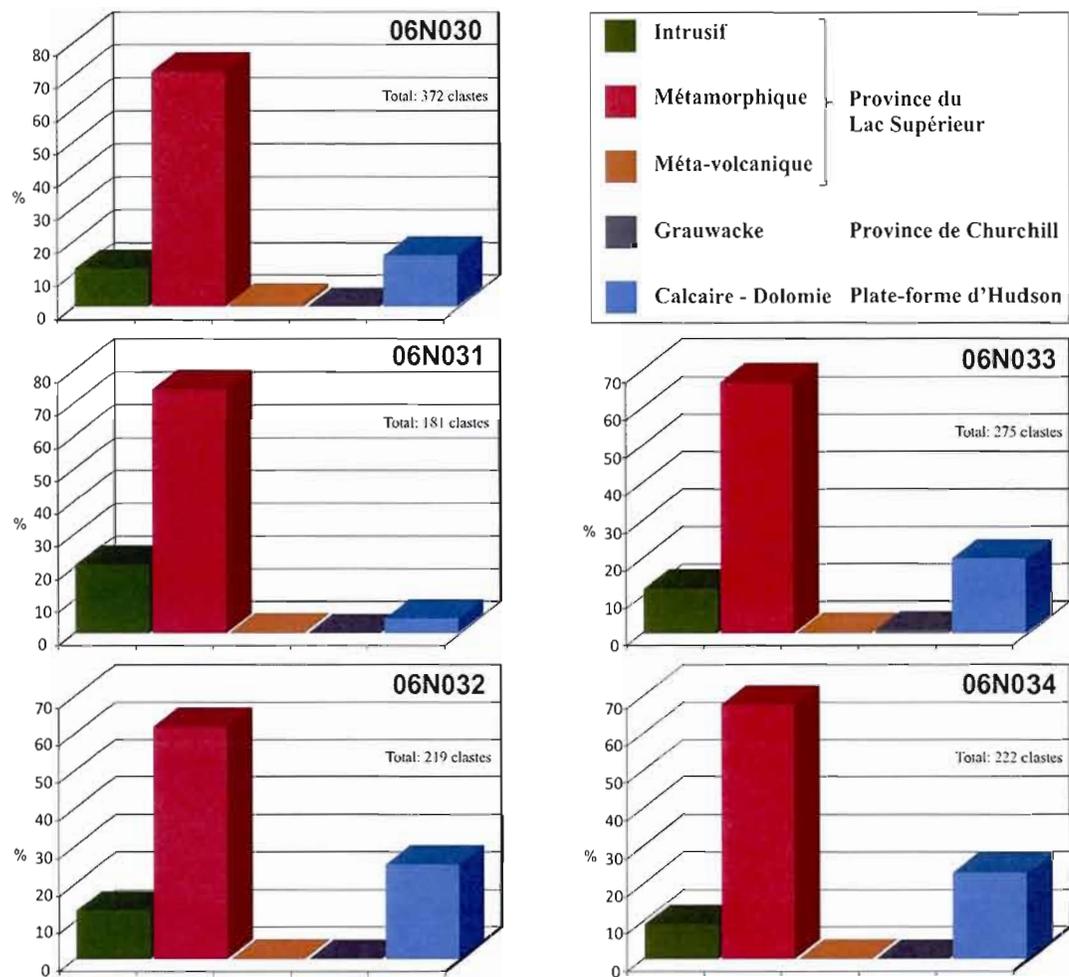


Figure 3.18 Résultats des comptes pétrographiques pour les unités glaciaires de la coupe du cirque. Analyses des clastes de la fraction de 4mm à 8mm.

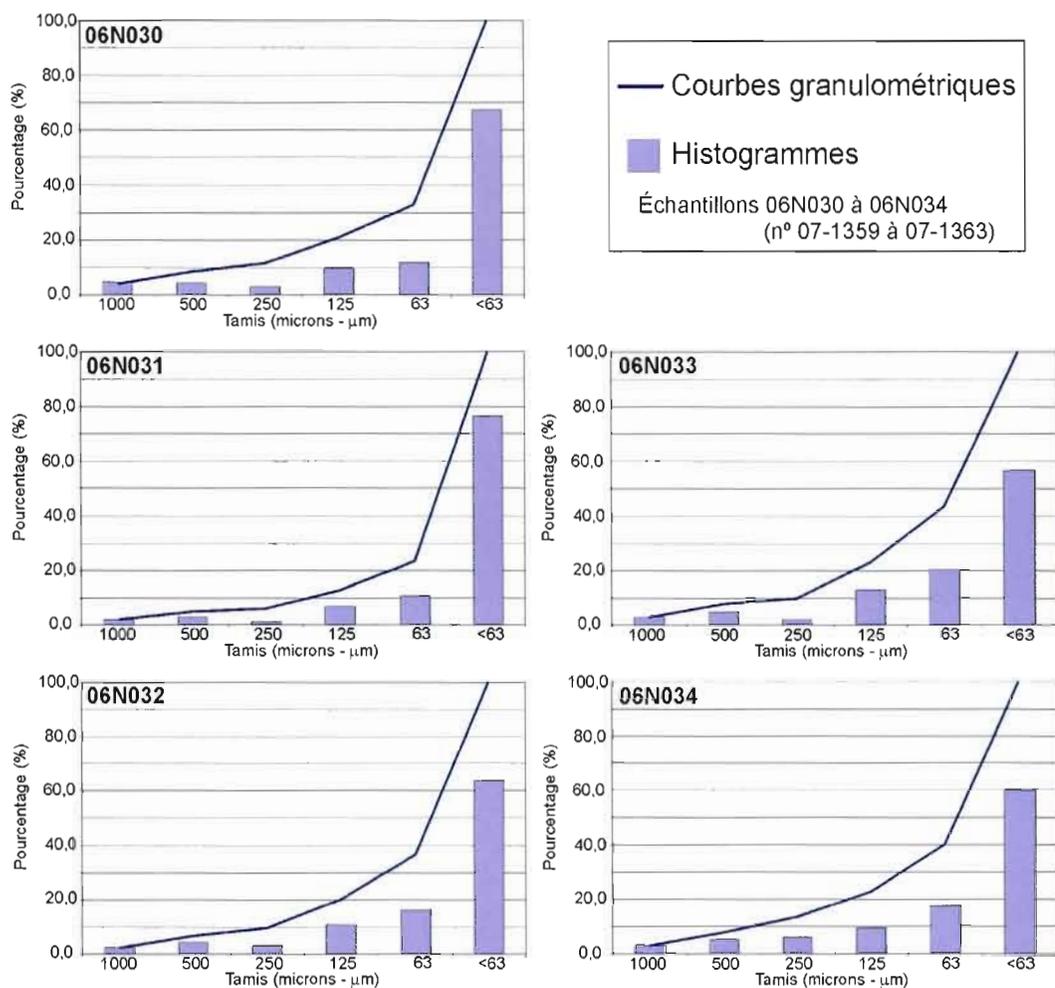


Figure 3.19 Histogrammes et courbes de la distribution granulométrique de la matrice des unités glaciaires de la coupe du cirque

Tableau 3.2 Analyse de teneur en carbone inorganique de la fraction fine des tills de la coupe du cirque

| Échantillons | Carbone Organique (%) | Carbone Total (%) | Carbone Inorganique (%) |
|--------------|-----------------------|-------------------|-------------------------|
| 06N034 | 0,16 | 1,29 | 1,13 |
| 06N033 | 0,17 | 1,30 | 1,13 |
| 06N032 | 0,20 | 1,58 | 1,37 |
| 06N031 | 0,20 | 2,19 | 1,99 |
| 06N030 | 0,20 | 2,09 | 1,89 |

3.5.1 Interprétation de la coupe du cirque

La séquence de lits sableux et silteux faiblement stratifiée et déformée (contenant de la matière organique) à la base de la coupe présente les mêmes caractéristiques que la séquence nonglaciaire présente à la base de la plupart des coupes. L'origine de la séquence de rythmites (varves ?) est moins claire. Cette unité pourrait être associée à l'englaciation Wisconsinienne ou encore à la déglaciation, et donc au lac proglaciaire Ojibway. Une datation de ces varves par la méthode de concentré de pollens a été expérimentée pour contraindre l'âge de cette séquence. Cette méthode a été développée en partie par Brown (1989 ; 1992 ; 1994), Regnell (1992) et Kilian (2002). Cependant le trop faible pourcentage de pollen (environ 25 grains/cm³) n'a pas permis de concentrer assez de matériel pour la datation au radiocarbone. La plupart des pollens et spores (essentiellement *Picea* et *Sphagnum*) dénombrés étaient corrodés et donc probablement remaniés de séquences sédimentaires anciennes. La présence de dropstones au sommet des varves indique peut être des épisodes de vêlage et pourrait être relié aux récurrences du glacier d'Hudson.

Les tills au sommet de la séquence sont corrélés aux événements associés aux trois réavancées du glacier d'Hudson dans la région (Hardy, 1976). Leur caractère argileux et leur forte proportion de carbonates (teneur en carbonates et pétrologie des clastes) permet de les associer aux crues glaciaires de Cochrane. Selon Hardy (1976), la première récurrence de Cochrane (Cochrane I) s'est écoulée dans un axe est/sud-est. Cependant le site d'étude se trouve à la limite nord de cet écoulement (Figure 1,8). La seconde récurrence, le Rupert, se manifeste par un écoulement franc est (N090°) et cet écoulement pourrait donc être à l'origine du till inférieur très compact à la coupe du cirque, lequel montre une fabrique qui suggère un écoulement est/ouest (fabrique 5 - Figure 3.15). La dernière récurrence du glacier d'Hudson (Cochrane II) a produit un écoulement vers le sud/sud-est. Cet écoulement pourrait être responsable de la mise en place du till supérieur argileux et lâche présent au sommet de la coupe. Ce dernier montre une fabrique de till 2-D qui indique un écoulement dans l'axe nord-ouest/sud-est.

3.6 LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA COUPE DU CAMP

Cette coupe se situe à 750 mètres en amont de la coupe des rapides. Elle présente essentiellement les mêmes unités qu'à la coupe du cirque hormis l'unité de rythmites. Du niveau de la rivière, cette coupe fait environ 18 mètres d'épaisseur.

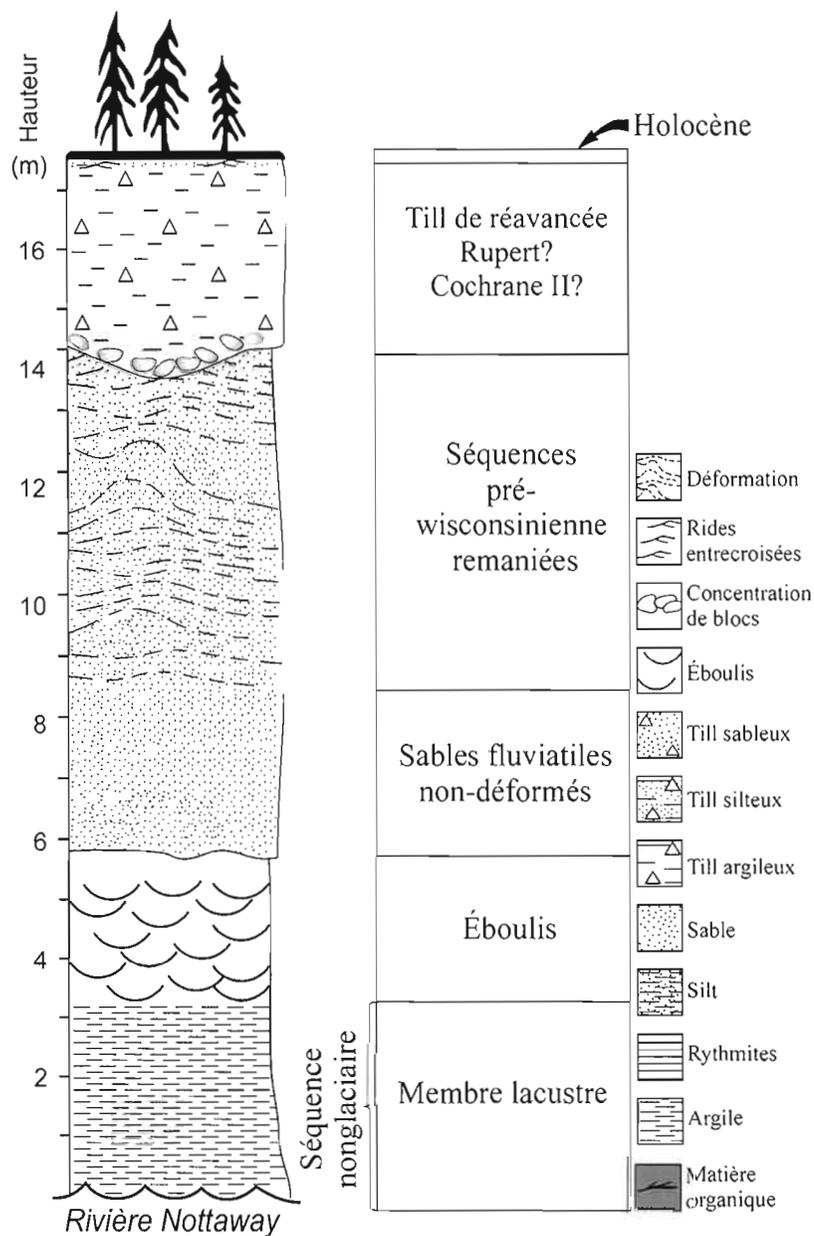


Figure 3.20 Profil lithostratigraphique de la coupe du camp.

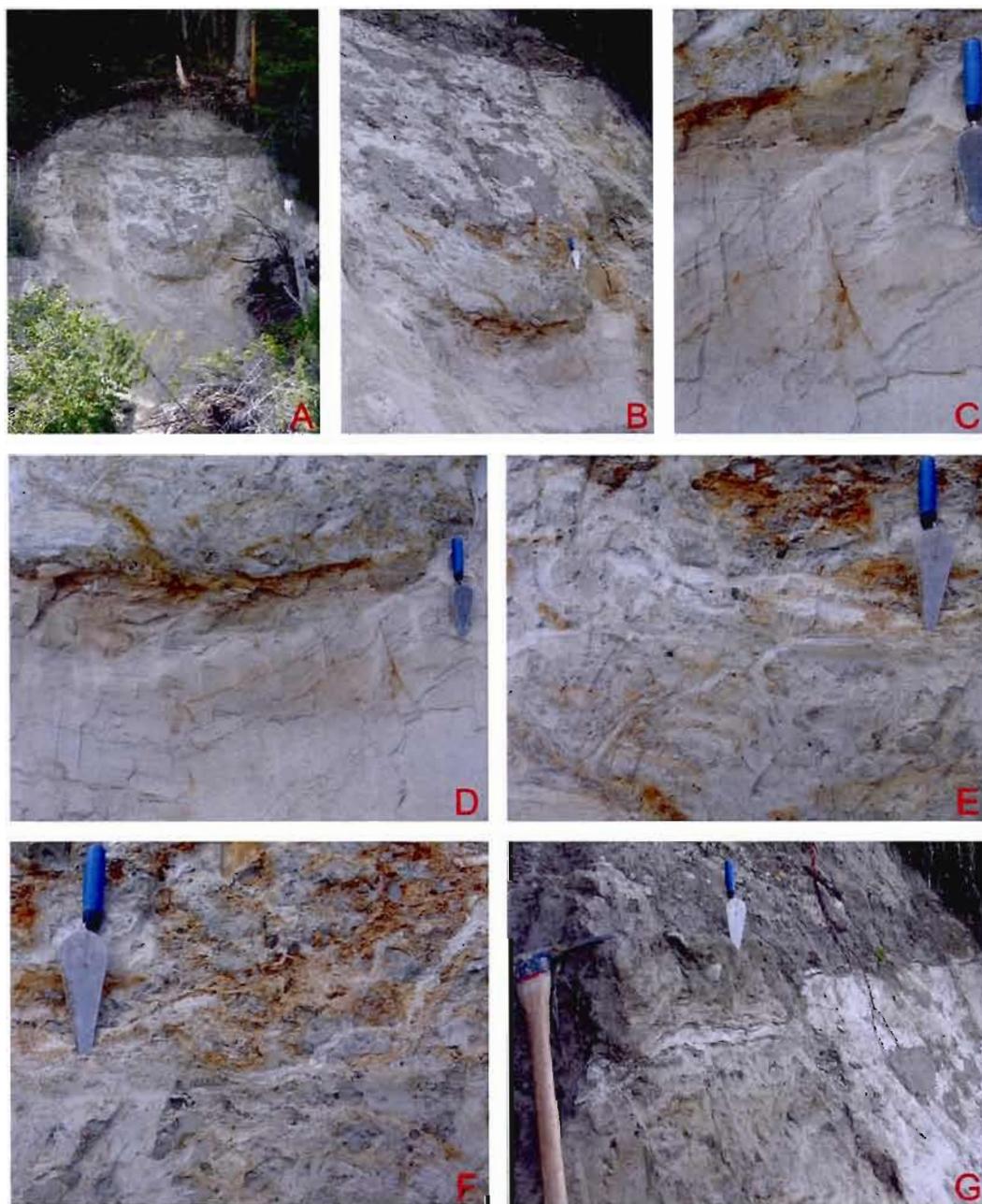


Figure 3.21 Photos de la coupe du camp. A) et B) Vue générale de la coupe. C) et D) Contact entre les sables fluvio-glaciaires et les séquences remaniées. E) et F) Séquences remaniées G) Contact entre le till carbonaté et les séquences remaniées.

La base de la coupe, sous la rupture de pente, expose très bien les argiles massives (membre lacustre) de la séquence nonglaciaire. L'horizon riche en matière organique (membre terrestre) n'est pas présent sur cette portion de la rivière (probablement situé sous le niveau de l'eau) et n'est plus apparent en amont de ce site.

Au dessus de la rupture de pente, il y a une séquence de sables fluviatiles peu déformée avec quelques rares structures de charge. L'analyse des paléocourants de cette séquence suggère un drainage non perturbé (voir coupe des tourbes). Le till au sommet de la coupe est très argileux et peu compact. Il repose sur une importante concentration de blocs. Les séquences déformées sous-jacentes consistent en des sables, argiles et silts disposés en lits très déformés. Cette unité ressemble beaucoup à celle qu'on retrouve au dessus des sables fins massifs gris foncés qui reposent sur les argiles massives et qu'on retrouve dans la plupart des coupes.

3.6.1 Interprétation de la coupe du camp

L'unité de sable à la base qui semble peu déformée est aussi présente dans les quatre autres coupes et correspond donc fort probablement à la séquence nonglaciaire. En contact « érosif » avec ces sables, on retrouve l'unité caractérisée par le « dewatering » intense. Le till au sommet est peut-être corrélé latéralement au till supérieur à la coupe du cirque (Cochrane II). En effet, il est très lâche, carbonaté et contient beaucoup de petit clastes supporté par la matrice argileuse.

3.3 SYNTHÈSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET CORRÉLATION DES SÉQUENCES GLACIAIRES ET NONGLACIAIRES

Dans cette portion de la rivière Nottaway, la stratigraphie est composée d'au moins 3 unités de tills distinctes qui reposent sur une séquence nonglaciale exposée à la base de chaque coupe au niveau de la rivière. Cette séquence nonglaciale est divisée en trois membres qui enregistrent l'établissement d'une forêt de type boréal, l'enneigement graduel du territoire par une étendue d'eau douce, suivi par l'établissement de séquences fluviales et l'interruption du drainage par une avancée glaciaire dans le bassin de la baie d'Hudson. Le type de végétation fossile associée à cette formation nonglaciale nécessite un dépôt sous des conditions interglaciaires aussi chaudes qu'à l'actuel (les détails des analyses paléocologiques sont présentés au chapitre suivant). Cette séquence nonglaciale est un bon marqueur stratigraphique pour corréliser les différentes coupes. Le contact entre les formations de la séquence nonglaciale et les séquences glaciaires sus-jacentes est souvent marqué par une unité de rythmites sableuses, silteuses et argileuses qui indique un drainage vers la baie et contient du matériel organique disséminé. Les rythmites sont généralement déformées et renferment beaucoup de structures d'échappement d'eau et de nombreuses failles. Ces sédiments déformés pourraient être interprétés comme des rythmites d'englaciation déformées par l'avancée de la glace durant le Wisconsinien.

La séquence glaciaire du Wisconsinien est particulièrement bien représentée à la coupe des rapides. Les comptes pétrographiques des tills ainsi que les fabriques de till suggèrent un écoulement du nord-est vers le sud-ouest. Les tills de cette séquence sont sableux et dépourvus de carbonates. Aucune évidence de l'ancien mouvement vers le nord-ouest n'a été reconnue sur ces coupes et de par les écoulements glaciaires recensés ici, ces tills seraient associés à une mise en place postérieure à cet événement selon la chronologie relative établie à partir des marques d'érosion sur les roches du Bouclier adjacentes (Parent et al., 1995 ; Veillette et al., 1999 ; Veillette, 2004).

Ces tills de provenance du Bouclier sont surmontés localement par des sables bien triés présentant des paléocourants inverses au drainage actuel. Ces sédiments présentent de fortes similitudes avec les sédiments de Friday Creek dans le bassin de la rivière Moose (Skinner,

1973). Ces sédiments sont attribués à une période de « déglaciation précoce » des basses terres de la baie James (Skinner, 1973). Sur la coupe du cirque, l'unité de varve est fort probablement associée à cette période de déglaciation. En contact franc avec ces sédiments on retrouve deux tills argileux superposés qui sont associés aux récurrences du glacier d'Hudson. Les deux tills sont caractéristiques des Tills de Cochrane par leur caractère argileux et une présence de carbonates Paléozoïque. Le sommet de la plupart des coupes est caractérisé par le développement de sols développés sur une séquence fluvioglaciale.

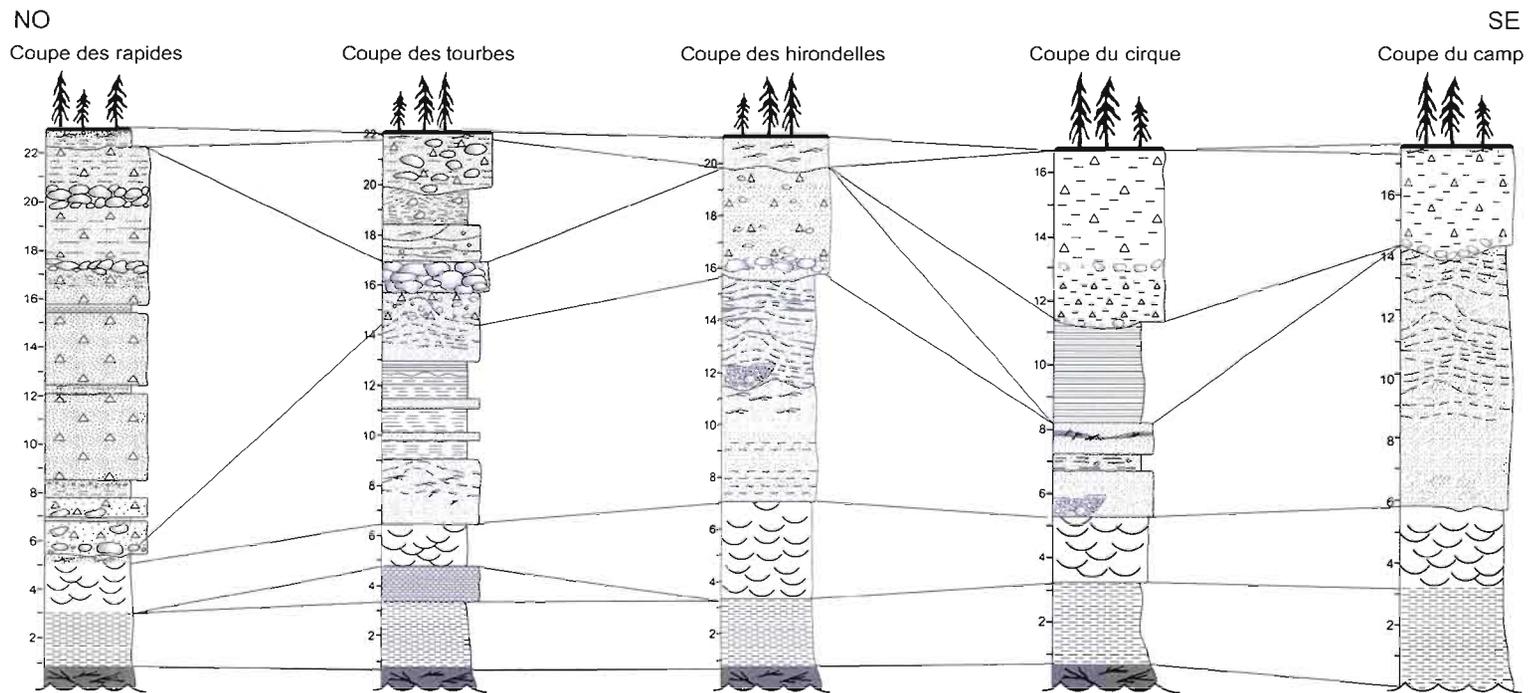


Figure 3.22 Corrélations entre les différentes sections stratigraphiques étudiées. Un profil stratigraphique composite simplifié est présenté au Chapitre V. Les séquences glaciaires wisconsinienne sont exposées en aval (NO) de la région à l'étude tandis que les récurrences du glacier d'Hudson sont exposées en amont (SE) de la zone d'étude. Le contact entre les séquences glaciaires et l'horizon organique est souvent marqué par la présence de matériel nonglaciaire remanié très déformé.

CHAPITRE IV

PALÉOÉCOLOGIE ET GÉOCHRONOLOGIE DE LA SÉQUENCE NONGLACIAIRE PRÉ-HOLOCÈNE

4.1 RÉSULTATS PALÉOÉCOLOGIQUES

L'échantillonnage pour les analyses polliniques et de macrorestes végétaux a été effectué à la base de la coupe des tourbes où la séquence nonglaciale est le mieux exposée (Figure 3.6). Neuf niveaux de la séquence nonglaciale ont été échantillonnés pour l'analyse des macrorestes comprenant le membre terrestre, lacustre profond et lacustre littoral. Neuf niveaux ont été également analysés pour le contenu pollinique des membres terrestre et lacustre profond. Les analyses préliminaires ont révélé que la concentration pollinique du faciès littoral du membre lacustre était trop faible pour être significative (5-10 grains/cm³). De plus, la presque totalité des grains de pollens était corrodée. Les résultats de perte au feu, des analyses de macrorestes végétaux et des comptes polliniques sont présentés aux Figures 4.1 à 4.4. Les détails des méthodes employées sont décrit au Chapitre II et en Appendice A.

4.1.1 Interprétation des résultats paléoécologiques

Les argiles massives de la base de la séquence révèlent une forte concentration en kystes de dinoflagellés typiques d'environnements marins, essentiellement *Operculodinium centrocarpum* (Figure 4.4). Ils sont très abondants à la base (1217 kystes /cm³) et leur concentration diminue rapidement vers le sommet de la séquence. Ces kystes sont probablement d'origine détritique car les assemblages de restes végétaux suggèrent un environnement dulcicole plutôt que marin. De plus, la présence des Ephippium de *Daphnia* (arthropode) et du statoblaste de *Cristatella mucedo* (bryozoaire) confirme la présence d'un environnement dulcicole lacustre plutôt que marin (Figure 4.3). Cependant, la forte concentration de ces kystes à la base de la séquence suggère la présence à proximité et l'érosion d'une séquence marine ancienne sous ces argiles. Une séquence marine pré-Holocène affleure sur la rivière Missinaibi à l'ouest de la baie James (sédiments de la Mer de Bell), démontrant ainsi que les basses terres ont été préalablement envahies au moins une fois par des eaux marines avant l'Holocène (Skinner, 1973). L'érosion de sédiments marins

similaires pourrait donc être à l'origine de la forte proportion de kystes de dinoflagellés à la base de l'unité nonglaciale.

Le membre terrestre se présente comme un silt très riche en matière organique légèrement stratifié et alterne avec des lits de matériel détritique et sableux (Figure 3.8 et 3.7-A). Les résultats de perte au feu indiquent une forte concentration en matière organique à la base du membre terrestre (jusqu'à 50%), qui diminue graduellement pour atteindre entre 0 et 5% dans les argiles et sables sus-jacents. Combinée à la stratigraphie du dépôt, l'allure détritique ainsi que la structure légèrement usée et incomplète des macrorestes analysés évoquent la possibilité d'un transport fluvial de courte durée. L'apparence du dépôt est caractéristique d'un paléoenvironnement de type chenaux anastomosés permettant l'accumulation en alternance de lits de matériel minéral et de matière organique. Le transport du matériel en milieu fluvial pourrait expliquer de plus la présence simultanée au sein des assemblages microfossiles, de taxons provenant d'environnements variables : milieux terricoles (*Polygonum*, *Urtica*), milieux tourbicoles (*Sphagnum*), milieux aquatiques (*Najas*, *Potamogeton*) et milieux semi-aquatiques (*Menyanthes trifoliata*).

Dans le bassin de la rivière Moose, les analyses microfossiles de sédiments similaires de la Formation de Missinibi révèlent la présence de graines de *Najas flexilis* (Skinner, 1973). Selon lui, la présence de *Najas flexilis* implique un climat légèrement plus chaud que l'actuel. Dans les analyses microfossiles de la séquence nonglaciale de la rivière Nottaway, on note aussi la présence de taxons boréaux qui indiqueraient un environnement légèrement plus chaud qu'aujourd'hui soit *Naja flexilis*, *Ulmus* et *Gaultheria* type *procumbens*. Cependant, ces taxons sont en très faible proportion, soit moins de 1% des pièces identifiées. Les analyses de microfossiles végétaux ne permettent donc pas l'observation d'un refroidissement ou d'un réchauffement de la base vers le sommet de la séquence stratigraphique. Les variations documentées au sein des assemblages (taxons et quantité) sont probablement associées à un changement de l'environnement sédimentaire. Mis à part ces trois taxons, les analyses de macrorestes révèlent des espèces relativement bien représentées actuellement dans les basses terres de la baie James.

Les spectres polliniques de la séquence nonglaciaire sont caractérisés à la base par un assemblage de pollens d'arbres dominé par *Picea mariana* et *Pinus banksiana* et par la présence de *Betula*, *Larix laricina*, *Pinus strobus*, *Abies*, *Quercus*, *Juglans*, *Tsuga* et *Tilia* (Figure 4.4). A priori, cet assemblage à dominance *Picea* et *Pinus*, caractéristique d'un biome boréal, semble nous indiquer un environnement semblable à celui qui caractérise actuellement les basses terres de la baie James. En effet, l'étude des spectres polliniques modernes des basses terres montre que dans l'ensemble des sites étudiés, le genre *Picea* est dominant par rapport au genre *Pinus* (Mott et DiLabio, 1990). Terasmae et Hughes (1960) ont comparé les spectres des séquences de la Formation de Missinaibi avec ceux des dépôts post-glaciaires de la région et sont arrivés à la conclusion que la végétation Missinaibi était relativement semblable à l'actuelle avec une dominance de *Picea* et des concentrations élevées en *Cyperaceae* et *Sphagnum*. Au sommet de la séquence nonglaciaire de la rivière Nottaway, l'absence de pollens arboréens de type *Pinus strobus*, *Quercus*, *Juglans* et *Tilia* et la plus forte proportion de pollens d'herbes de type *Artemisia*, *Ambrosia*, *Tubulifloreae*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Saxifragaceae* et *Rosaceae* pourraient refléter un refroidissement du climat.

Quoiqu'il en soit, la plupart des espèces répertoriées dans les analyses de macrofossiles végétaux et dans les analyses polliniques sont des espèces très bien représentées actuellement dans les basses terres de la baie James, confirmant ainsi la nature interglaciaire de ce dépôt.

L'étude des Rhizopodes pourrait permettre de mieux définir le milieu de dépôt de ces séquences. Cependant, malgré plusieurs tentatives de traitement (avec défloculant, seulement dans l'eau, avec chauffage, sans chauffage, etc.) aucune espèce de Rhizopodes n'a pu être observé dans la séquence interglaciaire, autant dans la portion organique que dans la portion minérale. Les lacs et les tourbières offrent normalement un milieu idéal pour la plupart des taxons de Thécamoebiens. Les tests de Rhizopodes n'ont probablement pas été préservés lors de la diagenèse précoce du matériel. En effet, selon une étude portant sur des sédiments récents, la déshydratation complète d'un sédiment entraîne un très faible taux de préservation des tests de Rhizopodes (Roe et Charman, 2002). Les sédiments nonglaciaires de la rivière Nottaway étant plus anciens et ayant subi une déformation importante depuis leur mise en

place, il n'est donc pas surprenant qu'ils ne renferment pas de Rhizopodes. D'après Patterson et Kumar (2000), les Thécamoebiens occupent une très large variété d'environnements, mais la fossilisation est possible presque exclusivement dans les séquences tourbeuses, lacustres et fluviatiles du Quaternaire récent (Holocène). Seulement un très faible pourcentage des espèces sont communes dans les séquences lacustres fossiles comme la superfamille *Arcellinida* (Medioli et Scott, 1983). La famille *Lesquereusiidae* (tests de plus de $100\mu\text{m}$) est quant à elle bien préservée dans les séquences lacustres fossiles, mais dans certain cas, seulement les plaques siliceuses vont être préservées et non les tests entiers. Douglas et Smol (1987) ont utilisé les plaques d'*Euglypha* et d'autres taxons comme indicateurs paléolimnologiques dans des lacs de l'île Ellesmere en Arctique. Cette méthode pourrait par conséquent être appliquée à la séquence nonglacière de la rivière Nottaway.

Néanmoins, les résultats paléoécologiques présentés ici impliquent un climat fort probablement aussi chaud qu'à l'actuel, suggérant ainsi une mise en place sous des conditions interglaciaires.

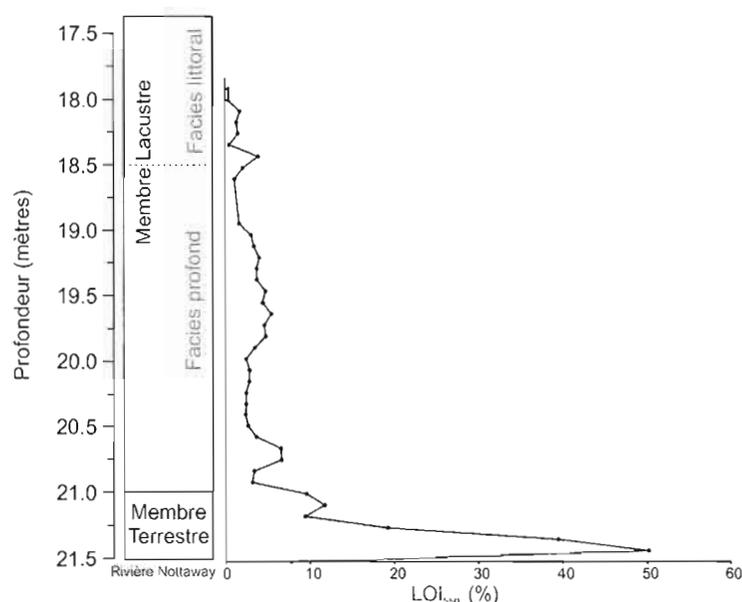


Figure 4.1 Résultats des pertes au feu de la séquence nonglacière.

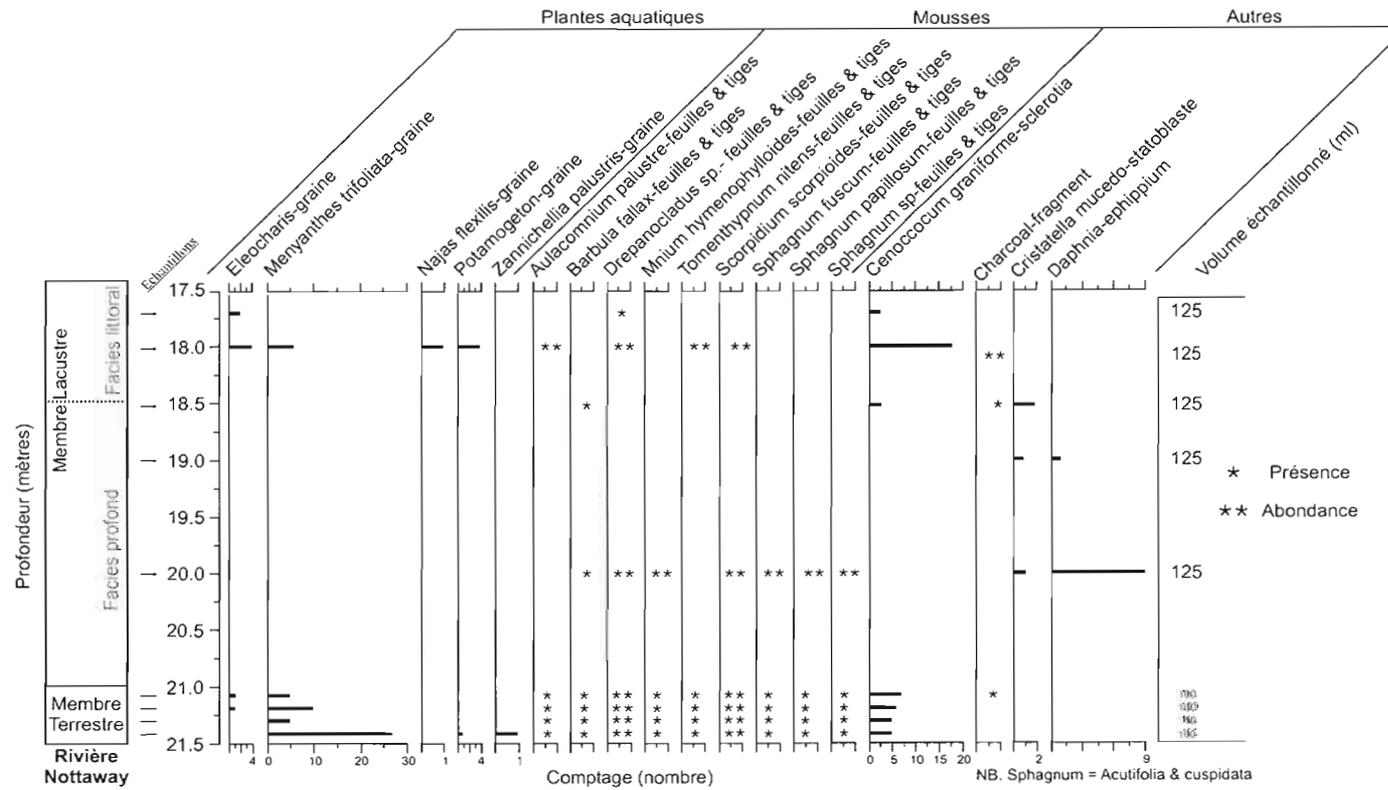


Figure 4.3 Résultats des comptages des macrorestes végétaux (plantes aquatiques, mousses et autres) de la séquence nonglacière.

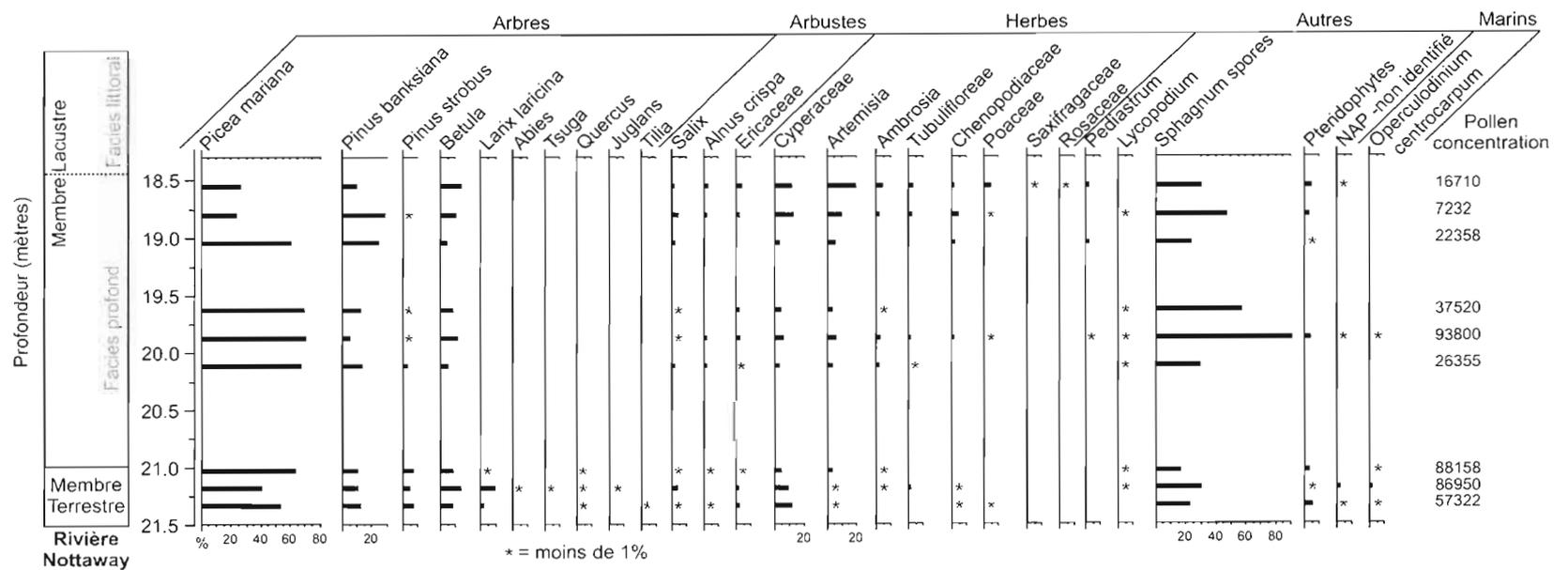


Figure 4.4 Résultats des comptages polliniques de la séquence nonglaciaire.

4.2 GEOCHRONOLOGIE DE LA SÉQUENCE NONGLACIAIRE

La composition et le contenu paléoécologique de la séquence nonglaciale montrent de fortes ressemblances avec les différents sédiments nonglaciaires anciens regroupés sous la Formation de Missinaibi dans le bassin de la rivière Moose (Skinner, 1973). Comme mentionné au chapitre I, cette formation est généralement associée au dernier Interglaciale. Cette conclusion se base sur plusieurs observations : niveau marin élevé, position stratigraphique, analyses paléoécologiques, mesure des paléocourants et âges ^{14}C non-finis. Nous avons utilisé trois méthodes pour contraindre l'âge de la séquence nonglaciale de la rivière Nottaway : le radiocarbone, la chronologie Th/U et la luminescence optique.

4.2.1 Méthode du radiocarbone

La datation au radiocarbone de matériel nonglaciale des séquences pré-Holocène a été appliquée dans le passé sur plus de 20 sites dans les basses terres de la baie James et de la baie d'Hudson. La quasi-totalité des datations ont révélé des âges nonfini (Tableau 4.1) Le seul âge fini a été obtenu par Wyatt (1989) sur de la tourbe fossile de la rivière Beaver en Ontario. Cependant, une analyse ultérieure de la même tourbe a révélé une date au-delà des limites de la méthode.

Deux échantillons de bois de la séquence nonglaciale de la rivière Nottaway ont été datés par la méthode ^{14}C . Les résultats sont présentés dans le tableau 4.1. Les résultats ont livré des âges supérieurs à la limite du radiocarbone, soit $\sim > 55$ ka (Tableau 4.1).

Tableau 4.1 Synthèse des datations ^{14}C de matériel fossiles terrestres des basses terres de la baie d'Hudson (modifié de Thorleifson et al., 1992)

| ^{14}C age (années BP) | Lab. No. | Material | River | Reference |
|------------------------------------|--------------------|-------------|-----------------|------------------------|
| 37 040 | WAT-1378 | Peat | Beaver | Wyatt, 1989 |
| >32 000 | GSC-3074 | Wood | Churchill | Dredge et al., 1990 |
| >35 800 | GSC-83 | Wood | Attawapiskat | Dyck and Fyles, 1963 |
| >37 000 | GSC-892 | Wood | Echoing | McDonald, 1969 |
| >37 000 | GSC-6611 | Wood | Nelson | Roy, 1998 |
| >37 000 | GSC-2481 | Wood | Stupart | Dredge et al., 1990 |
| >38 000 | GSC-4146 | Peat | Beaver | Wyatt, 1989 |
| >41 000 | GSC-1736 | Wood | Gods | Klassen, 1986 |
| >41 000 | GSC-1011 | Peat | Severn | McDonald, 1969 |
| >42 000 | Gro-1921 | Peat | | McDonald, 1971 |
| >42 000 | Y-1165 | Peat | Harricana | Stuiver et al., 1963 |
| >43 000 | GSC-4154 | Peat | Beaver | Wyatt, 1989 |
| >43 600 | GSC-435 | Wood | Little Abitibi | Lowdon et al., 1967 |
| >49 000 | GSC-4420HP | Wood | Nelson | Nielsen et al., 1988 |
| >49 000 | GSC-4471HP | Wood | Gods | Dredge et al., 1990 |
| >50 000 | GSC-5071HP | Wood | Missinaibi | Morgan, unpublished |
| >51 000 | GSC-4423HP | Peat | Beaver | Wyatt, 1989 |
| >51 000 | GSC-4444HP | Wood | Echoing | Dredge et al., 1990 |
| >53 000 | Gro-1435 | Wood | Missinaibi | McDonald, 1971 |
| >54 000 | GSC-1185 | Peat | | McDonald, 1971 |
| >54 800 | CAMS-130897 | Wood | Harricana | D.Loubert, 2009 |
| Nonfinite | VH-87-17 | Wood | Nottaway | Veillette, unpublished |
| >55 200 | CAMS-130896 | Wood | Nottaway | Cette étude |
| >72 500 | QL-197 | Wood | Missinaibi | Stuiver et al., 1978 |

4.2.2 La chronologie Th/U

4.2.2.1 Généralités sur la méthode

Au-delà du Wisconsinien moyen, les séquences organiques nonglaciaires ne peuvent donc être datées par radiocarbone, l'enrichissement radioactif du ^{14}C ne permet guère d'étendre la méthode du radiocarbone au-delà de cette période. La datation par l'uranium-thorium constitue une des méthodes les plus éprouvées pour donner accès à une chronologie absolue au-delà de 50 ka (Causse et Hillaire Marcel, 1986). Parmi les chaînes de désintégrations radioactives naturelles utilisées en géochronologie pour la datation d'événements géologiques, les séries dites de l'uranium sont les plus importantes et les plus communément utilisées. La chronologie Th/U se base sur la désintégration radioactive de la série de l'uranium 238 pour laquelle le cheminement vers la stabilité nucléaire (le plomb 206) se fait en plusieurs étapes (Figure 4.5). Dans un système clos, i.e. où aucun élément fils ou père ne peut entrer ou sortir du système, les éléments ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th finissent par atteindre un état d'équilibre séculaire. Lorsque l'état d'équilibre est atteint, le taux de désintégration de tous les éléments d'une même chaîne radioactive est le même, et donc leur rapport d'activité sera le même. Ce processus se résume par l'équation suivante :

$$\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \lambda_3 N_3 = \lambda_4 N_4 = \dots \lambda_n N_n$$

Où N_i est le nombre d'atome de l'élément i et λ représentent les constantes de désintégration des différents éléments. Dans le cas de la Période Quaternaire, nous utilisons donc le déséquilibre radioactif $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Son application peut s'étendre jusqu'à quatre fois la période du ^{230}Th , soit environ 300 ka. Cette méthode a été développée pour la datation de carbonates purs tels que des coraux et des spéléothèmes. Dans un corail, la relation entre le thorium 230 et l'uranium 234 est fonction du temps écoulé depuis la précipitation de ce carbonate (Kaufman, 1993). Cette relation se résume par :

$$\left[\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}} \right] = \left[\frac{^{238}\text{U}}{^{234}\text{U}} \right] \left(1 - e^{-\lambda_{230}t} \right) + \left(1 - \left[\frac{^{238}\text{U}}{^{234}\text{U}} \right] \right) \times \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \left(1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})t} \right)$$

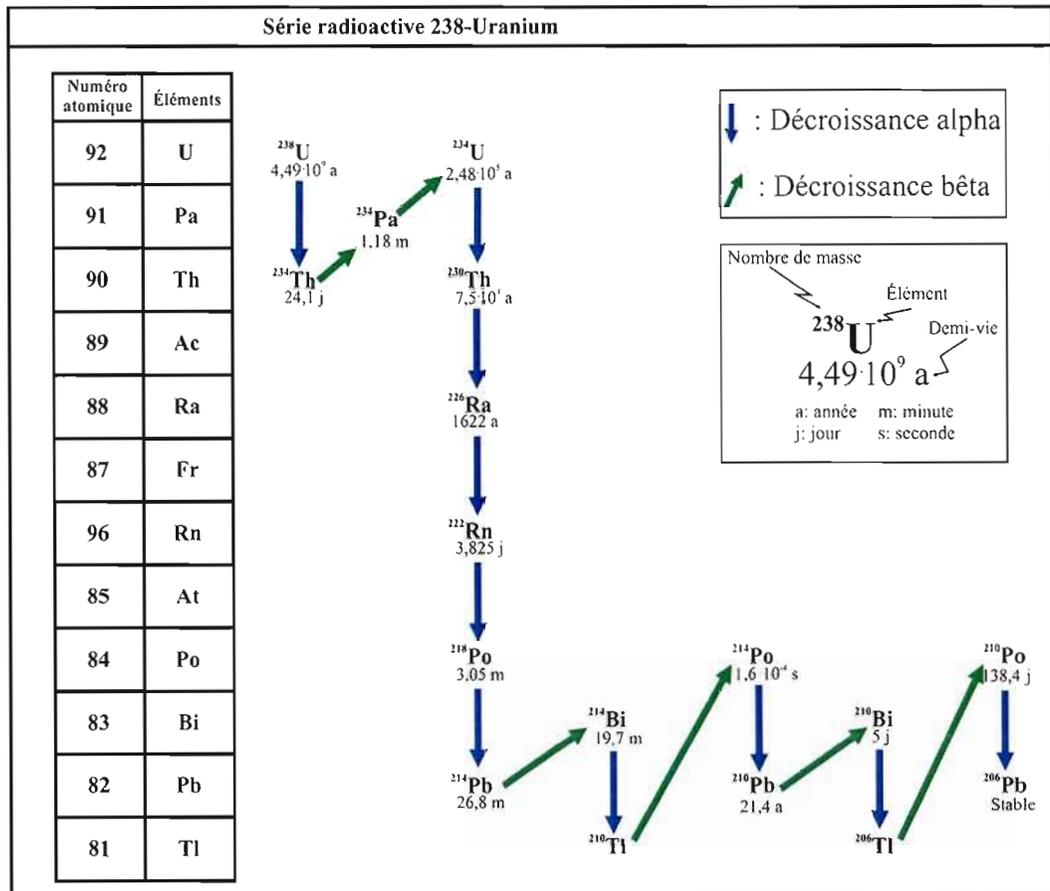


Figure 4.5 Chaîne de désintégration : famille de l'uranium 238 (Aitken, 1985).

Ainsi, l'équation du déséquilibre uranium-thorium peut être valide seulement si les conditions du système répondent aux postulats suivants :

- 1) L'échantillon était au départ dépourvu de ^{230}Th et l'uranium a été fixé au moment de l'enfouissement ou pendant la diagenèse précoce.
- 2) L'échantillon est demeuré dans un système géochimiquement clos, c'est-à-dire qu'il y a eu une seule phase de fixation de l'uranium.

Cette méthode a été utilisée pour tenter de contraindre l'âge d'une séquence de tourbes fossiles pour la première fois par Vogel et Kronfeld (1980). Ensuite, la méthode a été appliquée dans quelques rares cas pour la datation de bois fossiles (Causse et Hillaire-Marcel, 1986; de Vernal et al., 1986; Causse et Vincent, 1989; Ross, 1997; Schirrmeister, 2002). Ceci est dû en grande partie au fait que le bois vivant contient très peu d'uranium dans sa structure

ligneuse. L'uranium contenu dans le bois ou la tourbe fossile provient généralement d'une contamination « diagénétique » lors de l'enfouissement des restes ligneux ou de la tourbe. L'uranium étant très soluble comparativement au thorium, il se retrouve normalement en solution dans l'eau environnante (lac, tourbière, rivière, ruisseau). L'isotope fils (^{230}Th) étant très peu soluble, il sera rapidement adsorbé sur des particules en sédimentation et sera donc retiré de la solution.

Dans ce cas, le premier postulat est vérifié. Lorsque la solution aqueuse riche en isotope père (^{234}U) sera incorporée dans le bois, elle sera dépourvue de l'isotope fils (^{230}Th). Donc, avec le temps, si le système reste relativement clos après l'enfouissement (2^{ème} postulat), la totalité du ^{230}Th présent dans l'échantillon de bois proviendra de la désintégration radioactive du ^{234}U initial. Dans ce contexte, l'âge Th/U pourra être considéré comme étant l'âge de la contamination et donc de l'enfouissement précoce. Selon Causse et Hillaire-Marcel (1986), le deuxième postulat est le plus important et représente le plus gros obstacle à l'application de cette méthode. Dans les régions plus septentrionales, la persistance du pergélisol contribue grandement à maintenir des conditions de système clos. Dans de tels conditions, les résultats sont souvent très satisfaisants (Causse et Vincent, 1989; Ross, 1997; Schirmeister, 2002).

Pour ce qui est de la séquence non-glaciaire de la rivière Nottaway, les hypothèses de départ sont les suivantes :

- 1) L'excellente préservation des macrofossiles suggère un enfouissement rapide avec peu de transport;
- 2) L'important volume d'argiles et silts de la séquence renfermant les bois a limité les flux isotopiques;
- 3) L'avancée de la glace suivant l'englaciation du territoire après l'interglaciaire à compacté le dépôt argileux, contribuant ainsi à maintenir de faibles gradients hydrauliques (transmissivités hydraulique);
- 4) La fermeture du système a été rapide;

4.2.2.2 Le principe de l'isochrone

Aucun isotope de l'uranium ou du thorium n'est stable dans la nature. Cependant, le thorium 232 possède une demi-vie très longue, soit d'environ 14 milliards d'années. Donc, à l'échelle de temps géologique qui nous intéresse (le Quaternaire), on peut considérer cet isotope comme « stable ». Si cet isotope ne provient pas de la désintégration d'un autre isotope et qu'il est considéré comme stable, il sera donc très utile dans la construction d'isochrone. La présence de cet isotope dans un système est généralement interprétée comme reflétant une contamination par des particules détritiques. Cette caractéristique du thorium 232 est très importante, et va permettre d'estimer la contribution de la phase détritique. Par l'analyse séquentielle de plusieurs échantillons représentatifs du même événement géologique, l'isochrone permettra de vérifier si tous les échantillons ont suivi la même évolution géochimique depuis la mise en place (sédimentation) et donc de savoir s'il y a eu une seule phase de fixation de l'uranium (Rosholt, 1976). Selon la quantité d'uranium fixée lors de la diagenèse précoce, les échantillons devraient suivre une évolution géochimique différente mais ils devraient néanmoins s'aligner sur une droite pour un même temps (t), d'où le nom isochrone (Figure 4.6). La pente de ce graphique permet de connaître le rapport $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ du « système » et donc nous renseigne sur le temps de résidence de l'uranium authigène fixé dans les échantillons.

Pour calculer le rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ du système, un graphique isochrone $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ en fonction de $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ est construit et la pente de cet isochrone nous donne la valeur $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ du système. Dans ce cas, la pente de l'isochrone sera > 1 . Par contre, si les échantillons ne demeurent pas en système clos tout au long du temps d'enfouissement, l'isochrone ne permettra pas d'établir un âge de système. Si par exemple un événement géologique (infiltration d'eau, contamination phréatique, etc..) avait induit une deuxième phase de fixation de l'uranium dans le système, les échantillons devraient suivre une évolution géochimique très différente et la construction d'une pente isochrone serait alors impossible (Figure 4.7).

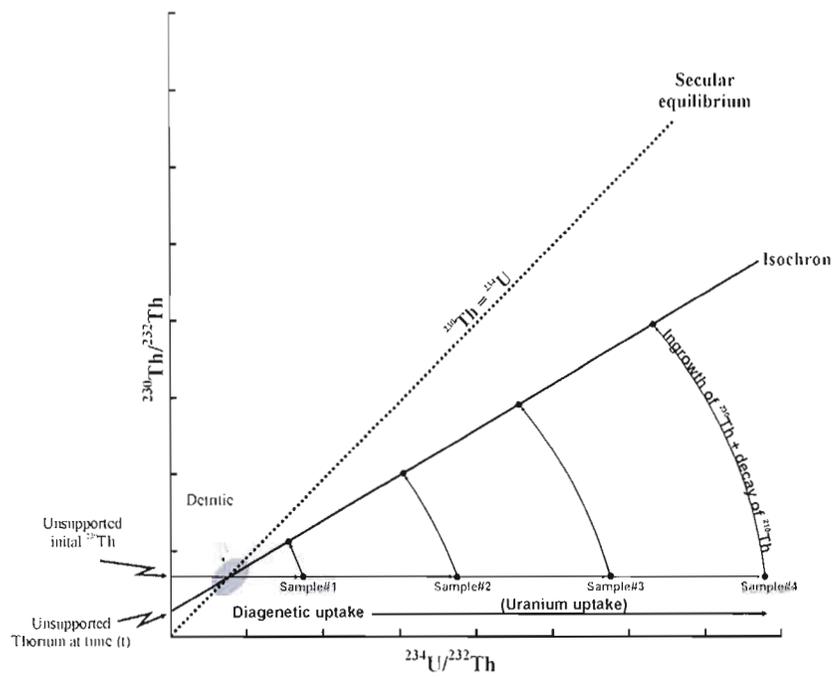


Figure 4.6 Modèle d'une droite isochrone avec une seule phase de fixation de l'uranium.

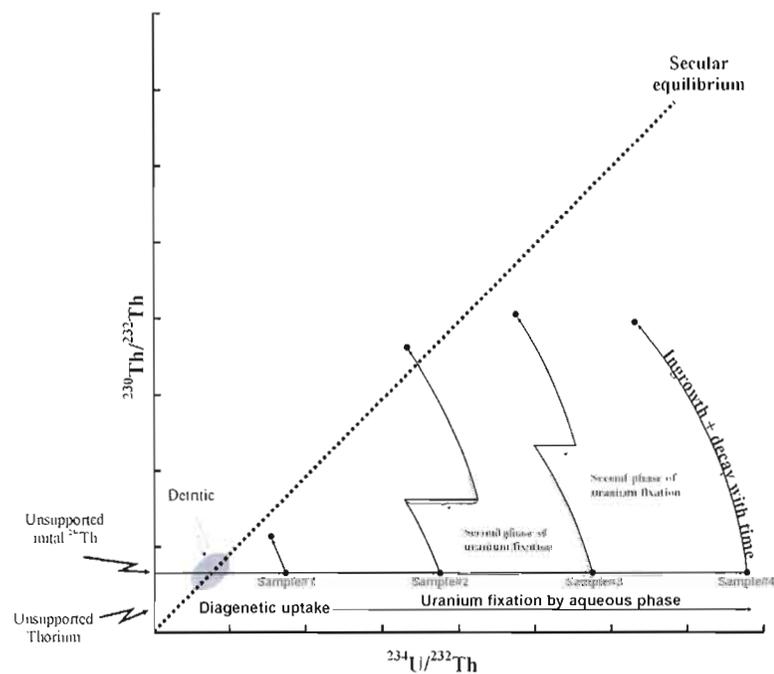


Figure 4.7 Modèle d'une droite isochrone avec deux phases de fixation de l'uranium.

4.2.2.3 Résultats : chronologie $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$

Un total de 6 échantillons de bois fossiles ont été analysés. Les fragments de bois analysés ont tous été échantillonnés *in situ* dans les sédiments affleurant à la base de la coupe des tourbes (Figure 4.8). Les bois ont été récoltés à un mètre au dessus du niveau actuel de la rivière, à l'exception de l'échantillon 06N021 qui a été échantillonné à 4 mètres du niveau de la rivière dans la séquence de sables organiques (Tableau 4.2).

Tableau 4.2 Poids et localisation des échantillons de bois datés en Th/U

| Échantillons | Localisation | Espèce | Quantité de bois utilisée (g) | Poids du spike (g) |
|-------------------------|-------------------|---------------------------|-------------------------------|--------------------|
| 06N001-A-center | Coupe des tourbes | <i>Picea mariana</i> | 14,3601 | 0,0938 |
| 06N001-A-edge | Coupe des tourbes | <i>Picea mariana</i> | 17,1502 | 0,0815 |
| 06N001-B-center | Coupe des tourbes | <i>Picea mariana</i> | 24,7828 | 0,0966 |
| 06N001-B-center(bis) | Coupe des tourbes | <i>Picea mariana</i> | 9,731 | 0,1168 |
| 06N001-B-edge | Coupe des tourbes | <i>Picea mariana</i> | 18,6579 | 0,089 |
| 06N001-C-center | Coupe des tourbes | <i>Picea mariana</i> | 26,2941 | 0,078 |
| 06N001-C-edge | Coupe des tourbes | <i>Picea mariana</i> | 12,4487 | 0,061 |
| 06N001-D | Coupe des tourbes | <i>Picea mariana</i> | 8,7809 | 0,0782 |
| 06N001-E | Coupe des tourbes | <i>Picea mariana</i> | 16,8013 | 0,0907 |
| 06N001-E(bis) | Coupe des tourbes | <i>Picea mariana</i> | 22,0962 | 0,1095 |
| 06N021 | Coupe des tourbes | <i>Thuja occidentalis</i> | 5,0308 | 0,0898 |
| 08E001 (Récolté vivant) | Réservoir Opinaca | <i>Picea mariana</i> | 30,1925 | 0,0976 |

Stratigraphiquement, les fragments de bois proviennent du sommet de l'unité organique (membre terrestre), la base de celle-ci étant submergée par les eaux de la rivière. Ils reposaient sous une couverture compacte d'argile et de silt de plus de 3 mètres d'épaisseur. Cette couche argileuse compacte a fort probablement permis de réduire efficacement les flux isotopiques et les gradients hydrauliques au sein de l'horizon organique. L'échantillon 08E001 est un échantillon de bois moderne qui a été échantillonné vivant à 195 km au nord-est du terrain d'étude dans le secteur du réservoir Opinaca. Ce bois moderne a été analysé pour son contenu en uranium dans le but de savoir si avant leur enfouissement, les bois fossiles contenaient déjà une concentration initiale (héritée) en uranium. Les fragments ont été identifiés à l'espèce au Laboratoire Jacques-Rousseau de l'Université de Montréal par Alayn Larouche. Tous les échantillons sont de la même espèce, soit de l'épinette noire (*Picea mariana*) mis à part 06N021 (*Thuja occidentalis*).



Figure 4.8 Échantillons de bois fossiles enfouis à la base de l'unité organique.

Tableau 4.3 Résultats des analyses Th/U par spectrométrie de masse

| Sample | ^{238}U (ppb) | $[\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}]_i$ | ^{232}Th (ppb) | $[\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}]_i$ | $[\frac{^{234}\text{U}}{^{232}\text{Th}}]_i$ | $[\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}]_i$ | Apparent age (ka) ¹ | Wood species |
|--------------------------|------------------------|---|-------------------------|---|--|--|--------------------------------|--------------------------------------|
| 06N001-A-center | 17.686 ± 0.099 | 1.295 ± 0.012 | 1.580 ± 0.011 | 23.576 ± 0.387 | 44.279 ± 0.568 | 0.532 ± 0.009 | 79.0 +2.0 / -2.0 | <i>Picea mariana</i> - Wood log |
| 06N001-A-edge | 380.920 ± 2.767 | 1.006 ± 0.009 | 32.979 ± 0.465 | 21.805 ± 0.467 | 35.514 ± 0.619 | 0.614 ± 0.014 | 103.4 +3.2 / -3.0 | <i>Picea mariana</i> - Wood log |
| 06N001-B-center | 48.214 ± 0.266 | 1.219 ± 0.009 | 2.563 ± 0.025 | 45.053 ± 0.745 | 70.060 ± 0.912 | 0.643 ± 0.009 | 107.3 +2.6 / -2.6 | <i>Picea mariana</i> - Wood log |
| 06N001-B-center (bis) | 26.372 ± 0.125 | 1.205 ± 0.014 | 1.726 ± 0.010 | 38.744 ± 0.579 | 56.273 ± 0.753 | 0.688 ± 0.012 | 120.8 +4.0 / -4.0 | <i>Picea mariana</i> - Wood log |
| 06N001-B-edge | 315.947 ± 2.235 | 1.008 ± 0.011 | 23.024 ± 0.854 | 26.668 ± 1.437 | 42.263 ± 1.643 | 0.607 ± 0.026 | 101.5 +7.7 / -7.1 | <i>Picea mariana</i> - Wood log |
| 06N001-C-center | 359.289 ± 3.769 | 0.978 ± 0.017 | 33.066 ± 1.025 | 20.400 ± 0.880 | 32.475 ± 1.144 | 0.628 ± 0.021 | 108.2 +6.9 / -6.4 | <i>Picea mariana</i> - Wood log |
| 06N001-C-edge | 116.951 ± 1.015 | 1.105 ± 0.013 | 15.783 ± 0.209 | 16.201 ± 0.336 | 23.791 ± 0.467 | 0.681 ± 0.012 | 122.5 +4.6 / -4.4 | <i>Picea mariana</i> - Wood log |
| 06N001-D | 43.071 ± 0.291 | 1.110 ± 0.011 | 103.290 ± 1.567 | 1.132 ± 0.114 | 1.4151 ± 0.027 | 0.799 ± 0.80 | 166.6 +47.5 / -37.1 | <i>Picea mariana</i> - Small twig |
| 06N001-E | 8.522 ± 0.049 | 1.104 ± 0.013 | 11.528 ± 0.088 | 1.542 ± 0.065 | 2.503 ± 0.037 | 0.616 ± 0.026 | 102.0 +7.6 / -7.1 | <i>Picea mariana</i> - Small twig |
| 06N001-E (bis) | 12.664 ± 0.063 | 1.105 ± 0.016 | 17.968 ± 0.920 | 1.509 ± 0.261 | 2.380 ± 0.127 | 0.634 ± 0.105 | 107.0 +35.0 / -26.4 | <i>Picea mariana</i> - Small twig |
| 06N021 | 104.495 ± 0.644 | 1.268 ± 0.016 | 125.345 ± 2.392 | 1.393 ± 0.125 | 3.231 ± 0.076 | 0.431 ± 0.038 | 60.0 +7.2 / -7.1 | <i>Thuja occidenta.</i> - Small twig |
| 08E001 (collected alive) | 0.1433 ± 0.001 | 1.034 ± 0.015 | nd | nd | nd | nd | nd | <i>Picea mariana</i> - Wood log |

¹ L'âge apparent signifie que les âges n'ont pas été encore corrigés pour la fraction détritique.

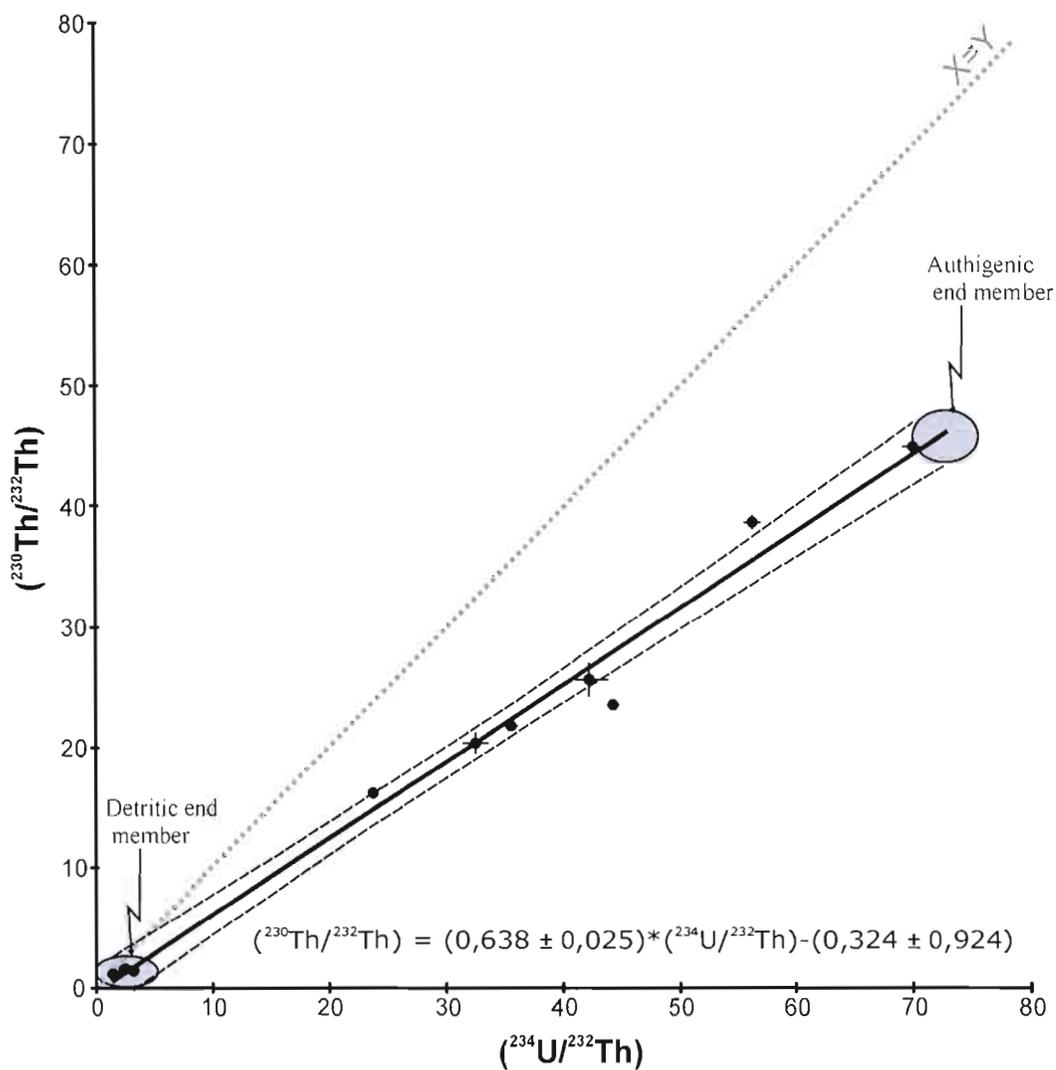


Figure 4.9 Graphique isochrone des rapports d'activités $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ des échantillons de bois fossiles de la rivière Nottaway. La pente de la droite de régression (ligne pleine, ainsi que son incertitude (lignes pointillées) ont été déterminés avec le logiciel Excel stat. La ligne pointillée grise indique la droite de pente 1.

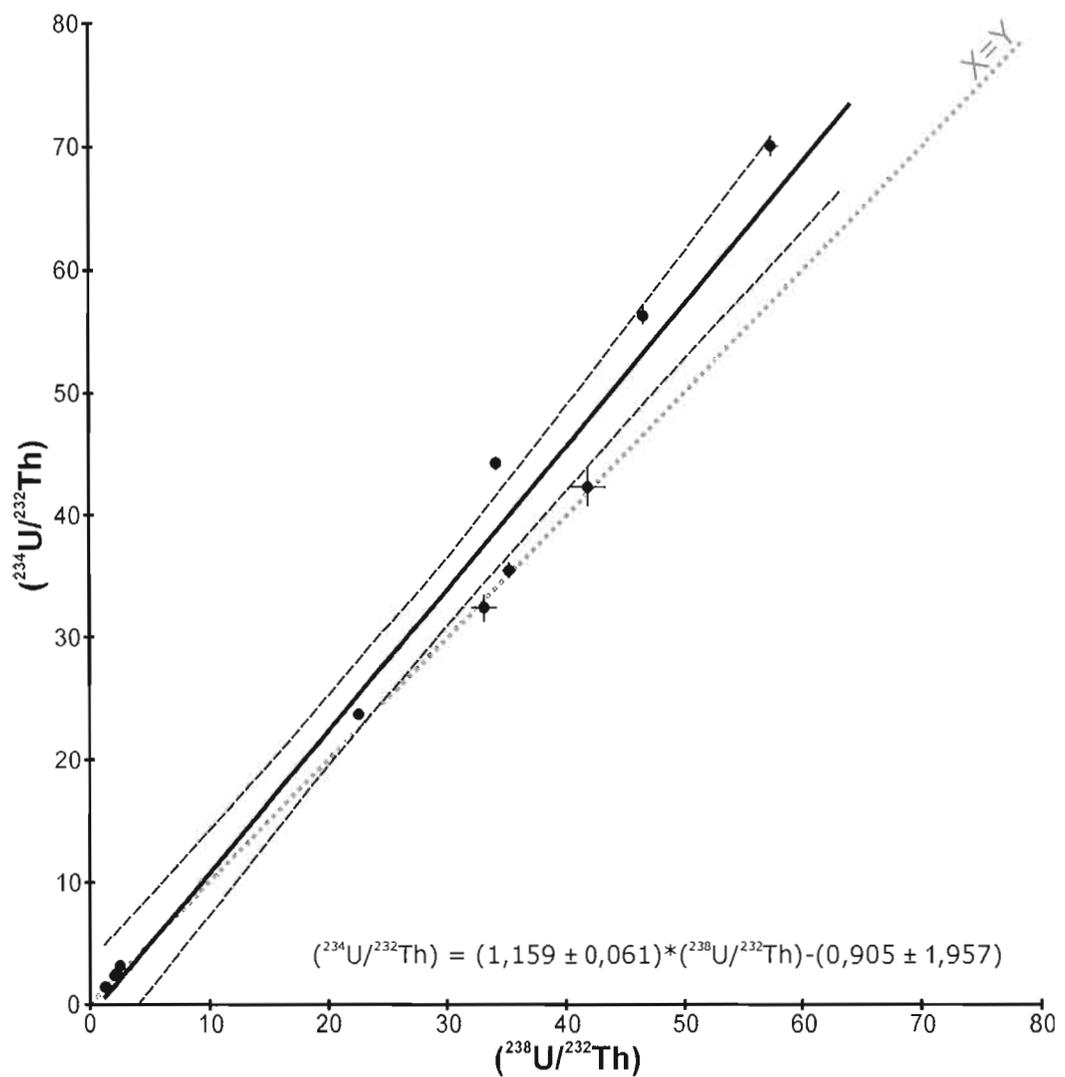


Figure 4.10 Graphique isochrone des rapports d'activités $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ des échantillons de bois fossiles de la rivière Nottaway. La pente de la droite de régression (ligne pleine, ainsi que son incertitude (lignes pointillées) ont été déterminés avec le logiciel Excel stat. La ligne pointillée grise indique la droite de pente 1.

Les résultats des analyses par spectrométrie de masse montrent que l'échantillon de bois vivant a une concentration très faible en uranium par rapport aux échantillons de bois fossiles (60 à 2600 fois plus élevés). La faible concentration en uranium dans l'échantillon vivant (0.1433 ppb) indique qu'une importante fixation d'uranium a eu lieu dans les échantillons fossiles et que cette absorption est fort probablement reliée à un phénomène diagénétique durant la phase de diagenèse précoce. Durant cette diagenèse précoce, du matériel détritique peut s'incruster relativement « profondément » dans le bois (incorporation de phyllites argileuses porteuses dans les tissus ligneux). Pour contrer ce problème, on procède à un nettoyage mécanique au dremel© de la surface des échantillons avant les analyses afin d'enlever une grande partie de ces phyllites incrustées dans le bois. On analyse ensuite le centre des échantillons, lequel devrait normalement avoir été moins affecté par la présence de ces particules détritiques. Cependant, malgré le nettoyage mécanique préalable, les analyses spectrométriques révèlent des concentrations variables de ^{232}Th (1.5ppb à 218 ppb). Les échantillons d'environ 1cm en diamètre sont beaucoup plus affectés par la présence de ces particules détritiques que les échantillons de plus grande taille (diamètre > 10 cm). Les résultats démontrent que les petits échantillons de bois tel que 06N001D, 06N001E, 06N00E bis et 06N021 ont des rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ très faibles (moins de 2). Comme le ^{232}Th provient de la phase détritique, ceci signifie que ces échantillons contiennent beaucoup plus de matériel détritique que les autres. Néanmoins, ces échantillons s'alignent sur les mêmes isochrones que les échantillons de plus gros diamètre.

Les analyses montrent que la surface extérieure des échantillons (ex. 06N001A-edge, 06N001B-edge et 06N001C-edge) a des rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ légèrement plus faibles que le centre de ces mêmes échantillons (06N001A-center, 06N001B-center et 06N001C-center). Cependant, pour de très petits échantillons, les phyllites semblent avoir atteint le centre du bois, ce qui est représenté par un très faible rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$. Les fortes concentrations d'uranium et la présence de cette fraction détritique mesurées dans le bois fossile indiquent clairement que les échantillons ont été en « système ouvert » pendant une certaine période de temps après leur dépôt dans l'environnement sédimentaire. Selon Kaufman (1996), la fixation de l'uranium débute dès les premières phases de la diagenèse et cesse subséquentement après une période d'environ 15 ka. Si le système radioactif est demeuré chimiquement clos depuis

la fin de cette phase de fixation de l'uranium, les âges obtenus peuvent être considérées comme des âges minimaux des échantillons. Dans ce contexte, les âges obtenus ne reflètent donc pas l'âge absolu des échantillons de bois, mais l'âge de fermeture du système.

Dans le cas présent, on considère les rapports isotopiques d'uranium et de thorium mesurés dans les bois fossiles comme un mélange entre un pôle détritique (hérités des particules détritiques) et un pôle authigène qui représente essentiellement l'uranium fixé lors de la diagenèse précoce et le thorium produit par la désintégration de cet uranium secondaire (Figure 4.6). Pour calculer les âges ^{230}Th apparents des échantillons, nous avons construits des graphiques isochrones avec les rapports d'activités (Figures 4.9 et 4.10). Dans le graphique isochrone des rapports d'activités $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (Figure 4.9), le coin inférieur gauche représente le pôle détritique tandis que le coin supérieur droit représente le pôle authigène. La pente de ces isochrones représente les ratios d'activités de la phase authigène des échantillons. Ces ratios sont ensuite utilisés pour calculer les âges corrigés de la fixation de l'uranium.

Les Figures 4.9 et 4.10 montrent que les ratios isotopiques des échantillons s'alignent sur les isochrones des deux graphiques avec des R^2 de 98,6% et de 97,6%, respectivement. Dans chacun des graphiques, on remarque cependant un groupe d'échantillons près du pôle détritique. Il s'agit des 4 échantillons de petite taille (06N001D, 06N001E, 06N00E bis et 06N021) qui présentent un faible ratio $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$. Ces échantillons sont beaucoup plus affectés par la présence de ces argiles détritiques que les autres échantillons (Figure 4.11). On peut donc séparer les échantillons en deux groupes distincts, soit un groupe (groupe 2) qui présente une forte contamination détritique ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} < 2$) et un autre groupe (groupe 1) qui présente une faible contamination détritique ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} > 16$). Les échantillons du groupe 2 ont un rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ trop faible pour l'application d'un facteur de correction détritique, lequel aurait un impact majeur sur l'âge de ces échantillons (voir Appendice A). Bien que ces échantillons s'alignent bien sur les isochrones, ces échantillons ne seront pas retenus dans le calcul final de l'âge du dépôt. Ils sont simplement attribués au pôle détritique du système Th/U.

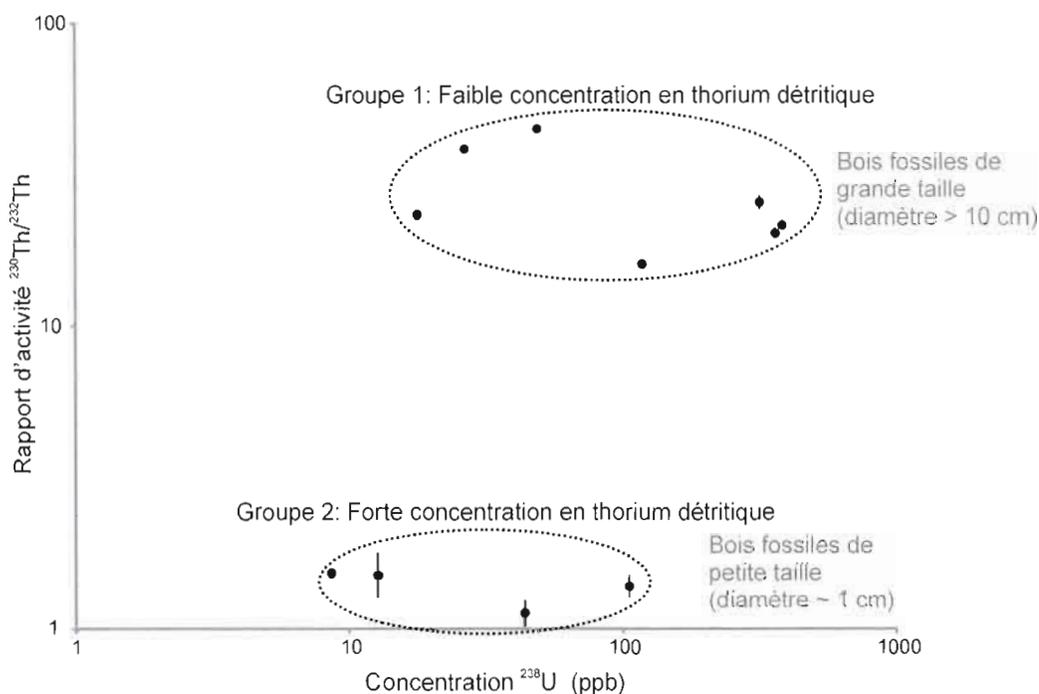


Figure 4.11 Graphique log des concentrations en uranium (ppb) en fonction du rapport d'activité $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ des échantillons de bois fossiles.

Comme les rapports isotopiques mesurés représentent un mélange entre un pôle détritique et un pôle authigène, l'attribution d'un âge Th/U nécessite donc qu'on détermine les rapports isotopiques de la phase détritique. Pour ce faire, on peut considérer qu'il n'y a pas eu de contamination détritique (rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de la fraction détritique = 0), et les âges seront calculés directement à partir des valeurs mesurées (Tableau 4.3). Cependant, comme il y a eu fixation d'uranium diagénétique et qu'il y a présence de ^{232}Th , le rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ détritique est nécessairement supérieur à zéro. Kaufman (1993) propose le postulat suivant pour établir un facteur de correction:

« *The correction factor (the original detrital $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ratio) has more or less constant worldwide value, usually taken to between 1.5 and 1.7* »

Autrement dit, dans le cas où on ne connaît pas le rapport détritique $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, Kaufman (1993) suggère donc d'utiliser un rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ détritique entre 1.5 et 1.7. Conséquemment, nous avons utilisé des rapports détritiques successifs variant de 0 à 1.7 en recalculant à chaque fois les âges corrigés. Le détail de ces données peut être consulté en Appendice A. Les échantillons de petite taille du groupe 2 (Figure 4.11) sont évidemment

affectés de façon considérable par l'augmentation du rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ détritique. En effet, une très faible variation de ce rapport modifiera ces âges de plusieurs milliers d'années (Appendice A). Les échantillons de grande taille du groupe 1, lesquels sont peu contaminés au départ, sont quant à eux, peu affectés par cette augmentation (Figure 4.12).

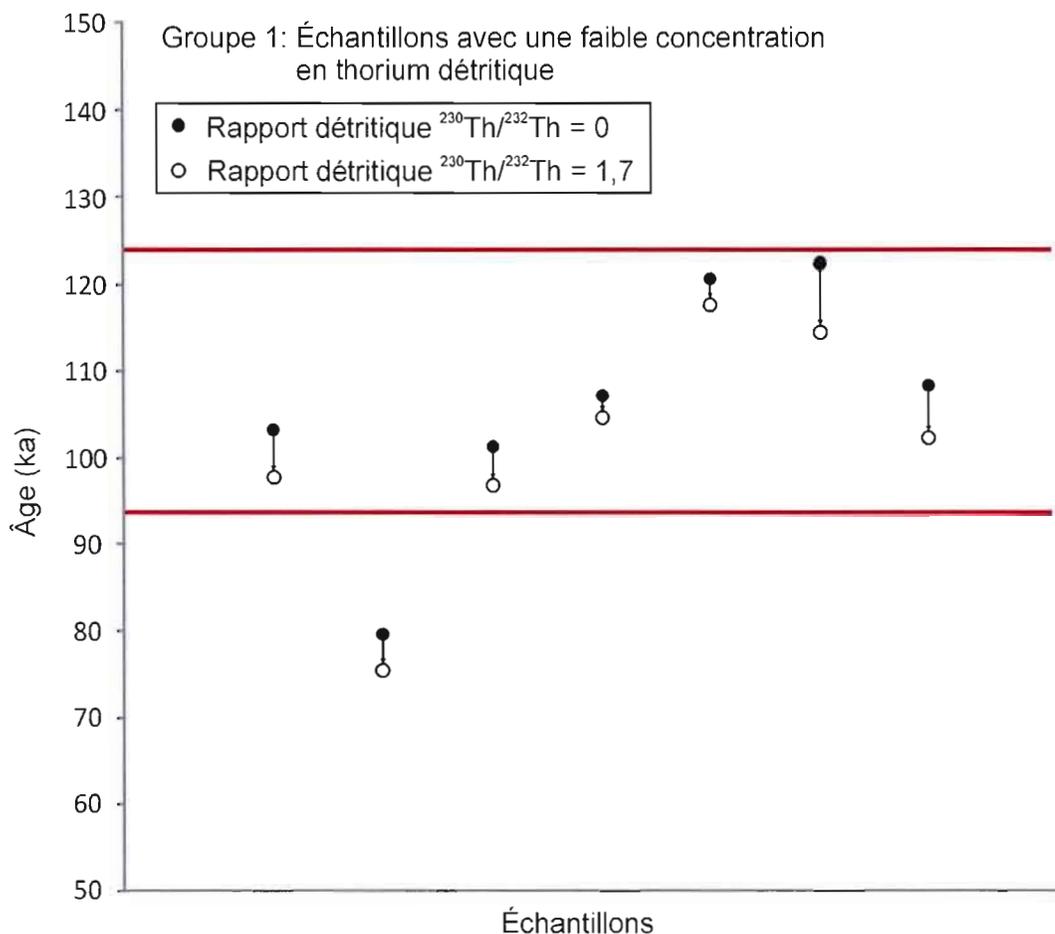


Figure 4.12 Âges des échantillons de bois fossiles du groupe 1 en fonction du rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de la fraction détritique. Les zones grises représentent les domaines d'incertitude. La zone comprise entre les lignes rouges présente le principal domaine d'âge en excluant un échantillon (voir texte). Les points noirs représentent les âges initiaux sans corrections et les points blancs représentent les âges corrigés pour la fraction détritique.

En somme, peu importe le rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de la fraction détritique utilisé pour la correction, les échantillons du groupe 1 donnent des âges relativement similaires, variant entre 95 et 125 ka, sauf pour un échantillon qui donne un âge un peu plus jeune autour de 80 ka. Cet échantillon a été analysé de nouveau et donne un âge de 100 ka. (Les graphiques et le calcul d'âge final considérant cette nouvelle donnée seront modifiés dans une publication subséquente). Si on reconstruit les courbes isochrones en excluant les échantillons du groupe 2, on remarque que les pentes des isochrones sont peu modifiées. Les échantillons du groupe 2 sont néanmoins utiles pour estimer le rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ maximal de la fraction détritique du système, lequel se situe autour de 1 (Appendice A). L'âge moyen des échantillons du groupe 1 est représenté sur la Figure 4.13 (zone grise). Les âges suggèrent une mise en place vers la fin de l'interglaciaire. La fermeture du système a fort probablement été maintenue par la couverture d'argile qui englobe et recouvre le bois, laquelle une fois compactée par le passage de l'inlandsis a fort probablement limité au minimum les flux isotopiques et les gradients hydrauliques au sein de l'horizon organique.

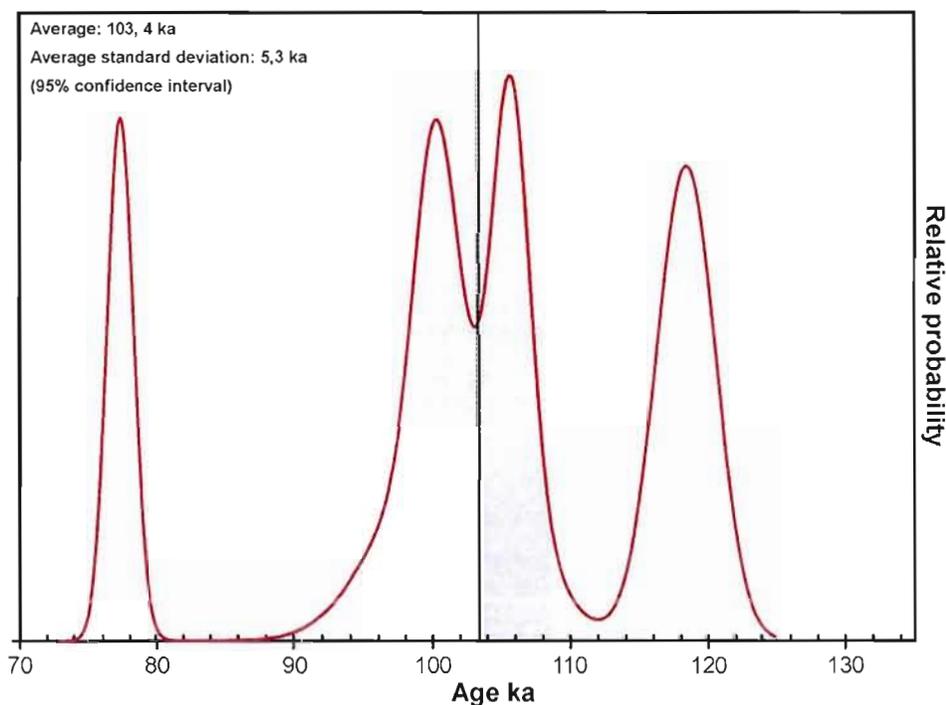


Figure 4.13 Distribution gaussienne des âges des échantillons du groupe 1 (Figure 4.12) en utilisant un rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 1$. La zone grise ainsi que la ligne pointillée représente la moyenne des âges et son incertitude.

En conclusion, les résultats Th/U pour les bois fossiles de l'unité nonglaciale de la rivière Nottaway indiquent un âge moyen de 103 ka, avec une dispersion qui varie entre 98 ka et 108 ka. Cet âge assigne donc cet unité au stade isotopique 5 et vient confirmer pour la première fois les interprétations attribuant des séquences similaires à un interglaciaire dans plusieurs régions des basses terres de la baie James et de la baie d' Hudson. (Terasmeae et Hughes, 1960; McDonald, 1969 ; Skinner, 1973 ; Nielsen et al., 1986 ; Dredge et al., 1990 ; Roy, 1998).

4.2.3 La méthode de datation par luminescence optiquement stimulée

4.2.3.1 Historique de la méthode

Le principe de la luminescence émise par certains minéraux en présence de chaleur remonte à la fin du XVII^e siècle par les observations de Robert Boyle. La datation par thermoluminescence a connu un essor considérable depuis son élaboration dans les années 1950. Elle fut au départ exclusivement limitée à l'étude des céramiques avant d'être appliquée depuis les années quatre-vingts à la datation de matériel archéologique (pierres brûlées et sédiments chauffés) et géologique (sables éoliens, sables fluvioglaciers et loess quaternaire). Daniels et al. (1953) ont émis l'hypothèse que la luminescence serait le résultat de la radioactivité émise par les radio-isotopes (U-Th-K) contenus dans certains minéraux. En effet, Daniels fut le premier à voir en cette méthode un outil intéressant de datation de roches éruptives et pour l'étude de l'histoire thermique des météorites, la paléoclimatologie, la géothermie, la dosimétrie, etc. Ce n'est qu'au début des années 1950, avec l'avènement des photomultiplicateurs, que la détection de très faibles quantités de lumière fut possible. Plusieurs minéraux sont utilisés à des fins de datation en archéologie et en géologie. Les plus fréquemment utilisés sont les quartz, les feldspath-K, les zircons et la calcite. Les deux minéraux les plus utilisés pour la datation par luminescence sont le quartz et le feldspath-potassique.

Dans notre cas, nous avons utilisé les feldspath-K car ils offrent certains avantages par rapport au quartz (Huntley et Lamothe, 2001);

L'intensité lumineuse du feldspath-K est plus grande que celle du quartz. Pour des échantillons jeunes, la luminescence des quartz est parfois beaucoup trop faible pour être mesurable. De plus, le niveau de saturation des feldspaths est plus élevé que celui des quartz, ce qui permet d'accumuler plus de charge dans les pièges et ainsi de dater des sédiments plus anciens (à dose environnementale égale) que les quartz. Ensuite, la luminescence des feldspaths peut être mesurée en présence d'autres minéraux en utilisant une stimulation dans l'infrarouge (1.4 eV) et les corrections de transfert thermique sont donc moins importantes pour les feldspaths. Néanmoins, les feldspaths-K sont moins utilisés que les quartz car ils sont affectés par un phénomène de décroissance anormale du signal lumineux avec le temps,

sans qu'il y ait de stimulation externe (*anomalous fading* ; Wintle, 1973), et pour lequel une correction sur l'âge mesuré doit être apportée (Section 4.3.3.6).

4.3.3.2 Principe physique

La luminescence résulte de la présence d'électrons, de pièges et de centres de recombinaison situés dans la bande de valence et la bande de conduction du minéral. Les électrons de valence peuvent voyager entre les deux bandes lorsqu'ils sont ionisés par les rayonnements alpha, bêta et gamma. Lors de ce transfert, ces électrons peuvent être piégés dans un défaut cristallin (piège cristallin dû à des lacunes structurales, des impuretés, des dislocations, etc.). Ces électrons piégés ne participent plus ni à la conduction électrique, ni aux échanges de valence des atomes. Ainsi, plus un cristal sera soumis à l'action d'un rayonnement alpha, bêta et gamma, plus il y aura d'électrons piégés dans ses défauts cristallins (Figure 4.14). En soumettant ce corps à une hausse de température importante, ces électrons sont libérés et peuvent circuler librement jusqu'à leur recombinaison avec un centre de recombinaison. De ce fait, certains corps émettent une lueur transitoire après avoir été exposés à une source de chaleur. Il s'agit de la thermoluminescence (TL). Ce phénomène transitoire est de courte durée et disparaît spontanément même si la température continue à s'élever car tous les électrons seront évacués des pièges. Cette propriété ne s'obtient qu'avec un certain nombre de matériaux spécifiques (principalement des matériaux cristallisés semi-conducteurs et isolants). Un autre moyen d'obtenir cette lueur transitoire est d'exposer le corps à la lumière. En effet, la stimulation optique permet aussi d'observer cette lueur transitoire. Sous l'action de la lumière, les électrons piégés seront aussi libérés (recombinaison des électrons).

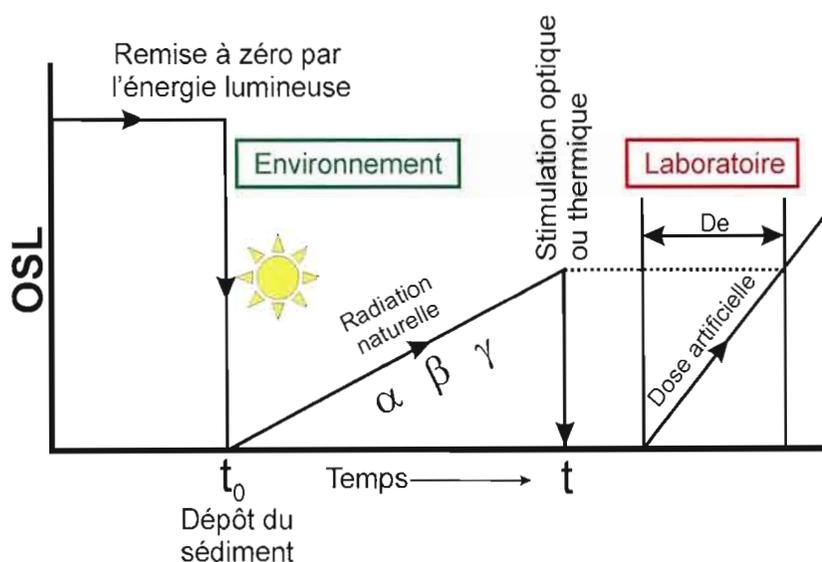


Figure 4.14 Principe de la datation par luminescence optiquement stimulée (Bouab, 1992)

Ce phénomène est appelé luminescence stimulée optiquement (OSL). Ce phénomène s'accompagne de l'émission d'un photon. La quantité de lumière émise est proportionnelle à la dose radiative (issue de la désintégration naturelle des radioisotopes ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K) que l'échantillon a accumulée depuis sa dernière remise à zéro (Figure 4.14). La mesure de cette lumière en laboratoire permet de déterminer la dose équivalente de l'échantillon. Pour cela, il suffit de comparer la luminescence naturelle de l'échantillon avec la luminescence régénérée artificiellement induite par une source radioactive en laboratoire (Figure 4.14). La paléodose est la dose radiative totale que l'échantillon a reçue depuis sa dernière remise à zéro. La dose équivalente représente, dans le cas des feldspaths-K, une fraction de la paléodose de l'échantillon qui a été affecté par le phénomène de décroissance anormale (*anomalous fading*).

Le calcul d'âge correspond donc à cette valeur de la paléodose divisée par la dose annuelle de radiation émise par le sol environnant, selon l'équation :

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

La dose annuelle correspond à l'addition du rayonnement alpha, bêta, gamma et cosmique (Lamothe et Huntley, 1988) :

$$Da \text{ (Gy/an)} = W_{k_2O} \left[\frac{d_\beta K}{1 + H_\beta \Delta} - \frac{d_\gamma k}{1 + H_\gamma \Delta} \right] + \lambda U \left[\frac{1,80a}{1 + H_\alpha \Delta} - \frac{d_\beta K}{1 + H_\beta \Delta} - \frac{d_\gamma k}{1 + H_\gamma \Delta} \right] \\ + \lambda Th \left[\frac{1,74a}{1 + H_\alpha \Delta} - \frac{d_\beta K}{1 + H_\beta \Delta} - \frac{d_\gamma k}{1 + H_\gamma \Delta} \right] + \frac{D_c}{1 + H_\gamma \Delta} \text{ (grays / an)}$$

où

W_{k_2O} : Poids (%) K_2O

λU et λTh : Taux de décroissance de l'uranium et du thorium mesuré dans le compteur alpha (Huntley et Wintle, 1981) (ks-1cm-2)

D_c : Dose cosmique

A, H et Δ : Coefficients d'atténuation de la teneur en eau (Bownam, 1976)

d : Constante donnée par Wintle et Huntley (1980)

La dose annuelle est la dose radiative que reçoit l'échantillon dans son milieu naturel chaque année. Dans la formule ci-dessus, on remarque que les trois grands paramètres dont dépend la dose annuelle sont : le potassium (émetteur β et γ), l'uranium (émetteur α , β et γ), le thorium (émetteur α , β et γ) et le rayonnement cosmique (γ). Un autre paramètre important qui intervient dans le calcul de la dose annuelle est la teneur en eau de l'échantillon. En effet, l'eau interstitielle présente dans le sédiment absorbe une partie du rayonnement et sous-estime la dose reçue par le sédiment. La teneur en eau (%) et la saturation en eau (%) se calcule en laboratoire selon les formules :

$$\text{Teneur en eau (\%)} = \frac{\text{échantillon humide} - \text{échantillon sec}}{\text{échantillon humide}} \times 100$$

$$\text{Saturation en eau (\%)} = \frac{\text{échantillon saturé} - \text{échantillon sec}}{\text{échantillon saturé}} \times 100$$

4.3.3.3 Contexte stratigraphique

L'échantillon analysé en luminescence optique provient de la coupe des tourbes à 4 mètres du niveau de la rivière dans l'horizon de sables organiques de la séquence nonglacière. Il s'agit de lits subhorizontaux de sables fins interlités avec lits de matières organiques. Ces sables semblent peu déformés, sont saturés en eau et ne présentent aucune figure de courant.

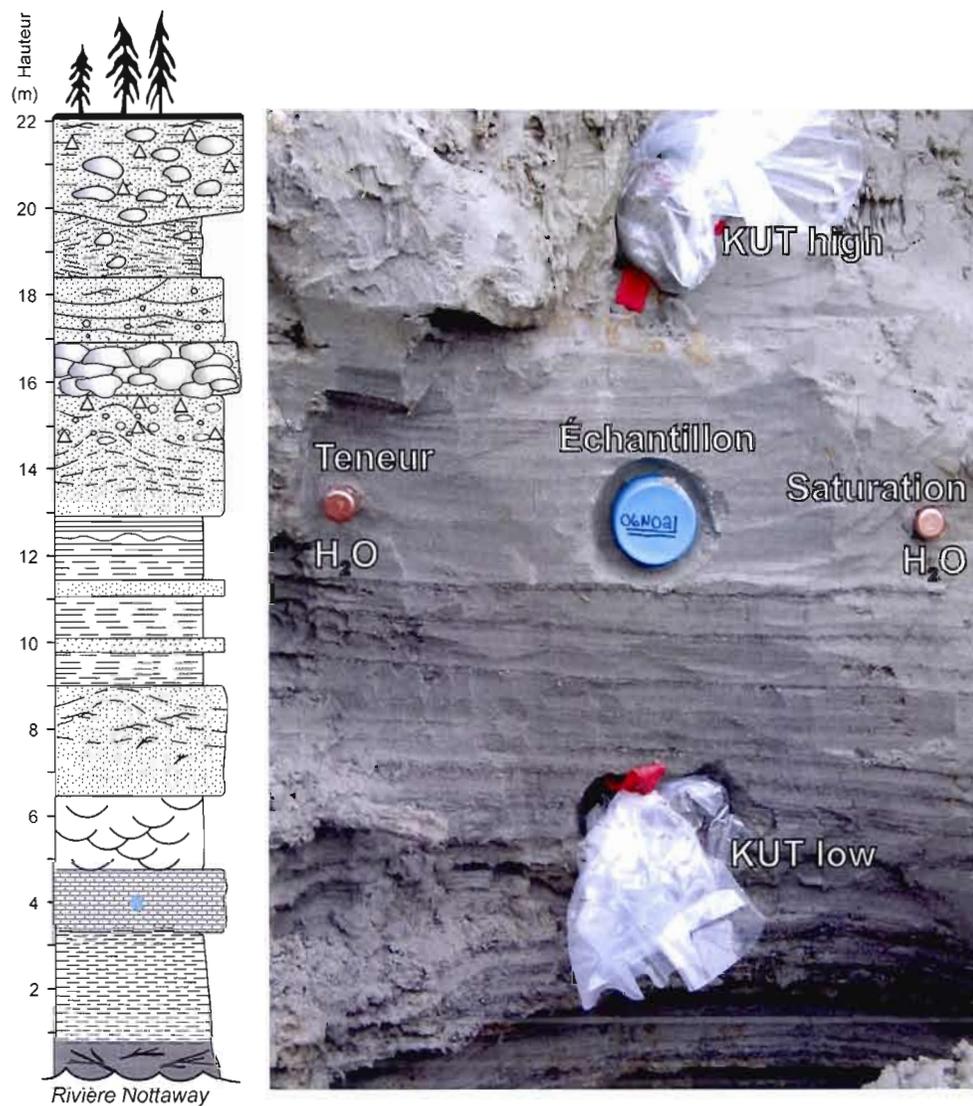


Figure 4.15 Contexte d'échantillonnage de l'échantillon traité en luminescence optique (06N021)

4.3.3.4 Mesure de la dose équivalente

La dose équivalente représente la quantité d'électrons piégés depuis l'enfouissement du matériel (Figure 4.14). La détermination de la dose équivalente peut s'effectuer à l'aide de deux méthodes. Ces deux méthodes ont pour objectif de comparer le signal naturel des échantillons accumulés depuis l'enfouissement et un signal « artificiel » régénéré par une source radioactive en laboratoire.

La **méthode par doses additives** permet l'estimation de la dose équivalente par ajout de doses additives sur les échantillons naturels. En effet, les échantillons naturels sont soumis à des doses radioactives croissantes. La dose « naturelle » des échantillons sera donc calculée à partir de la droite obtenue (TL=0). Cette méthode est essentiellement appliquée en thermoluminescence.

La **Méthode par régénération** a été utilisée ici pour le calcul de la dose équivalente. Tout d'abord, 24 aliquots naturels seront analysés pour connaître la luminescence naturelle de l'échantillon. Ensuite, la méthode consiste à remettre à zéro ces mêmes aliquots pour vider complètement les pièges cristallins et s'assurer qu'il n'y ait pas de signal résiduel. Cette remise à zéro est appelée un « cure », le protocole est le suivant (sur le système Risø) :

- Exposition à la lumière blanche-90.0% (1000.0sec)
- Chauffage 300°C (1.00°C/s, 250Pts.)
- Lecture OSL, IR diodes (99.00s; 5°C/s;90.0% intensité de la stimulation)

Lorsque les échantillons sont remis à zéro, ils sont ensuite soumis à des doses radioactives croissantes obtenues en soumettant les aliquots à une source radioactive calibrée en laboratoire.

Tableau 4.4 Doses radioactives utilisées pour la détermination de la dose équivalente

| Temps (secondes) | Force de la source (Gy/sec) | Dose (Gy) |
|------------------|-----------------------------|-----------|
| 0 | 0,10669952 | 0 |
| 930 | 0,10669952 | 99,2 |
| 1860 | 0,10669952 | 198,5 |
| 3730 | 0,10669952 | 398,0 |
| 7460 | 0,10669952 | 796,0 |
| 11200 | 0,10669952 | 1195,0 |

La dose équivalente de l'échantillon est obtenue en comparant la valeur de la luminescence naturelle moyenne et les doses artificielles mesurées après régénération du signal (Figure

4.18). Ceci permet de construire une courbe de croissance de l'intensité lumineuse spécifique à l'échantillon en fonction de ces différentes doses d'irradiations artificielles.

4.3.3.5 Mesure de la dose annuelle.

Les analyses géochimiques permettent de connaître la concentration en éléments radiogéniques (K, U, Th) dans notre échantillon. Pour cette analyse, une petite quantité de sable a été broyée et envoyée à l'Université de Montréal pour une analyse INAA (*Instrumental neutron activation analysis*). Ensuite, au laboratoire LUX le même matériel broyé a été soumis à la mesure du comptage alpha. La détermination de la dose annuelle requiert les analyses INAA, les analyses de comptages alpha et la mesure de la teneur en eau de l'échantillon.

Tableau 4.5 Données relative à la teneur en eau de l'échantillon 06N021

| | |
|--|----------------|
| Nom de l'échantillon | 06N021 |
| Taille granulométrique (μm) | 125-250 |
| Attaque HF | non |
| Teneur en eau (%) | 20 |
| Saturation (%) | 35 |
| Teneur en eau moyenne (%) | $25,0 \pm 2,5$ |

Tableau 4.6 Données relative au comptage alpha, bêta et gamma de l'échantillon 06N021

| Da alpha INAA * atténuation (Gy/ka) | Da bêta Externe avec INAA (Gy/ka) | Da bêta Interne (Gy/ka) | Da gamma (Gy/ka) | Da cosmique (Gy/ka) |
|---|--|-------------------------------|---------------------|------------------------|
| $0.035 \pm 0,005$ | $0,993 \pm 0.034$ | 0.686 ± 0.02 | 0.499 ± 0.035 | 0.15 ± 0.05 |

Tableau 4.7 Mesure de la concentration de U, Th et K dans l'échantillon 06N021

| Analyses INAA | U (ppm) | Th (ppm) | K (%) |
|----------------------------|---------|----------|-------|
| Erreur relative (\pm %) | 10 | 6 | 3,2 |
| Ext | 0,67 | 3,17 | 1,58 |
| KUT high | 0,80 | 3,44 | 1,63 |
| KUT low | 0,90 | 3,59 | 1,61 |

Tableau 4.8 Dose annuelle totale pour l'échantillon 06N021

| Dose annuelle totale (Gy/ka) |
|------------------------------|
| 2,339 \pm 0,098 |

4.3.3.6 Mesure de correction : la décroissance anormale du signal lumineux (*anomalous fading*)

La perte ou la décroissance du signal lumineux sans stimulation est caractéristique des feldspaths (Wintle 1973). Ce phénomène (Figure 4.16) est détectable suite à l'irradiation en laboratoire car les mesures de luminescence permettent d'observer que les électrons s'échappent naturellement des pièges par effet tunnel au cours du temps (Huntley et Lamothe, 2001). La méthode de correction est basée sur la mesure de la perte du signal de luminescence par décade (une décade = temps logarithmique en base 10 depuis l'irradiation). Afin de déterminer cette valeur, l'échantillon est soumis à plusieurs reprises à la même dose d'irradiation choisie comme valeur proche de la dose équivalente calculée précédemment. Par la suite, en mesurant l'intensité du signal après différents laps de temps, on peut déterminer la variation de l'intensité du signal en fonction du temps. Ceci permet de déterminer la valeur g (Huntley et Lamothe, 2001), exprimée en pourcentage de décroissance par décade. Cette valeur correspond à la pente de la droite qui relie l'intensité lumineuse avec le temps écoulé depuis l'irradiation (Figure 4.17). Ce facteur correctif est appliqué en comparant l'intensité du signal naturel non-affecté par le fading (I_0) et l'intensité lumineuse du signal régénéré en laboratoire (I_f), selon l'équation : $I_f/I_0 = T_f/T_0$, où T_f est l'âge obtenu avant correction de fading et T_0 est l'âge réel de l'échantillon (Huntley et Lamothe, 2001).

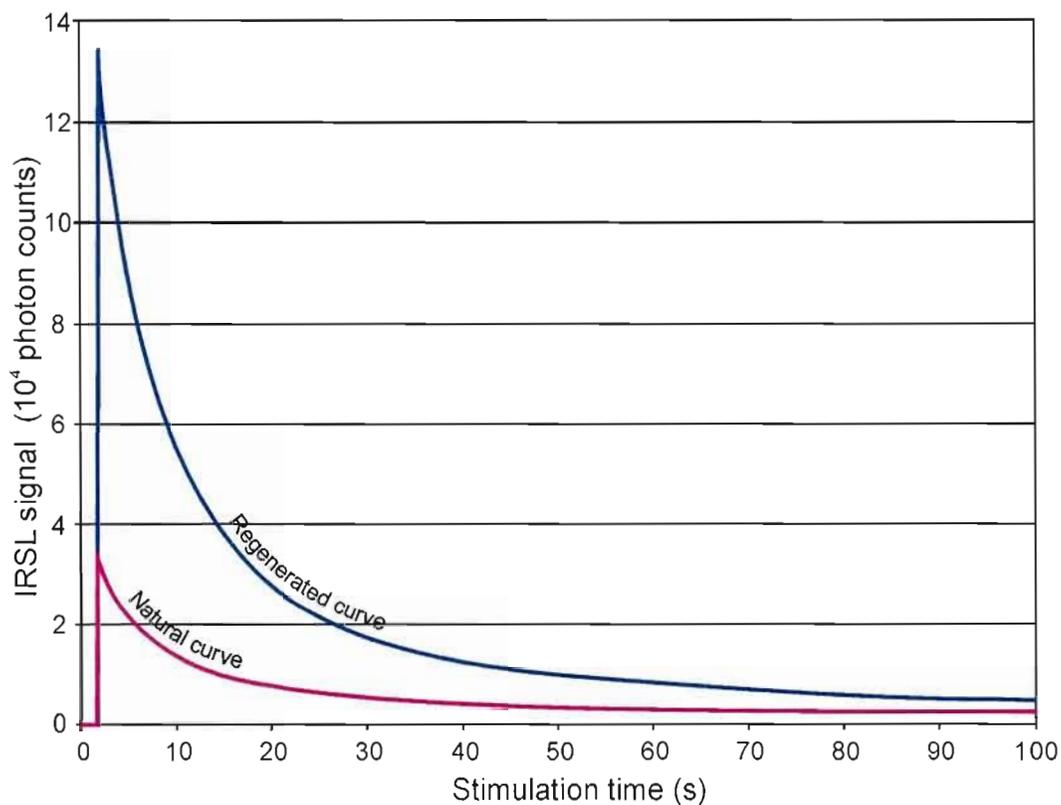


Figure 4.16 Comparaison entre l'intensité lumineuse naturelle (notée L_N) et l'intensité mesurée en laboratoire (notée T_N) pour l'échantillon 06N021.

La relation entre l'intensité lumineuse du signal mesuré en laboratoire (I_f) et celle non-affectée par le fading est donc fonction de la perte du signal luminescent par décade (g), de la dose équivalente (D_{lab}) et de la dose annuelle mesurée dans le sol (D_{sol}) selon l'équation (Lamothe et al., 2003) :

$$I_f = I_o \left[1 - g \log \left(\frac{1}{e} \frac{D_{lab}}{D_{sol}} \right) \right]$$

4.3.3.7 Résultats des analyses en luminescence optique pour l'échantillon 06N021

Le taux de fading a été obtenu en mesurant la luminescence après une irradiation d'environ 106 Gy, avec des mesures après des délais de 0 secondes, 18 minutes, 52 minutes, 18 heures, 38 heures et de 13 jours. Les résultats sont présentés sur la Figure 4.17. La valeur de fading obtenu est de $4.0 \pm 0.5\%$. Pour notre échantillon, cela signifie que 35% du signal lumineux est instable.

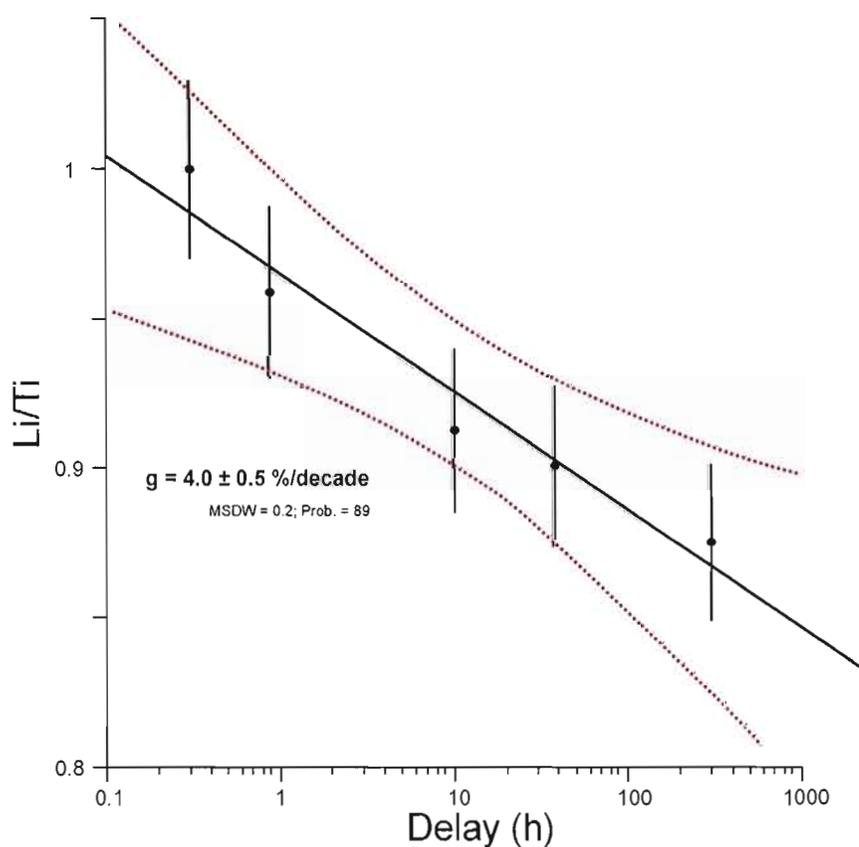


Figure 4.17 Détermination du taux de fading pour l'échantillon 06N021. Les lignes pointillées rouge représentent la zone de confiance (95%) de la régression linéaire.

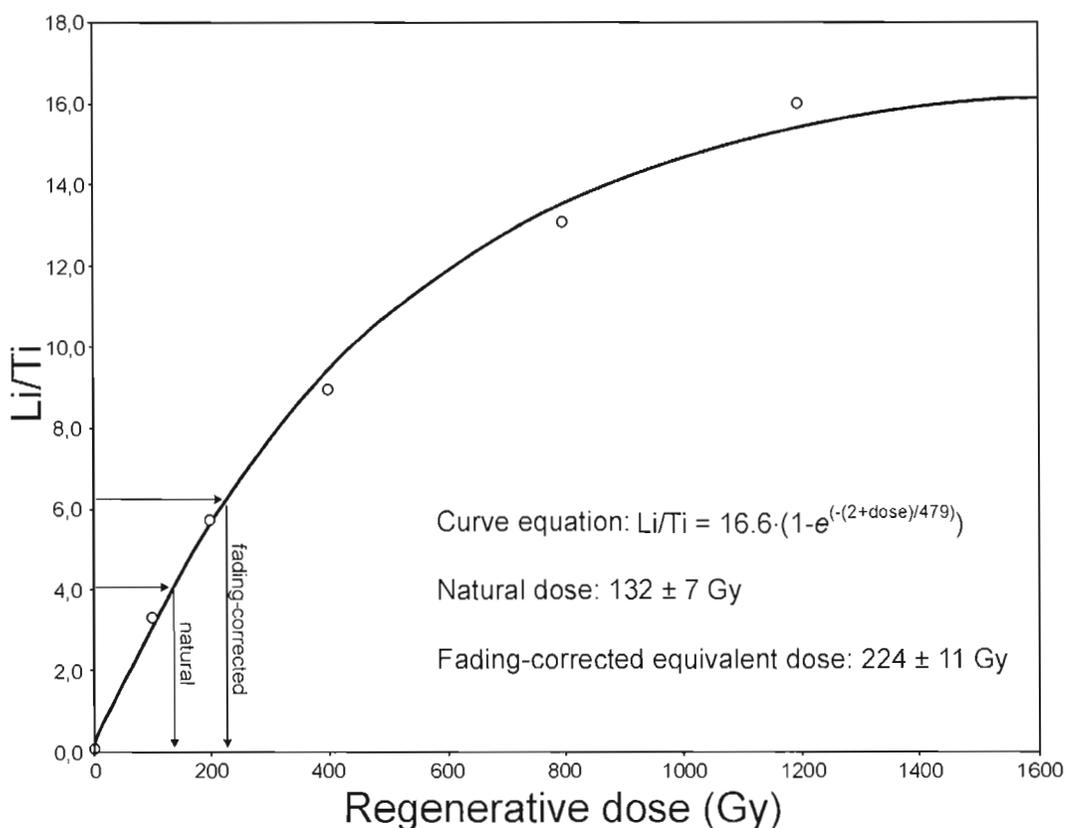


Figure 4.18 Courbe de croissance de luminescence pour l'échantillon 06N021

La courbe de croissance (Figure 4.18) a été obtenue à l'aide des différentes doses présentées au Tableau 4.4. En interpolant la valeur du signal naturel sur cette courbe dont l'équation est connue, la dose équivalente (DE) est déterminée, soit 132 ± 7 Gy. En appliquant le taux de fading de $4.0 \pm 0.5\%$, la paléodose P_{AF} est établie à 224 ± 11 Gy. Donc, en utilisant la valeur de dose annuelle mesurée (Tableau 4.8) et la dose équivalente corrigée pour le fading (= paléodose), l'âge obtenu en appliquant la formule ci-après est de 96 ± 10 ka:

$$\hat{\text{Age}}(ka) = \frac{\text{Paléodose}(Gy)}{\text{Dose annuelle}(Gy/ka)}$$

Cet âge est cohérent avec l'âge obtenu avec la chronologie Th/U (Figure 4.13) et semble en accord avec les suppositions stratigraphiques quant à l'âge du dépôt de cette séquence.

4.3 DISCUSSION DES RÉSULTATS

Les données paléoécologiques suggèrent que les sédiments nonglaciaires de la rivière Nottaway se sont déposés dans un climat semblable à l'actuel. L'assemblage à dominance *Picea* et *Pinus*, caractéristique d'un biome boréal, semble nous indiquer un environnement similaire à celui des basses terres de la baie James aujourd'hui. On note également la présence de quelques taxons boréaux qui suggèrent un environnement légèrement plus chaud qu'à l'actuel. Conséquemment, les assemblages polliniques et de macrorestes suggèrent donc une mise en place sous des conditions interglaciaires. Cette hypothèse est renforcée par les résultats des datations Th/U et IRSL qui révèlent des âges correspondant au dernier interglaciaire. Spécifiquement, les données géochronologiques attribuent ces sédiments à la fin du dernier interglaciaire, soit une mise en place tout juste après le stade isotopique 5e. De plus, la position géographique et la grande distribution des ces dépôts dans l'ensemble des basses terres de la baie James et de la baie d'Hudson suggèrent que ces dépôts ont été mis en place durant un épisode où les volumes de glace continentaux étaient très réduits, donc au cours d'un interglaciaire. Somme toute, les datations corroborent l'hypothèse de la présence d'une unité interglaciaire dans les basses terres de la baie James qui avait été proposée dans plusieurs études auparavant (Roy, 1998 ; Dredge et al., 1990 ; Nielsen et al., 1986 ; Skinner, 1973 ; McDonald, 1969 ; Terasmeae et Hughes, 1960).

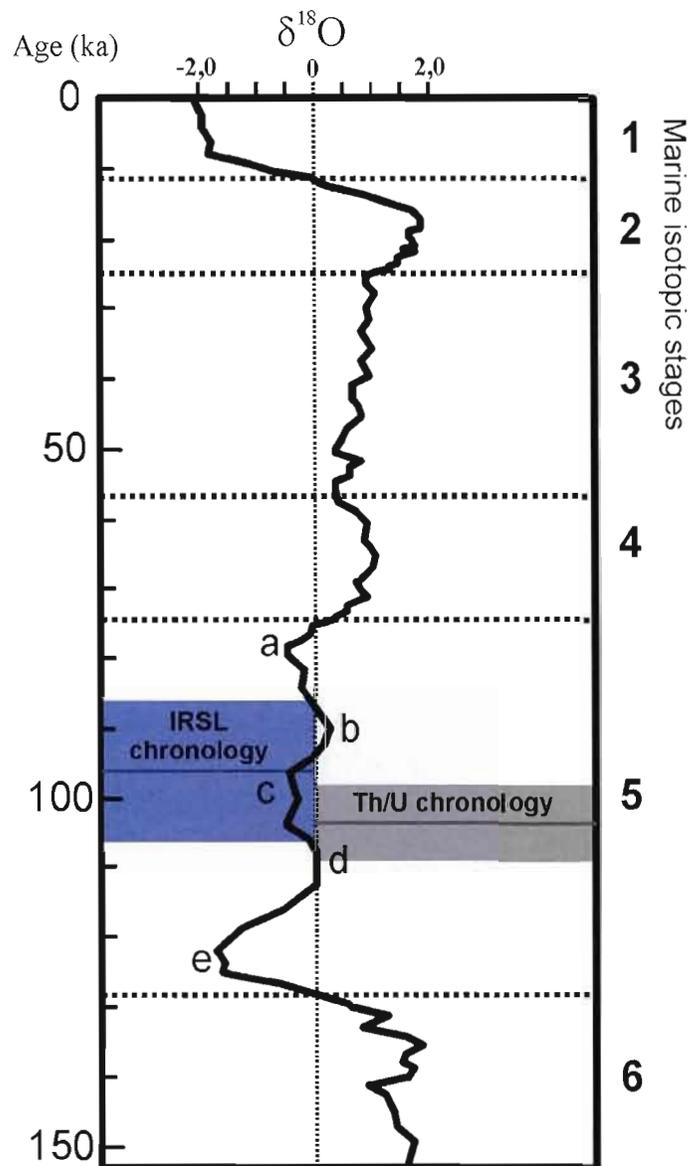


Figure 4.19 Position chronologique des sédiments nonglaciaires de la rivière Nottaway dans le contexte de chronologie des stades isotopiques marins (SPECMAP). Pour les âges Th/U, la zone grise foncée représente la moyenne et son incertitude (103 ± 5 ka) et la zone pâle représente la distribution des âges en excluant une valeur légèrement plus jeune (prise en compte pour le calcul de la moyenne). Pour l'âge IRSL, la zone en bleu représente l'âge (corrigé pour le fading) et son incertitude (96 ± 10 ka).

CHAPITRE V

STRATIGRAPHIE QUATERNAIRE DANS LES BASSES TERRES DE LA BAIE JAMES : CORRÉLATIONS RÉGIONALES

Ce chapitre présente des corrélations entre les sections stratigraphiques documentées dans les basses terres de la baie James. Pour ce faire, les études de Skinner (1973) et une partie des travaux de Thorleifson (1989) seront présentées comme stratotypes de la portion ontarienne des basses terres de la baie James.

5.1 Stratigraphie des basses terres de la baie James, secteur ontarien

5.1.1 Corrélation des séquences pré-wisconsinniennes

La base de la stratigraphie du bassin de la rivière Moose présente des unités qui ne sont pas documentés dans le bassin de la rivière Nottaway, soit les tills I-II-III et les sédiments inter-till. Comme mentionné au Chapitre II, ces tills ont probablement été mis en place par l'oscillation d'une marge glaciaire au cours d'une même glaciation. Ces dépôts pré-Missinaibi auraient été déposés par l'avancée et le retrait d'une glace suivit par la déglaciation complète de la région. La présence de coquilles marines dans le till-I suggère l'existence d'une séquence marine antérieure à la Formation de Missinaibi dans les basses terres de la baie James. Selon Skinner (1973), les tills I-II-III auraient été déposés par une glace s'écoulant vers le sud-ouest. Un écoulement vers le sud-ouest a été documenté sur des galets striés du Till II. Néanmoins, ces tills sont interprétés comme étant les vestiges d'une glaciation antérieure au Wisconsinien, probablement d'âge Illinoien.

Dans le bassin de la rivière Moose, Skinner (1973) documente également une unité nonglaciaire qui semble a priori bien distribuée dans les séquences quaternaires des basses terres (e.g. McDonald, 1969). À la base de la séquence stratigraphique de la rivière Nottaway, on retrouve une unité nonglaciaire similaire. Cette dernière est surmontée par trois unités de tills. La partie supérieure de la stratigraphie du bassin de la rivière Moose présentée par Skinner (1973) expose deux unités de tills (Adam et Kipling) qui reposent au-dessus de la formation nonglaciaire.

La Formation de Missinaibi et les sédiments équivalents sont communément considérées d'âge Sangamonien et regroupés sous quatre membres qui représentent de la base au sommet : 1) une incursion marine (*membre marin*); 2) l'établissement d'un drainage fluviatile (*membre fluviatile*); 3) le développement d'une végétation de type boréale (*membre terrestre*); et 4) l'envahissement progressif par un plan d'eau douce (*membre lacustre*). La séquence nonglaciaire de la rivière Nottaway est comparable à la description faite par Skinner (1973) de la Formation de Missinaibi dans le bassin de la rivière Moose. Le membre marin n'est pas directement observable sur la rivière Nottaway, mais la présence de microfossiles marins dans les argiles à la base de la séquence nonglaciaire suggère la proximité d'une unité marine ancienne. Le contenu paléocologique (pollens, macrorestes) du membre terrestre et lacustre de la séquence nonglaciaire de la rivière Nottaway présente de fortes similarités avec les analyses faites par Skinner (1973) et Terasmeae et Hughes (1960) sur la Formation de Missinaibi. En effet, la dominance *Picea* (50%) sur *Pinus* (25%) caractéristique du milieu boréal est commune aux deux formations. De plus, Skinner note la présence de *Najas flexilis* (Naiade flexible; une plante herbacée aquatique). Selon lui, la présence de *Najas flexilis* implique un climat légèrement plus chaud qu'à l'actuel car elle n'est pas présente actuellement dans les latitudes des basses terres de la baie James. Une graine de *Najas flexilis* et d'autres taxons thermophiles ont été dénombrés dans les sédiments nonglaciaires de la rivière Nottaway (*Ulmus*, *Gaultheria* type *procumbens*, *Quercus*, *Juglans* et *Tilia*). En somme, la plupart des espèces répertoriées dans les analyses de macrofossiles végétaux et dans les analyses polliniques sont des espèces très bien représentées actuellement dans les basses terres de la baie James. Les caractéristiques sédimentologiques ainsi que la position stratigraphique de ces unités permettent de les relier entre elles.

La chronologie Th/U et l'âge en luminescence optique obtenu sur les sédiments nonglaciaires de la rivière Nottaway permettent maintenant d'assigner ces formations avec le dernier interglaciaire. En effet, la chronologie Th/U et la luminescence optique suggèrent une mise en place de ces sédiments tout juste après le stade isotopique 5e, soit autour de 100 ka (Figure 4.19).

Enfin, on se doit de noter que les études de racémisation des acides aminés (AAR) menées par Wyatt (1990) et Thorleifson et al. (1993) sur des coquilles marines fossiles des rivières Kwataboahagan, Abitibi et Severn ont démontré la complexité des corrélations entre les séquences pré-Wisconsinniennes des basses terres de la baie James (Figures 1.10, 5.1 et 5.2).

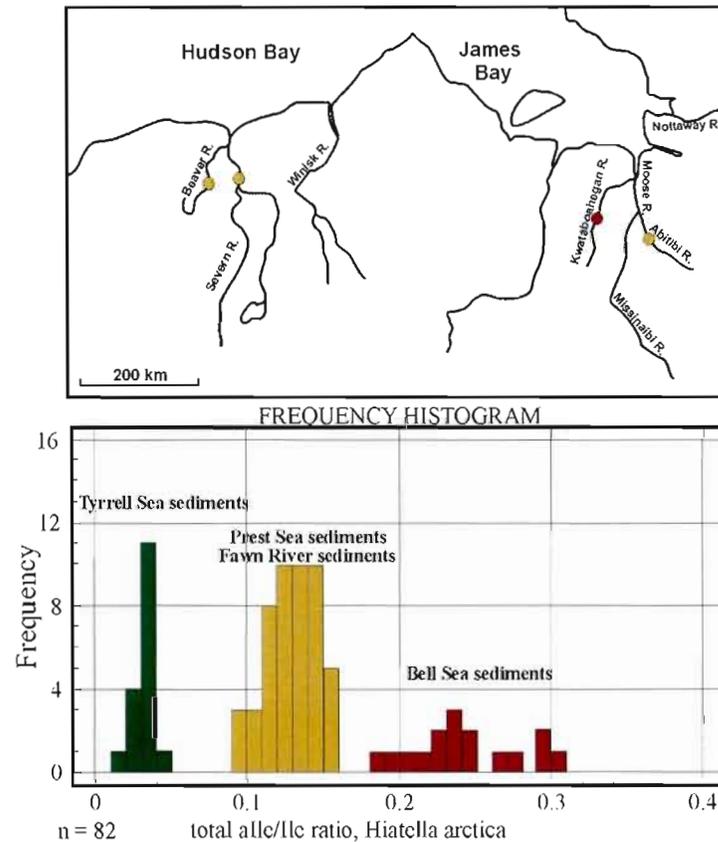


Figure 5.1 Ratios alle/Ile et localisation des différentes séquences marines des basses terres de la baie James (Modifié de Roy, 1998; données de Wyatt, 1989)

De par leur position stratigraphique, leur contenu paléocéologique et leurs valeurs de ratio alle/Ile, les sédiments nonglaciaires des rivières Severn et Abitibi (sédiments de Fawn River et de la Mer de Prest associée) sont possiblement corrélés avec la Formation de Missinaibi dans le bassin de la rivière Moose et avec les sédiments nonglaciaires de la rivière Nottaway. A contrario, les sédiments de la Mer de Bell échantillonnés sur la rivière Kwataboahagan présentent des ratios alle/Ile plus élevés et seraient donc possiblement associés à un évènement nonglaciaire antérieur à la Formation de Missinaibi fort probablement corrélatif à

l'incursion marine associée aux coquilles marines trouvées dans le till I par Skinner (1973) dans le bassin de la rivière Moose et des coquilles trouvées dans le till de Rocksand du bassin des rivières Severn-Winisk (Thorleifson, 1989). Chose certaine, ces travaux de chronologie relative ont démontré l'existence d'une deuxième unité nonglaciaire marine ancienne dans les basses terres de la baie James.

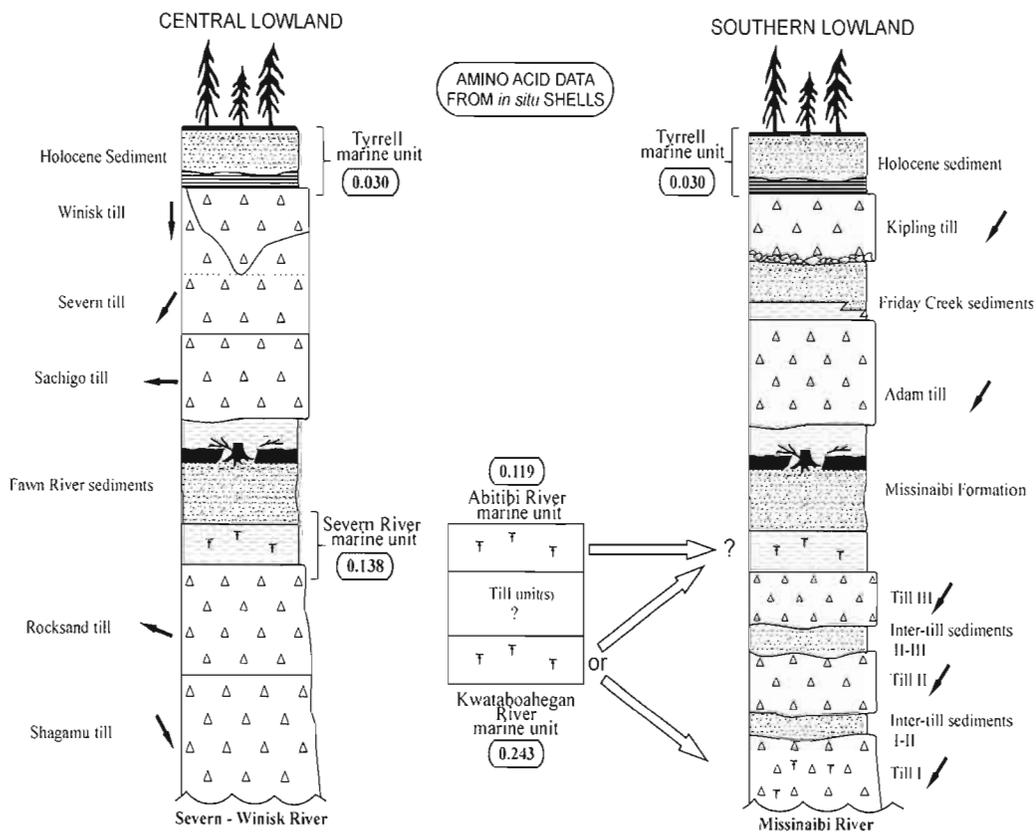


Figure 5.2 Corrélations possibles des unités marines pré-Holocènes des basses terres de la baie James et de la baie d'Hudson selon les différents ratios alle/Ile obtenus par Wyatt (1989). Les unités marines des rivières Severn et Abitibi révèlent des ratios similaires. L'unité marine de la rivière Kwatabohegan qui est généralement associée avec l'incursion de la Mer de Bell montre des rapports plus élevés. Les flèches noires dénotent la direction d'écoulement des tills (Modifié de Roy, 1998).

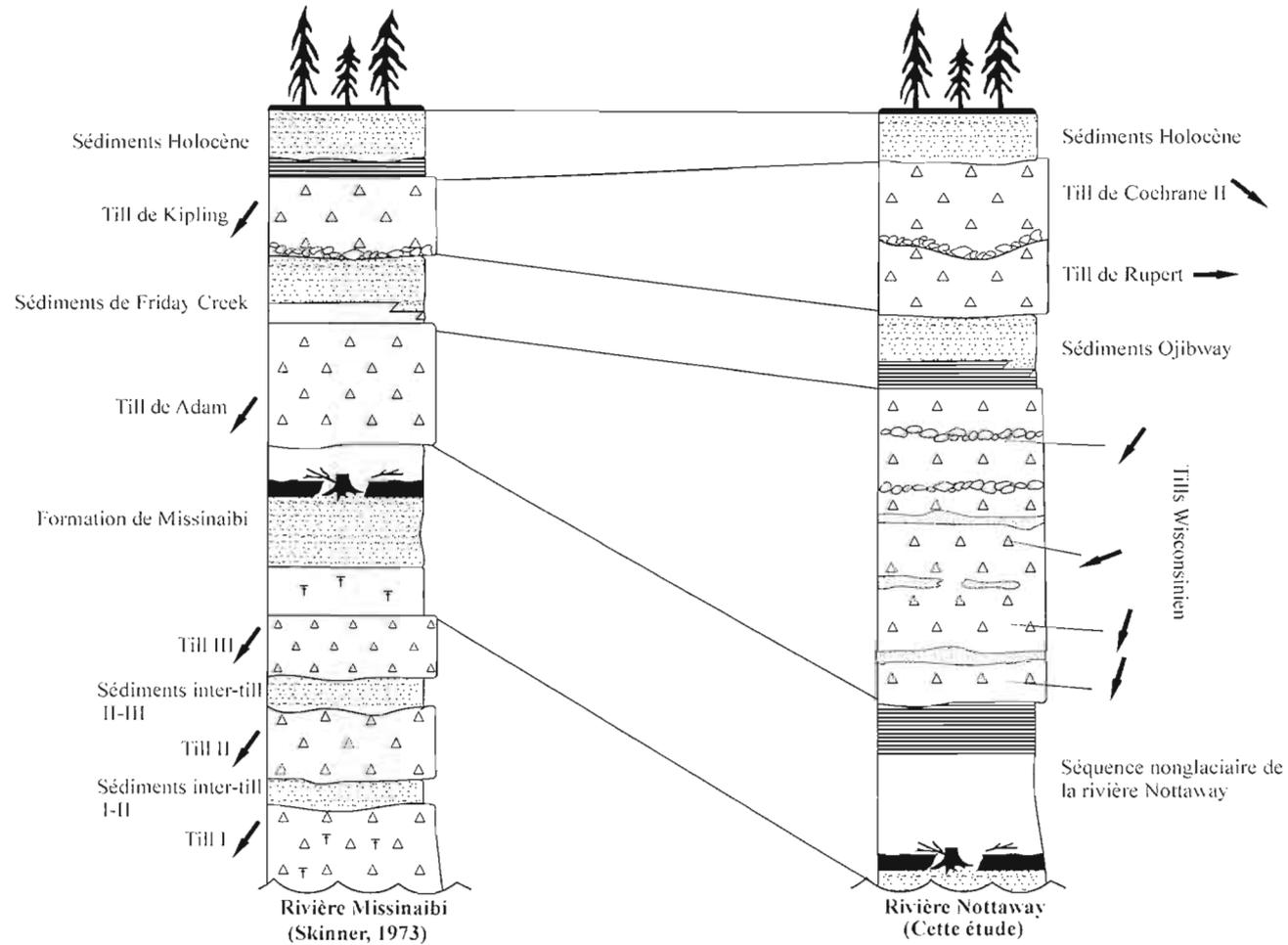
5.1.2 Corrélation des séquences wisconsiniennes

Dans le bassin de la rivière Moose, les séquences glaciaires qui reposent stratigraphiquement au-dessus de l'horizon nonglaciaire sont représentées par les tills d'Adam et de Kipling. Skinner (1973) propose un écoulement vers le sud-ouest pour le Till d'Adam. Sur la rivière Nottaway, à la coupe des rapides (voir Chapitre 3), les fabriques de till et le contenu pétrographique des tills de la séquence glaciaire Wisconsinienne suggèrent un écoulement général vers le sud-ouest. Cependant, dans l'unité glaciaire #3, la fabrique de till tend à suggérer un écoulement vers l'ouest/sud-ouest. La plupart des données récoltées par Skinner (1973) concernant le sens d'écoulement du till d'Adam ont été prises sur des concentrations de blocs striés dans la portion supérieure de l'unité. Douze sites ont révélé un écoulement vers le sud-ouest pour le Till d'Adam. Cependant, sur onze de ces douze sites, les données d'écoulement ont été obtenues dans la portion supérieure du till au contact avec les sédiments de Friday Creek. Les données d'écoulement à la base de l'unité au contact avec la Formation de Missinaibi n'ont été analysées qu'à un seul site. En somme, il y a très peu de données d'écoulement qui proviennent de la base du till d'Adam. On peut noter qu'à l'ouest du bassin de la rivière Moose, dans le bassin de la rivière Sachigo, le till en position stratigraphique similaire indique une mise en place par une glace qui s'écoule vers l'ouest (Thorleifson, 1989). Ceci n'exclut donc pas que le till d'Adam ou du moins la base de celui-ci indique un écoulement vers l'ouest/nord-ouest, tel que suggéré par la chronologie relative des stries mesurées sur le Bouclier (Veillette et al., 1999 ; Parent et al., 1995).

En contact avec le Till d'Adam dans le bassin de la rivière Moose et avec les tills Wisconsinien du bassin de la rivière Nottaway, on retrouve d'importantes concentrations de blocs et, par endroits, des séquences fluviales associées. Ces sédiments, dans les deux cas, sont représentés par des rythmites de sables et silts avec des figures de courant qui indiquent un drainage obstrué par une glace au nord. Près de la coupe du cirque, une séquence de sables bien triés présentant des lits frontaux/sommitaux peu déformés montre des paléocourants qui suggèrent une mise en place par des eaux s'écoulant vers le sud-est, soit contraire au drainage actuel (Figure 3.17). Skinner (1973) a proposé que ces sédiments soient reliés à une déglaciation précoce au milieu ou vers la fin du Wisconsinien. L'éventualité d'une

déglaciation précoce des basses terres de la baie James en plein cœur du Wisconsinien a été réfutée par Thorleifson et al. (1992; 1993). Dredge et Nielsen (1985) et Thorleifson et al. (1992; 1993) attribuent plutôt ces sédiments à une mise en place sous-glaciaire durant le maximum glaciaire. Ces sédiments pourraient aussi être corrélatifs des séquences Agassiz-Ojibway au tardi-glaciaire. Skinner (1973) fait d'ailleurs le rapprochement entre les sédiments de Friday Creek sous-jacents au Till de Kipling avec les sédiments Ojibway que l'on retrouve par endroit sous le Till de Cochrane, principalement sur des bases caractéristiques sédimentologiques et de la position stratigraphique relative de ces sédiments au sein du bassin de la rivière Moose. Plusieurs concentrations de blocs occupant la même position stratigraphique ont été observées au contact du till d'Adam et du Till de Kipling.

Les séquences tardi-glaciaires documentées du bassin de la rivière Moose présentent quelques dissemblances avec les séquences documentées dans le bassin de la rivière Nottaway. Skinner (1973) propose un écoulement vers le sud-ouest pour le Till de Kipling alors que les récurrences de Cochrane documentées sur la rivière Nottaway suggèrent des écoulements vers l'est (Rupert) et le sud-est (Cochrane II). Les orientations des linéations d'écoulements associées aux Till de Kipling et de Cochrane dans les basses terres de la baie James, permettent une explication de ces différences d'écoulements (Skinner, 1973 ; p.35). À l'ouest de la rivière Missinaibi, les linéaments glaciaires sont généralement orientés vers le sud-ouest. Graduellement, au niveau de la rivière Abitibi, les linéaments suggèrent un écoulement vers le sud et finalement, en se dirigeant vers le Québec, ils s'orientent progressivement vers le sud-est. Skinner (1973) considérait en fait que le till supérieur du bassin de la rivière Moose avait été mis en place par des crues glaciaires, tel que proposé par Prest (1970), et considérait donc le till de Kipling comme l'équivalent du Till de Cochrane.



Figures 5.3 Tentative de corrélations régionales pour les séquences sédimentaires des basses terres de la baie James de l'Ontario et du Québec

CONCLUSIONS

Les basses-terres de la baie James représentent un bassin sédimentaire majeur qui renferme des indices importants sur les multiples avancées et retraits de la marge glaciaire du Secteur du Labrador de l'inlandsis Laurentidien. Ces différents mouvements sont caractérisés par des variations significatives des directions d'écoulements qui se sont enchaînées durant le dernier cycle glaciaire. La stratigraphie et les transports glaciaires dans ce secteur sont donc très complexes étant donné ces différents mouvements de la marge. Les séquences quaternaires exposées le long de la partie aval de la rivière Nottaway dans les basses terres de la baie James exposent une fenêtre sur l'histoire glaciaire du Québec et du nord-est du Canada. Les séquences sédimentaires exposées le long des différentes rivières qui drainent la région présentent de nombreuses similarités et la distinction du nombre d'unités glaciaires et nonglaciaires présentes repose en grande partie sur la chronologie relative des différentes avancées glaciaires ainsi que sur l'obtention de datations fiables sur les unités nonglaciaires. De tels résultats peuvent permettre de mieux discerner la succession des événements glaciaires et nonglaciaires qu'a subit cette région au cours du Quaternaire. Jusqu'à ce jour, d'importantes divergences subsistent quant à l'âge des dépôts nonglaciaires pré-Holocènes dans les basses terres de la baie James, et par conséquent, sur le nombre d'unités glaciaires.

Une étude des séquences sédimentaires quaternaires fut réalisée le long de la rivière Nottaway par des levés stratigraphiques et l'échantillonnage détaillée de cinq coupes naturelles à 40 km au sud de Waskaganish. Les différentes coupes ont été nettoyées, mesurées, décrites, photographiées et échantillonnées systématiquement. Les travaux ont montrés la présence de 3 unités de tills et d'une unité nonglaciaire majeure. Le cadre chrono-stratigraphique de la région présenté au chapitre III et chapitre IV a permis d'établir des corrélations entre les différentes unités glaciaires et nonglaciaires.

La présence de sédiments nonglaciaires près du centre de dispersion du dôme du Labrador implique une réduction massive, voir la disparition complète de l'inlandsis laurentidien. Les caractéristiques sédimentologiques des sédiments indiquent qu'ils se sont déposés dans une baie libre de glace. Les résultats des datations Th/U et OSL s'accordent pour attribuer à ces sédiments un âge d'environ 100 ka, correspondant donc

au dernier interglaciaire. Cet âge semble cohérent avec les suppositions stratigraphiques proposées auparavant par plusieurs études (Roy, 1998; Dredge et al., 1990; Nielsen et al., 1986; Skinner, 1973; McDonald, 1969; Terasmae et Hughes, 1960). En effet, Terasmae et Hughes (1960) avaient conclu que les couches nonglaciaires de Missinaibi représentent fort probablement un stade jeune de l'Interglaciaire Sangamonien (probablement corrélatif du stade isotopique 5a ou 5c).

Dans le cas de la séquence nonglaciaire de la rivière Nottaway, les résultats paléoécologiques indiquent que ces sédiments se sont mis en place sous un climat fort probablement aussi chaud qu'à l'actuel, dans un environnement caractéristique d'une végétation de type boréal. Cependant, ces interprétations climatiques peuvent être faussées par l'insensibilité du biome de la forêt boréale sur les différents sites à l'étude. Néanmoins, les différents taxons répertoriés dans la formation nonglaciaire de la rivière Nottaway suggèrent une mise en place sous des conditions interglaciaires. De plus, la séquence nonglaciaire contient un membre lacustre important qui suggère l'invasion progressive par un plan d'eau douce. Ce plan d'eau est fort probablement associé au barrage d'un exutoire de la baie par une glace en progression, et marque donc aussi la fin du dernier interglaciaire, tout comme l'indiquent les résultats géochronologiques.

Un objectif important de ce mémoire consistait en la caractérisation des différentes séquences glaciaires du bassin de la rivière Nottaway. La provenance des dépôts glaciaires a été établie à partir de méthodes sédimentologiques et géochimiques qui ont permis de définir les grands axes glaciaires associés à la mise en place de ces tills. Les tills Wisconsinniens qui reposent stratigraphiquement sur la séquence nonglaciaire suggèrent globalement des écoulements vers le sud-ouest, en accord avec les travaux antérieurs dans la région (Skinner, 1973; Hardy, 1979; Veillette, 1995; Parent et al., 1995; Veillette et al., 1999). Ils sont représentés par des tills sableux contenant exclusivement du matériel provenant de la Province du Lac Supérieur. Aucune évidence de l'ancien écoulement vers le nord-ouest documenté à partir des marques d'érosion du Bouclier n'a été documentée. Les récurrences du glacier d'Hudson indiquent des écoulements vers l'est (Rupert) et vers le sud-est (Cochrane II), en accord avec les travaux de Hardy (1979). Ils sont représentés par des tills silto-argileux et contiennent jusqu'à 20% de matériel provenant de la plate-forme paléozoïque de la baie d'Hudson.

RECOMMANDATIONS POUR DES TRAVAUX FUTURS

Pour faciliter les corrélations entre les différentes séquences Pléistocènes des basses terres de la baie James et de la baie d'Hudson, les échantillons de bois fossiles d'un diamètre de plus de 10 cm recueillis dans les unités argileuses des différentes formations nonglaciaires devraient faire l'objet de datations Th/U. De plus, les séquences fluviatiles associées devraient être datées par luminescence optique pour confirmer les résultats Th/U. Les âges obtenus devraient préciser le nombre d'unité nonglaciale dans la région en plus d'apporter des contraintes chronologiques aux différents écoulements glaciaires enregistrés par les tills se trouvant de part et d'autre de ces unités nonglaciaires et ainsi placer ces mouvements glaciaires sur une échelle temporelle. Les séquences nonglaciaires devraient aussi faire l'objet d'études paléoécologiques détaillées, avec un pas d'échantillonnage au centimètre ou même au demi-centimètre. Ce genre de résultats représente une source d'information cruciale pour les travaux de modélisation du climat et de l'évolution des calottes de glace au cours des derniers cycles glaciaires. Enfin, d'autres rivières qui drainent les basses terres de la baie James doivent faire l'objet d'études stratigraphiques pour fournir de précieuses données sur la géologie glaciaire du nord-est du Canada.

APPENDICE A

- A.1 Protocole de traitement pour les analyses palynologiques
- A.2 Protocole de traitement pour les analyses Th/U
- A.3 Âges Th/U corrigés des échantillons de bois fossiles
- A.4 Protocole de traitement pour les analyses de perte au feu

A.1 Protocole de traitement pour les analyses palynologiques

Traitement du sédiment :

- 1) Préparation des grains marqueurs : mélanger une solution d'Eucalyptus (concentration pollinique connue) pendant une heure;
- 2) Déposer 3 cm³ de sédiment dans un tube en polypropylène;
- 3) Ajouter un volume de la suspension d'Eucalyptus;
- 4) Défloculation : ajouter 10 ml de KOH 10% dans le tube, agiter et chauffer 20 minutes à 100°C;
- 5) Tamisage : à l'aide de jets d'eau distillée, à travers un tamis de porcelaine (700 µm) posé sur une cupule, récupérer tout le matériel fin possible ; conserver les sables pour pesage, examiner les macrorestes. Centrifuger la suspension pendant 15 minutes;
- 6) Traitement chimique à l'acide fluoridrique : ajouter 10 ml de HF 48% dans le tube, agiter et laisser reposer 12 heures. Ensuite, ajouter 3 ml d'eau distillée dans le tube, agiter, centrifuger 15 minutes et vider le surnageant;
- 7) Traitement chimique à l'acide chlorhydrique : ajouter 10 ml de HCl 10% dans le tube, agiter, chauffer 20 minutes à 100°C, centrifuger 15 minutes et vider le surnageant;
- 8) Traitement chimique à l'acide acétique : ajouter 10 ml d'acide acétique glacial dans le tube, agiter, laisser reposer 20 minutes, équilibrer avec de l'acide acétique, centrifuger 15 minutes et vider le surnageant;
- 9) Traitement chimique à l'anhydride acétique (Acétolyse) : ajouter 9 ml de (CH₃CO)₂O 97% et 1 ml d'acide sulfurique (H₂SO₄) à 98,08%, agiter, chauffer 1 à 2 minutes à 100°C, équilibrer avec de l'acide acétique, centrifuger 15 minutes et vider le surnageant;
- 10) Rinçage à l'eau distillée : ajouter 10 ml d'eau distillée dans le tube, agiter, centrifuger 15 minutes et vider le surnageant;
- 11) Tamisage 10 microns : vider le tube dans un tamis 10 µm et tamiser à l'eau distillée jusqu'à ce que l'eau qui traverse le tamis s'éclaircisse. Rincer ensuite le tamis dans le tube;
- 12) Coloration : ajouter 1-2 gouttes de rouge neutre et bien mélanger avec la spatule;

13) Montage des lames : ajouter de la glycérine pure, bien mélanger avec la spatule, déposer une goutte sur une lame de verre, déposer une lamelle sur la goutte, attendre que la goutte couvre la surface de la lamelle et sceller avec du vernis à ongle;

L'observation et le comptage de chaque lame se fait au microscope optique à lumière transmise à un grossissement de 250X à 1250X. La somme minimale à atteindre pour le comptage est d'environ 500 grains de pollen (excluant les grains d'Eucalyptus et les pollens hors totaux) pour chaque échantillon. Ensuite en connaissant le nombre de grains marqueur de départ (concentration connue et volume connu), on pourra déduire la concentration de chaque taxon par une simple règle de trois (De Vernal, 1996):

$$N_p = (N_e \times n_p) / n_e$$

Où

« N_p » représente le nombre de palynomorphe dans l'échantillon initial

« N_e » représente le nombre de grains marqueurs ajoutés à l'échantillon

« n_p » représente la somme des palynomorphe dénombrés

« n_e » représente la somme des grains marqueurs dénombrés

A.2 Protocole de traitement pour les analyses Th/U

La première étape consiste à enlever la couche externe des bois à l'aide d'un dremel© pour éviter tout contaminant de surface. Ensuite, les échantillons nettoyés mécaniquement ont été soigneusement nettoyés à l'eau Milli-Q™ dans une cuve à ultrason pour maximiser le nettoyage. L'échantillon **06N001B centre (bis)** a été complètement réduit en petits fragments de bois avant de le nettoyer à la cuve à ultrason. Ceci dans le but de voir si cette méthode d'abrasion mécanique pouvait optimiser le nettoyage. Les échantillons furent ensuite séchés dans une étuve pendant 12 heures à 95°C et pesés au 0,1 mg près. Par la suite, les bois furent brûlés dans un creuset en verre et ont été réduits complètement en cendres sur la flamme vive durant deux heures. La cendre a été récupérée dans un bécher en téflon contenant un « spike » (quantité connue de ^{229}Th , ^{236}U et ^{233}U , Tableau 4.2) pour ensuite être dissous dans l'acide chlorhydrique 6M. La dissolution totale de l'échantillon est effectuée dans l'eau régale (solution de HNO_3 7M et de HCl 6M) jusqu'à évaporation complète de l'acide sous la hotte. Cette étape sera effectuée à deux reprises pour maximiser la dissolution des échantillons. Les échantillons sont ensuite dissous dans l'acide nitrique 7M.

Pour concentrer et purifier le thorium et l'uranium, nous allons utiliser la méthode du précipité. En effet, à un pH voisin de 8, les hydroxydes de fer et aluminium vont précipiter. Dans les échantillons très pauvres en fer (ex. coraux), il faut ajouter du fer à la solution avant de procéder au précipité. Cependant, nos échantillons de bois contiennent assez de fer et même que certains échantillons en contiennent trop. Ce précipité va piéger tout le thorium et l'uranium de la solution. Pour cela nous allons ajouter du NH_4OH goutte à goutte jusqu'à l'obtention d'un dépôt rouge foncé opaque au fond du bécher. Le précipité est ensuite centrifugé pendant 20 minutes à 3000 tours/seconde dans une éprouvette en téflon afin de conserver seulement la phase solide (le surnageant est rejeté). Le dépôt sera rincé cinq à six fois à l'eau Milli-Q™ et sera dissous dans l'acide chlorhydrique 6M. La séparation du thorium de l'uranium se fait à l'aide d'une résine anionique : Dowex AG 1X8, 200-400 mesh (Ross, 1997). Étant donné que nos échantillons de bois étaient très riche en fer, nous avons dû utiliser de grandes colonnes (40 cm) pour permettre la fixation de tout l'uranium (Figure A1).

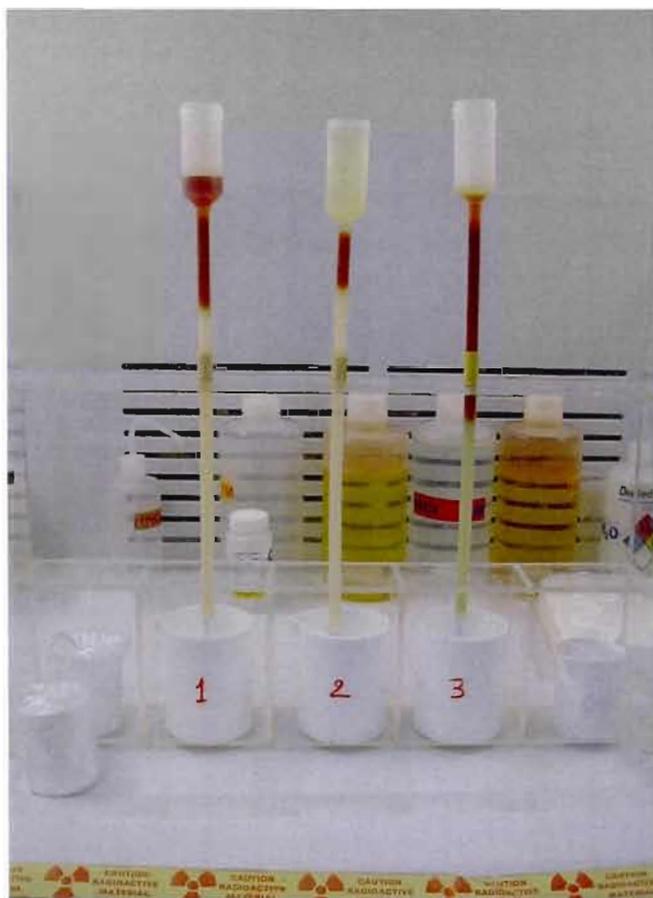


Figure A1 : Colonne de résine (AG 1X8 200-400 mesh) pour la séparation du thorium et de l'uranium en salle blanche

Avant de passer les échantillons dans les colonnes, celles-ci auront besoin d'être conditionnées par le passage respectif dans la colonne de 1 volume d'acide chlorhydrique 6M, 1 volume d'eau Milli-Q™, et 4 volumes d'acide chlorhydrique 6M. Ensuite, on passe l'échantillon (préalablement dissous dans le HCl 6M) dans la colonne. La résine va fixer l'uranium et quelques autres métaux comme le fer et le cuivre (Figure A1) et laisser passer le thorium qui sera récupéré dans un béccher en téflon placé sous la colonne. Un dernier volume de HCl 6M sera versé dans la colonne avant de récupérer l'uranium avec 4 volumes d'eau Mili-Q™.

Ensuite, la purification de l'uranium et du thorium sera effectuée aussi à l'aide de colonne et de résine. Comme l'uranium a été fixé avec quelques métaux, nous devons maintenant purifier la solution pour éliminer ces éléments. Pour cette purification, nous allons utiliser une colonne de résine anionique U/TEVA 50-100 μm préalablement conditionnée (1

volume HNO₃ 3M, 1 volume d'eau Milli-Q™, et 4 volumes de HNO₃ 3M). Ensuite on verse l'échantillon (dissous avec du HNO₃ 3M) et pour nettoyer la colonne. Par la suite on place une bécher en téflon propre sous la hotte pour la récupération de l'uranium et on y verse 4 volumes de HNO₃ 0,02M. Ensuite l'échantillon est mis à évaporation. Pour la purification du thorium, nous allons utiliser la résine anionique AGW 1X8 conditionnée par 1 volume de HNO₃ 7M, 1 volume d'eau Milli-Q™, 2 volumes de HCl 6M, 1 volume d'eau Milli-Q™ et 4 volumes de HNO₃ 7M. Ensuite, le thorium préalablement dissous dans le HNO₃ 7M sera versé dans la colonne. Lorsque l'échantillon a traversé complètement la colonne, on verse respectivement 4 volumes de HNO₃ et 1 volume d'eau Milli-Q™. Ensuite, on place une bécher en téflon propre sous la hotte pour la récupération du thorium et on y verse 4 volumes de HCl 6M. Ensuite l'échantillon est mis à évaporation. Cette méthode de purification de l'uranium et du thorium peut être répétée à plusieurs reprises pour maximiser la pureté des échantillons.

Spectrométrie de masse

Les échantillons de U et Th étant réduits à une micro-goutte par la purification sont enduits de graphite. Le graphite va se combiner au peu d'oxygène restant dans le spectromètre sous vide pour assurer une meilleure analyse de l'uranium et du thorium (car ces éléments doivent être analysés sous leur forme « métal » et non oxydée). Ensuite, cette goutte de graphite sera montée sur un filament de Rhénium (Re). Cet élément a une tolérance exceptionnelle à la chaleur (Température de fusion : 3186 °C). Les rapports isotopiques sont mesurés avec un spectromètre de masse *V-G Sector*. Le traitement des données se fait sous le logiciel Microsoft Excel et XLstat.

A.3 Âges Th/U corrigés des échantillons de bois fossiles

Âges Th/U corrigés des échantillons du groupe 1 selon le rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de la fraction détritique

| Samples | $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ detrital activity ratio | | | | |
|-----------------------|---|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | 0,0 | 0,6 | 1,0 | 1,3 | 1,7 |
| 06N001-A-edge | 103,4 ± 3,2 | 101,4 ± 3,1 | 100,3 ± 3,1 | 99,3 ± 3,1 | 98,0 ± 3,0 |
| 06N001-A-center | 79,8 ± 2,0 | 78,3 ± 2,0 | 77,4 ± 2,0 | 76,7 ± 2,0 | 75,7 ± 1,9 |
| 06N001-B-edge | 101,5 ± 7,7 | 99,9 ± 7,6 | 98,9 ± 7,5 | 98,1 ± 7,4 | 97,0 ± 7,4 |
| 06N001-B-center | 107,3 ± 2,6 | 106,4 ± 2,6 | 105,9 ± 2,6 | 105,4 ± 2,6 | 104,8 ± 2,6 |
| 06N001-B-center (bis) | 120,8 ± 4,1 | 119,7 ± 4,0 | 119,0 ± 4,0 | 118,4 ± 4,0 | 117,7 ± 3,9 |
| 06N001-C-edge | 122,5 ± 4,6 | 119,6 ± 4,5 | 117,9 ± 4,4 | 116,5 ± 4,3 | 114,6 ± 4,2 |
| 06N001-C-center | 108,2 ± 6,9 | 106,0 ± 6,8 | 104,7 ± 6,7 | 103,7 ± 6,6 | 102,3 ± 6,5 |

Âges Th/U corrigés des échantillons du groupe 2 selon le rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de la fraction détritique

| Samples | $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ detrital activity ratio | | | | |
|----------------|---|--------------|-------------|-------------|-----|
| | 0,0 | 0,6 | 1,0 | 1,3 | 1,7 |
| 06N001-D | 166,6 ± 47,5 | 105,8 ± 24,2 | 39,0 ± 12,6 | nd | nd |
| 06N001-E | 102,0 ± 7,6 | 71,1 ± 5,6 | 47,6 ± 4,5 | 23,5 ± 3,6 | nd |
| 06N001-E (bis) | 106,9 ± 35,0 | 74,3 ± 24,7 | 48,9 ± 19,1 | 22,4 ± 14,8 | nd |
| 06N021 | 60,0 ± 7,2 | 37,0 ± 5,8 | 20,6 ± 5,0 | 4,9 ± 4,4 | nd |

A4 Protocole de traitement pour les analyses de perte au feu

- 1) Utiliser des godets en céramique pouvant résister à des températures de 550 °C et s'assurer de la propreté des godets.
- 2) Allumer l'étuve à 105 °C
- 3) Peser les godets vides
- 4) Échantillonner 1 cm³ de matériel pour chaque horizon de sédiment à l'aide d'un emporte-pièce
- 5) Peser chaque échantillons humide immédiatement après son sous échantillonnage car l'évaporation de l'eau modifiera le poids de l'échantillon.
- 6) Faire sécher les échantillons à l'étuve pendant 12 heures.
- 7) Éteindre l'étuve
- 8) Laisser reposer les échantillons dans le dessiccateur pendant 30 minutes
- 9) Peser les échantillons secs
- 10) Faire cuire les échantillons dans le four Thermoline à 550°C pendant 3 heures
- 11) Éteindre le four
- 12) Laisser reposer les échantillons dans le dessiccateur pendant 30 minutes
- 13) Peser les échantillons brûlés

Pour le calcul de la perte au feu, nous avons utilisé cette formule (Dean, 1974) :

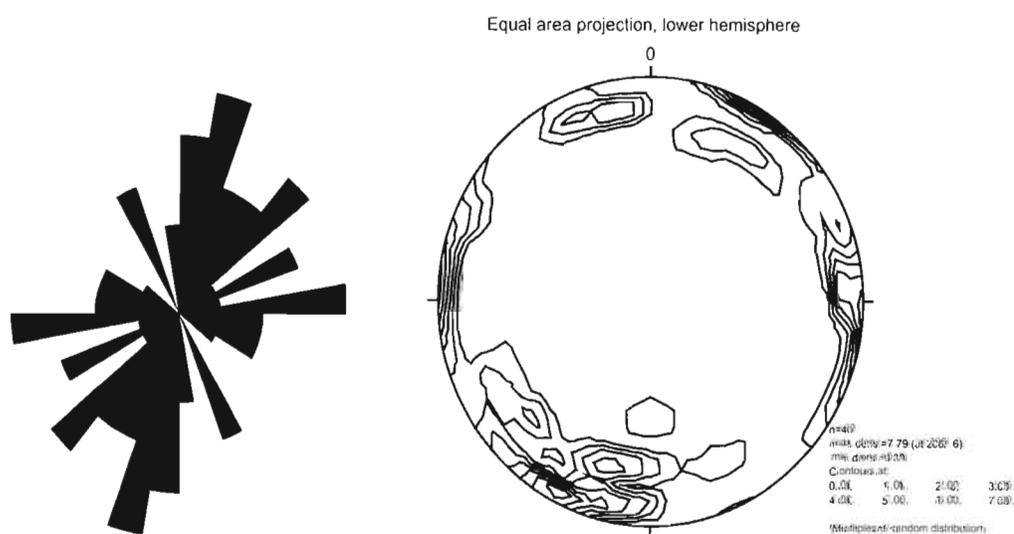
$$\text{Teneur MO (\%)} = \frac{(\text{Échantillon sec} - \text{Godet vide}) - (\text{Échantillon brûlé 550} - \text{Godet vide})}{(\text{Sec} - \text{Godet vide})} * 100$$

APPENDICE B

- B.1 Données des fabriques de till
- B.2 Analyses géochimiques des tills – Éléments majeurs
- B.3 Analyses géochimiques des tills – Éléments en traces
- B.4 Analyses minéralogiques des argiles de la fraction fine des tills
- B.5 Analyses granulométriques des tills

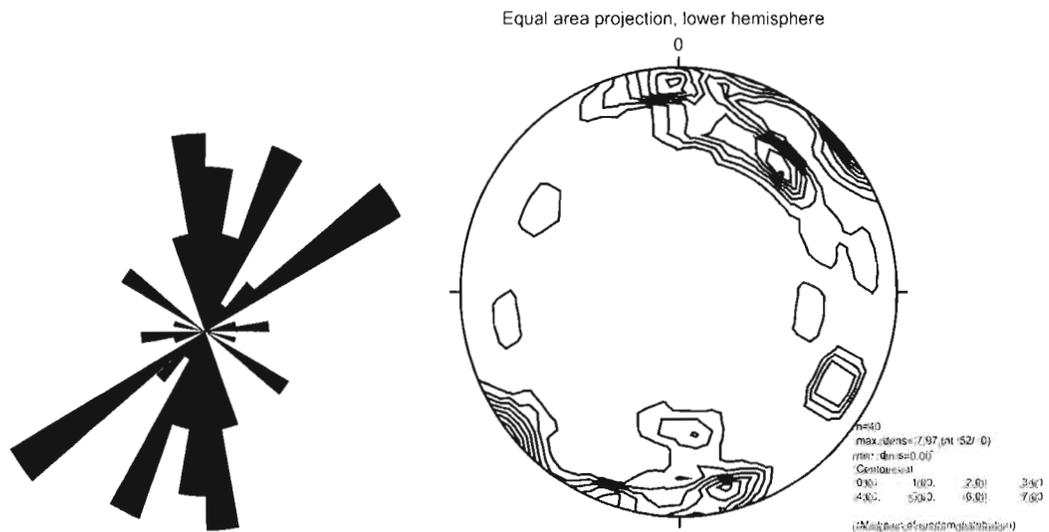
B.1 Données des fabriques de till

| Fabrique de till # 1 | | | Coupe des rapides | | |
|----------------------|---------|---------|-------------------|---------|---------|
| Clastes | Azimuth | Plongée | Clastes | Azimuth | Plongée |
| 1) | 212 | 01 | 21) | 227 | 22 |
| 2) | 205 | 00 | 22) | 250 | 03 |
| 3) | 242 | 15 | 23) | 188 | 10 |
| 4) | 028 | 22 | 24) | 211 | 04 |
| 5) | 041 | 21 | 25) | 231 | 03 |
| 6) | 081 | 13 | 26) | 352 | 15 |
| 7) | 199 | 05 | 27) | 225 | 27 |
| 8) | 086 | 09 | 28) | 296 | 10 |
| 9) | 087 | 05 | 29) | 352 | 15 |
| 10) | 337 | 06 | 30) | 187 | 09 |
| 11) | 122 | 02 | 31) | 199 | 12 |
| 12) | 181 | 47 | 32) | 090 | 05 |
| 13) | 201 | 22 | 33) | 333 | 15 |
| 14) | 106 | 02 | 34) | 246 | 24 |
| 15) | 266 | 03 | 35) | 291 | 04 |
| 16) | 062 | 11 | 36) | 280 | 02 |
| 17) | 181 | 26 | 37) | 198 | 27 |
| 18) | 018 | 24 | 38) | 155 | 23 |
| 19) | 212 | 05 | 39) | 227 | 07 |
| 20) | 190 | 28 | 40) | 275 | 02 |



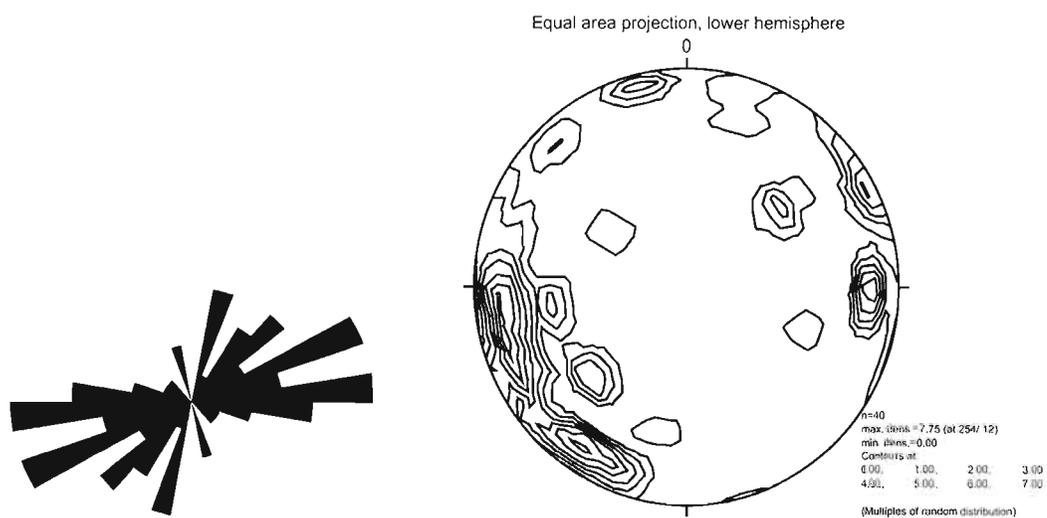
Diagrammes stéréographique des la fabrique de till # 1 (coupe des rapides) en deux et trois dimensions.

| Fabrique de till # 2 | | | Coupe des rapides | | |
|----------------------|---------|---------|-------------------|---------|---------|
| Clastes | Azimuth | Plongée | Clastes | Azimuth | Plongée |
| 1) | 000 | 13 | 21) | 052 | 07 |
| 2) | 190 | 40 | 22) | 052 | 03 |
| 3) | 040 | 28 | 23) | 340 | 10 |
| 4) | 000 | 30 | 24) | 230 | 02 |
| 5) | 200 | 00 | 25) | 188 | 12 |
| 6) | 354 | 05 | 26) | 164 | 14 |
| 7) | 000 | 02 | 27) | 170 | 11 |
| 8) | 010 | 25 | 28) | 170 | 38 |
| 9) | 230 | 14 | 29) | 230 | 04 |
| 10) | 230 | 02 | 30) | 020 | 30 |
| 11) | 010 | 15 | 31) | 035 | 25 |
| 12) | 080 | 15 | 32) | 020 | 20 |
| 13) | 000 | 08 | 33) | 260 | 20 |
| 14) | 174 | 30 | 34) | 170 | 05 |
| 15) | 300 | 30 | 35) | 356 | 08 |
| 16) | 100 | 40 | 36) | 200 | 00 |
| 17) | 120 | 18 | 37) | 040 | 27 |
| 18) | 070 | 30 | 38) | 200 | 04 |
| 19) | 120 | 18 | 39) | 050 | 30 |
| 20) | 025 | 34 | 40) | 162 | 10 |



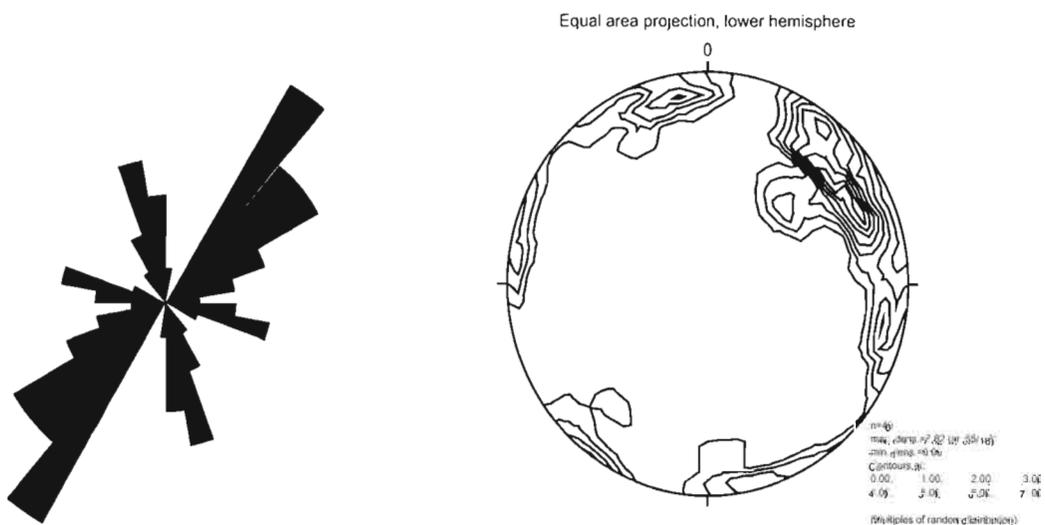
Diagrammes stéréographique des la fabrique de till # 2 (coupe des rapides) en deux et trois dimensions.

| Fabrique de till # 3 | | | Coupe des rapides | | |
|----------------------|---------|---------|-------------------|---------|---------|
| Clastes | Azimuth | Plongée | Clastes | Azimuth | Plongée |
| 1) | 344 | 03 | 21) | 216 | 12 |
| 2) | 052 | 46 | 22) | 278 | 05 |
| 3) | 060 | 04 | 23) | 253 | 10 |
| 4) | 261 | 09 | 24) | 226 | 41 |
| 5) | 226 | 00 | 25) | 210 | 13 |
| 6) | 271 | 14 | 26) | 228 | 38 |
| 7) | 215 | 12 | 27) | 050 | 35 |
| 8) | 268 | 20 | 28) | 254 | 19 |
| 9) | 094 | 15 | 29) | 316 | 12 |
| 10) | 190 | 34 | 30) | 288 | 18 |
| 11) | 088 | 11 | 31) | 241 | 17 |
| 12) | 014 | 09 | 32) | 265 | 31 |
| 13) | 268 | 11 | 33) | 244 | 06 |
| 14) | 228 | 09 | 34) | 305 | 53 |
| 15) | 347 | 09 | 35) | 019 | 21 |
| 16) | 261 | 38 | 36) | 201 | 05 |
| 17) | 244 | 17 | 37) | 065 | 11 |
| 18) | 294 | 04 | 38) | 245 | 00 |
| 19) | 256 | 17 | 39) | 093 | 17 |
| 20) | 199 | 13 | 40) | 109 | 41 |



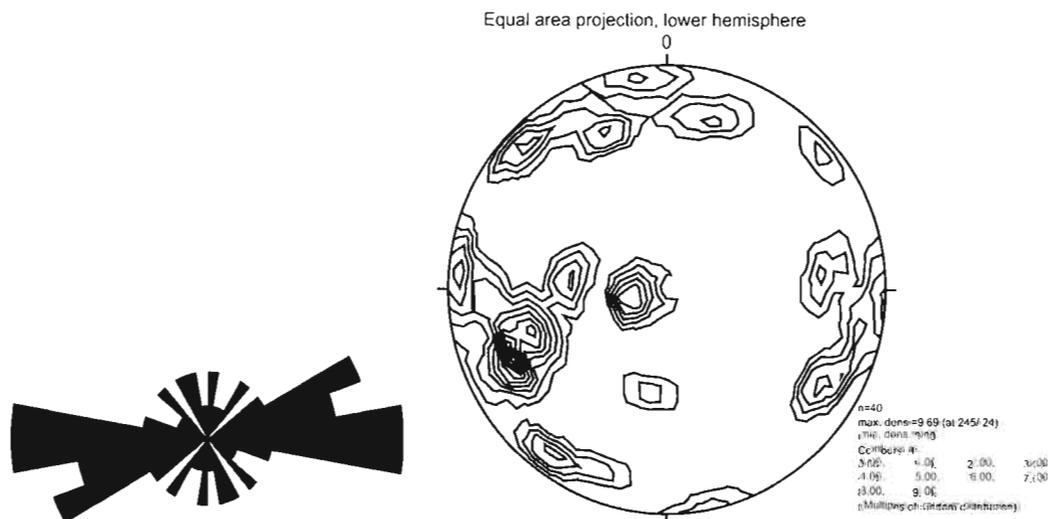
Diagrammes stéréographique des la fabrique de till # 3 (coupe des rapides) en deux et trois dimensions.

| Fabrique de till # 4 | | | Coupe des rapides | | |
|----------------------|---------|---------|-------------------|---------|---------|
| Clastes | Azimuth | Plongée | Clastes | Azimuth | Plongée |
| 1) | 094 | 10 | 21) | 031 | 09 |
| 2) | 036 | 08 | 22) | 226 | 10 |
| 3) | 060 | 24 | 23) | 051 | 22 |
| 4) | 052 | 28 | 24) | 071 | 19 |
| 5) | 074 | 12 | 25) | 034 | 21 |
| 6) | 051 | 22 | 26) | 280 | 05 |
| 7) | 108 | 06 | 27) | 347 | 00 |
| 8) | 164 | 04 | 28) | 296 | 00 |
| 9) | 340 | 14 | 29) | 053 | 08 |
| 10) | 358 | 10 | 30) | 042 | 23 |
| 11) | 084 | 22 | 31) | 214 | 03 |
| 12) | 104 | 15 | 32) | 355 | 17 |
| 13) | 333 | 26 | 33) | 174 | 19 |
| 14) | 066 | 20 | 34) | 219 | 27 |
| 15) | 055 | 42 | 35) | 036 | 18 |
| 16) | 034 | 03 | 36) | 150 | 01 |
| 17) | 048 | 50 | 37) | 321 | 05 |
| 18) | 272 | 02 | 38) | 045 | 07 |
| 19) | 063 | 16 | 39) | 040 | 41 |
| 20) | 180 | 04 | 40) | 343 | 13 |



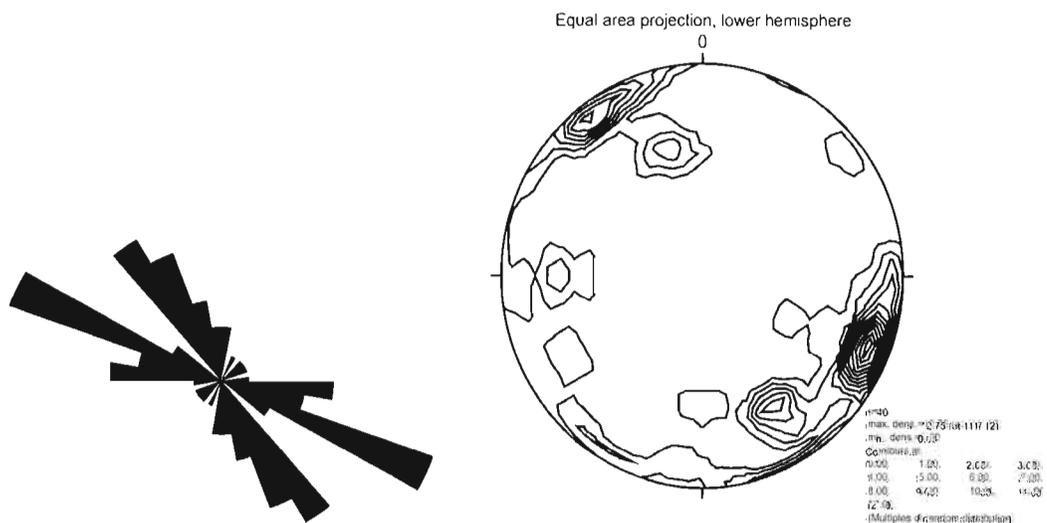
Diagrammes stéréographique des la fabrique de till # 4 (coupe des rapides) en deux et trois dimensions.

| Fabrique de till # 5 | | | Coupe du cirque | | |
|----------------------|---------|---------|-----------------|---------|---------|
| Clastes | Azimuth | Plongée | Clastes | Azimuth | Plongée |
| 1) | 189 | 51 | 21) | 238 | 26 |
| 2) | 089 | 32 | 22) | 312 | 08 |
| 3) | 252 | 79 | 23) | 337 | 28 |
| 4) | 270 | 51 | 24) | 218 | 10 |
| 5) | 261 | 34 | 25) | 313 | 11 |
| 6) | 244 | 20 | 26) | 357 | 08 |
| 7) | 122 | 18 | 27) | 278 | 04 |
| 8) | 270 | 20 | 28) | 244 | 11 |
| 9) | 348 | 00 | 29) | 096 | 11 |
| 10) | 108 | 09 | 30) | 331 | 14 |
| 11) | 253 | 27 | 31) | 243 | 21 |
| 12) | 340 | 25 | 32) | 214 | 10 |
| 13) | 281 | 54 | 33) | 264 | 20 |
| 14) | 252 | 38 | 34) | 251 | 29 |
| 15) | 248 | 76 | 35) | 008 | 24 |
| 16) | 199 | 14 | 36) | 276 | 04 |
| 17) | 119 | 19 | 37) | 086 | 02 |
| 18) | 080 | 24 | 38) | 050 | 08 |
| 19) | 247 | 41 | 39) | 271 | 78 |
| 20) | 020 | 18 | 40) | 267 | 09 |



Diagrammes stéréographique des la fabrique de till # 5 (coupe du cirque) en deux et trois dimensions.

| Fabrique de till # 6 | | | Coupe du cirque | | |
|----------------------|---------|---------|-----------------|---------|---------|
| Clastes | Azimuth | Plongée | Clastes | Azimuth | Plongée |
| 1) | 118 | 10 | 21) | 115 | 12 |
| 2) | 090 | 10 | 22) | 340 | 40 |
| 3) | 114 | 34 | 23) | 111 | 12 |
| 4) | 116 | 14 | 24) | 115 | 50 |
| 5) | 330 | 10 | 25) | 240 | 24 |
| 6) | 220 | 08 | 26) | 140 | 14 |
| 7) | 150 | 18 | 27) | 112 | 11 |
| 8) | 270 | 38 | 28) | 150 | 26 |
| 9) | 170 | 02 | 29) | 180 | 38 |
| 10) | 320 | 12 | 30) | 114 | 14 |
| 11) | 270 | 26 | 31) | 124 | 20 |
| 12) | 050 | 10 | 32) | 106 | 10 |
| 13) | 324 | 08 | 33) | 140 | 00 |
| 14) | 340 | 28 | 34) | 150 | 32 |
| 15) | 204 | 02 | 35) | 148 | 31 |
| 16) | 320 | 06 | 36) | 340 | 05 |
| 17) | 120 | 00 | 37) | 336 | 03 |
| 18) | 100 | 20 | 38) | 266 | 09 |
| 19) | 186 | 12 | 39) | 100 | 08 |
| 20) | 350 | 43 | 40) | 090 | 04 |



Diagrammes stéréographique des la fabrique de till # 6 (coupe du cirque) en deux et trois dimensions.

B.2 Analyses géochimiques des tills – Éléments majeurs

| Localisation | Échantillon Laboratoire | Dilution analytique | Échantillon Terrain | Total | Loi | Al ₂ O ₃ | CaO | Fe ₂ O ₃ T | K ₂ O | MgO | MnO | Na ₂ O | P ₂ O ₅ | S | SiO ₂ | TiO ₂ |
|--------------|----------------------------|------------------------|------------------------|-----------|---------------|--------------------------------|---------------|----------------------------------|------------------|---------------|---------------|-------------------|-------------------------------|--------------|------------------|------------------|
| | | | | % ± 3% | % (1100°C) | Al-396.1 % | Ca-317.9 % | Fe-238.2 % | K-766.4 % | Mg-280.2 % | Mn-257.6 % | Na-589.5 % | P-213.6 % | S-180.6 % | Si-212.4 % | Ti-334.9 % |
| Cirque | 07-1363 | 695.01 | 06N034 | 97,85 | 5,95 | 11,95 | 6,02 | 3,13 | 2,57 | 2,46 | 0,05 | 2,94 | 0,12 | < 0,007 | 62,1458 | 0,36497 |
| Cirque | 07-1362 | 737.44 | 06N033 | 99,64 | 5,57 | 11,57 | 6,19 | 2,92 | 2,53 | 2,26 | 0,05 | 2,96 | 0,12 | < 0,0074 | 64,9484 | 0,35801 |
| Cirque | 07-1361 | 701.69 | 06N032 | 98,70 | 6,86 | 11,90 | 6,99 | 3,23 | 2,61 | 2,70 | 0,05 | 2,91 | 0,12 | < 0,007 | 60,8115 | 0,3726 |
| Cirque | 07-1360 | 665,07 | 06N031 | 99,10 | 8,63 | 11,01 | 9,51 | 2,74 | 2,50 | 2,71 | 0,05 | 2,75 | 0,12 | 0,0552 | 58,5451 | 0,33642 |
| Cirque | 07-1359 | 699,31 | 06N030 | 98,80 | 8,61 | 10,95 | 9,39 | 2,75 | 2,53 | 2,69 | 0,05 | 2,75 | 0,12 | 0,0501 | 58,4418 | 0,33694 |
| Rapides | 07-1358 | 727.75 | 06N020 | 97,91 | 0,63 | 11,48 | 2,63 | 2,36 | 2,27 | 0,93 | 0,04 | 3,28 | 0,13 | < 0,0073 | 73,647 | 0,36289 |
| Rapides | 07-1357 | 734.34 | 06N019 | 97,55 | 0,62 | 11,49 | 2,64 | 2,31 | 2,23 | 0,94 | 0,04 | 3,28 | 0,13 | < 0,0073 | 73,3687 | 0,35375 |
| Rapides | 07-1356 | 693,09 | 06N018 | 97,43 | 0,58 | 11,60 | 2,67 | 2,30 | 2,28 | 0,94 | 0,04 | 3,39 | 0,13 | < 0,0069 | 72,9744 | 0,34838 |
| Rapides | 07-1355 | 719,05 | 06N017 | 98,73 | 0,55 | 11,43 | 2,64 | 2,24 | 2,29 | 0,82 | 0,04 | 3,34 | 0,13 | < 0,0072 | 74,7582 | 0,3463 |
| Rapides | 07-1354 | 731,60 | 06N016 | 99,11 | 0,47 | 11,47 | 2,71 | 2,32 | 2,28 | 0,86 | 0,04 | 3,33 | 0,13 | < 0,0073 | 74,9814 | 0,35592 |
| Rapides | 07-1353 | 718,78 | 06N015 | 98,70 | 0,35 | 11,41 | 2,69 | 2,26 | 2,33 | 0,83 | 0,04 | 3,35 | 0,12 | < 0,0072 | 74,8097 | 0,34473 |
| Rapides | 07-1352 | 679,44 | 06N014 | 99,40 | 0,38 | 11,56 | 2,69 | 2,38 | 2,35 | 0,89 | 0,04 | 3,33 | 0,13 | < 0,0068 | 75,1192 | 0,34944 |
| Rapides | 07-1351 | 709.60 | 06N013 | 99,81 | 0,48 | 11,54 | 2,78 | 2,54 | 2,26 | 0,95 | 0,04 | 3,30 | 0,13 | < 0,0071 | 75,2299 | 0,3929 |
| Rapides | 07-1350 | 664.69 | 06N012 | 97,69 | 0,55 | 11,44 | 2,84 | 2,60 | 2,23 | 0,95 | 0,04 | 3,30 | 0,14 | < 0,0066 | 72,9985 | 0,42598 |
| Tourbes | 07-1349 | 661,05 | 06N011 | 97,93 | 1,49 | 11,57 | 3,04 | 2,38 | 2,40 | 1,23 | 0,04 | 3,20 | 0,12 | < 0,0066 | 71,9773 | 0,32632 |

B.3 Analyses géochimiques des tills – Éléments en traces

| Localisation | Échantillon Laboratoire | Échantillon Terrain | As | Ba | Cd | Co | Cr | Cu | Ni | Sc | Sr | V | Zn | Y | Zr | Pb | La |
|--------------|----------------------------|------------------------|---------------------------|----------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|-----------------------------|----------------------------|--------------------------|----------------------------|---------------------------|----------------------------|--------------------------|---------------------------|
| | | | As-193.6 ppm ± 0,12 | Ba-455.4 ppm ± 0,002 | Cd-226.5 ppm ± 0,01 | Co-230.7 ppm ± 0,02 | Cr-205.5 ppm ± 0,02 | Cu-324.7 ppm ± 0,01 | Ni-231.6 ppm ± 0,05 | Sc-361.3 ppm ± 0,0005 | Sr-421.5 ppm ± 0,002 | V-292.4 ppm ± 0,02 | Zn-206.2 ppm ± 0,006 | Y-371.0 ppm ± 0,004 | Zr-343.8 ppm ± 0,006 | Pb-220.3 ppm ± 0,1 | La-408.6 ppm ± 0,01 |
| Cirque | 07-1363 | 06N034 | < 83.4 | 552.8 | < 7 | < 13.9 | 71,8 | 18.4 | 38,4 | 7,79 | 302 | 52 | 32,9 | 12,2 | 214,9 | < 69.5 | 23,6 |
| Cirque | 07-1362 | 06N033 | < 88.5 | 533.5 | < 7.4 | < 14.7 | 67,5 | 15.5 | 142,6 | 7,37 | 312 | 49,4 | 26,5 | 12,3 | 276,5 | < 73.7 | 22,8 |
| Cirque | 07-1361 | 06N032 | < 84.2 | 555,4 | < 7 | < 14 | 76,3 | 19,2 | 35,2 | 7,93 | 305,8 | 51,6 | 36,4 | 11,8 | 222,4 | < 70.2 | 23,9 |
| Cirque | 07-1360 | 06N031 | < 79.8 | 499 | < 6.7 | < 13.3 | 63,9 | 16,8 | < 33.3 | 7,44 | 315,4 | 47,9 | 26,5 | 11,6 | 184 | < 66.5 | 23 |
| Cirque | 07-1359 | 06N030 | < 83.9 | 496,9 | < 7 | < 14 | 66 | 23,2 | < 35 | 7,55 | 313,6 | 47,1 | 26,6 | 11,5 | 198,2 | < 69.9 | 22,2 |
| Rapides | 07-1358 | 06N020 | < 87.3 | 535.9 | < 7.3 | < 14.6 | 60,9 | 10.5 | < 36.4 | 7,09 | 328,7 | 44,2 | 15,8 | 12,6 | 391,1 | < 72.8 | 21,1 |
| Rapides | 07-1357 | 06N019 | < 88.1 | 527.1 | < 7.3 | < 14.7 | 59,8 | 10,2 | < 36.7 | 7,06 | 325.1 | 44,8 | 14,4 | 13,1 | 388,4 | < 73.4 | 20,2 |
| Rapides | 07-1356 | 06N018 | < 83.2 | 544.3 | < 6.9 | < 13.9 | 141,4 | 9.1 | < 34.7 | 7,31 | 344,4 | 41 | 18,8 | 14,2 | 356,5 | < 69.3 | 19,1 |
| Rapides | 07-1355 | 06N017 | < 86.3 | 529.1 | < 7.2 | < 14.4 | 56,7 | 24,6 | < 36 | 6,9 | 337,5 | 41,3 | 19,3 | 14,5 | 446,9 | < 71.9 | 20,3 |
| Rapides | 07-1354 | 06N016 | < 87.8 | 527.2 | < 7.3 | < 14.6 | 57,1 | 9,5 | < 36.6 | 6,77 | 338,7 | 41,9 | 14,6 | 15,1 | 437,1 | < 73.2 | 23,1 |
| Rapides | 07-1353 | 06N015 | < 86.3 | 528.3 | < 7.2 | < 14.4 | 54,8 | 7,6 | < 35.9 | 6,77 | 339,3 | 41,1 | 12,2 | 14,7 | 471,8 | < 71.9 | 20,2 |
| Rapides | 07-1352 | 06N014 | < 81.5 | 543.8 | < 6.8 | < 13.6 | 61,2 | 14 | < 34 | 6,85 | 343,8 | 43,6 | 13,2 | 14,3 | 487,9 | < 67.9 | 23,5 |
| Rapides | 07-1351 | 06N013 | < 85.2 | 527 | < 7.1 | < 14.2 | 69,6 | 17,8 | < 35.5 | 7,24 | 339 | 46,4 | 17,1 | 14,5 | 508,4 | < 71 | 22,6 |
| Rapides | 07-1350 | 06N012 | < 79.8 | 519.6 | < 6.6 | < 13.3 | 63,4 | 6,9 | < 33.2 | 7,56 | 338,2 | 48 | 17 | 15,5 | 553,6 | < 66.5 | 26,4 |
| Tourbes | 07-1349 | 06N011 | < 79.3 | 523.3 | < 6.6 | < 13.2 | 57,4 | 8 | < 33.1 | 6,64 | 326,8 | 39,5 | 17,3 | 12,1 | 340,6 | < 66.1 | 19,9 |

B.4 Analyses minéralogiques des argiles de la fraction fine des tills

| Échantillons | Localisation | Illite | Amphibole | Kaolinite | Chlorite | Quartz | K feldspath | Plagioclase | Calcite | Dolomite | Apatite | Total |
|--------------|--------------|--------|-----------|-----------|----------|--------|-------------|-------------|---------|----------|---------|--------|
| 06N034 | Cirque | 19,87 | 7,74 | 0,00 | 5,90 | 3,92 | 20,34 | 33,55 | 4,32 | 3,20 | 1,17 | 100,00 |
| 06N033 | Cirque | 18,41 | 7,97 | 0,00 | 6,70 | 3,93 | 19,36 | 31,07 | 7,20 | 3,87 | 1,49 | 100,00 |
| 06N032 | Cirque | 18,41 | 7,97 | 0,00 | 6,70 | 3,93 | 19,36 | 31,07 | 7,20 | 3,87 | 1,49 | 100,00 |
| 06N031 | Cirque | 14,10 | 6,76 | 0,00 | 5,52 | 3,80 | 15,97 | 27,25 | 18,79 | 6,68 | 1,13 | 100,00 |
| 06N030 | Cirque | 14,94 | 7,75 | 0,00 | 6,34 | 4,11 | 17,09 | 25,50 | 19,03 | 5,25 | 0,00 | 100,00 |
| 06N020 | Rapides | 12,56 | 8,80 | 0,00 | 12,13 | 7,04 | 24,23 | 30,37 | 1,26 | 1,85 | 1,77 | 100,00 |
| 06N019 | Rapides | 7,07 | 6,86 | 0,00 | 2,65 | 12,61 | 22,57 | 44,03 | 1,09 | 1,78 | 1,34 | 100,00 |
| 06N018 | Rapides | 5,11 | 7,66 | 0,00 | 3,35 | 15,66 | 25,57 | 39,08 | 1,14 | 1,66 | 0,78 | 100,00 |
| 06N017 | Rapides | 17,11 | 8,04 | 0,00 | 10,99 | 6,25 | 21,19 | 31,99 | 1,43 | 1,46 | 1,54 | 100,00 |
| 06N016 | Rapides | 3,03 | 5,61 | 0,00 | 1,78 | 16,96 | 31,21 | 38,09 | 1,15 | 1,32 | 0,84 | 100,00 |
| 06N015 | Rapides | 0,00 | 12,16 | 0,00 | 1,91 | 14,24 | 37,28 | 31,43 | 1,00 | 0,91 | 1,07 | 100,00 |
| 06N014 | Rapides | 11,31 | 10,54 | 0,00 | 7,90 | 7,73 | 23,36 | 35,58 | 1,60 | 1,98 | 0,00 | 100,00 |
| 06N013 | Rapides | 18,96 | 10,39 | 0,00 | 12,14 | 5,82 | 18,59 | 30,38 | 0,96 | 1,21 | 1,53 | 100,00 |
| 06N012 | Rapides | 16,73 | 9,08 | 5,28 | 10,41 | 6,96 | 17,91 | 28,50 | 1,77 | 1,14 | 2,21 | 100,00 |
| 06N011 | Tourbes | 12,92 | 7,76 | 0,00 | 6,03 | 6,64 | 24,23 | 37,50 | 1,75 | 1,76 | 1,41 | 100,00 |

B.5 Analyses granulométriques des tills

| Laboratoire | Terrain | Localisation | TAMIS | | | | | | | | Total calculé | Total pesé |
|-------------|---------|--------------|--------|------------|------|-------|--------|---------|---------|----------|---------------|------------|
| | | | <2mm | Prise <2mm | 1mm | 0.5mm | 0.25mm | 0.125mm | 0.063mm | <0.063mm | | |
| 07-1363 | 06N034 | Cirque | 115,72 | 43,42 | 1,19 | 2,15 | 2,45 | 3,89 | 7,36 | 25,47 | 114,81 | 115,72 |
| 07-1362 | 06N033 | Cirque | 115,23 | 42,99 | 1,18 | 2,07 | 0,93 | 5,53 | 8,60 | 23,75 | 114,30 | 115,23 |
| 07-1361 | 06N032 | Cirque | 115,84 | 43,48 | 0,92 | 1,90 | 1,22 | 4,56 | 6,87 | 26,91 | 114,74 | 115,84 |
| 07-1360 | 06N031 | Cirque | 114,92 | 42,95 | 0,87 | 1,18 | 0,47 | 2,85 | 4,50 | 32,18 | 114,02 | 114,92 |
| 07-1359 | 06N030 | Cirque | 116,46 | 43,60 | 1,72 | 1,91 | 1,27 | 4,08 | 5,01 | 28,76 | 115,61 | 116,46 |
| 07-1358 | 06N020 | Rapides | 111,40 | 54,47 | 1,34 | 2,03 | 1,84 | 8,31 | 17,52 | 22,49 | 110,46 | 111,40 |
| 07-1357 | 06N019 | Rapides | 116,83 | 58,37 | 0,53 | 1,01 | 0,25 | 6,65 | 19,95 | 28,69 | 115,54 | 116,83 |
| 07-1356 | 06N018 | Rapides | 115,69 | 57,13 | 0,74 | 1,14 | 0,31 | 5,76 | 15,96 | 31,90 | 114,37 | 115,69 |
| 07-1355 | 06N017 | Rapides | 115,91 | 57,30 | 1,41 | 1,97 | 1,82 | 8,20 | 17,71 | 25,26 | 114,98 | 115,91 |
| 07-1354 | 06N016 | Rapides | 115,10 | 57,60 | 1,71 | 2,34 | 1,34 | 10,03 | 20,44 | 21,10 | 114,46 | 115,10 |
| 07-1353 | 06N015 | Rapides | 107,53 | 53,74 | 1,51 | 2,39 | 1,03 | 9,49 | 20,72 | 18,04 | 106,97 | 107,53 |
| 07-1352 | 06N014 | Rapides | 115,86 | 57,77 | 2,19 | 2,66 | 2,49 | 10,94 | 19,45 | 19,36 | 115,18 | 115,86 |
| 07-1351 | 06N013 | Rapides | 107,89 | 53,97 | 1,09 | 1,66 | 3,25 | 10,40 | 17,28 | 19,21 | 106,81 | 107,89 |
| 07-1350 | 06N012 | Rapides | 119,47 | 59,17 | 1,15 | 1,84 | 3,75 | 9,13 | 19,37 | 22,92 | 118,46 | 119,47 |
| 07-1349 | 06N011 | Tourbes | 113,02 | 56,57 | 2,90 | 3,63 | 3,54 | 9,93 | 13,87 | 21,36 | 111,68 | 113,02 |

BIBLIOGRAPHIE

Aitken, M.J., 1985, Thermoluminescence Dating, *Quaternary Science Reviews*, vol 4, issue 4, pp. iv-vi.

Andrews, J.T., Shilts, W.W., Miller, G.H., 1983. Multiple deglaciation of the Hudson Bay Lowlands, Canada, since the deposition of the Missinaibi (Last-Interglacial?) Formation; *in* *Quaternary Research*, v.19, p.18-37.

Andrews, J.T., Shilts, W.W. and Miller, G.H., 1984. Reply to A.S. Dyke's discussion; *Quaternary Research*, v.22, p.253-258.

Barber, D.C., A.S. Dyke, C. Hillaire-Marcel, A.E. Jennings, J.T. Andrews, M.W. Kerewin, G.Bilodeau, R. McNeely, J.Southon, M.D. Morehead et J.-M. Gagnon. 1999, Forcing of the cold event 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, vol.400, p.344-348.

Bell, J.M. 1904. Economic Ressources of Moose River Basin; Rept. Ont. Bur. Mines, vol. 13, pt.1, p.135-179.

Bell, R., 1877. Report on a exploration in 1875 between James Bay and lakes Superior and Huron; *Geological survey of Canada Report of Progress for 1875-1876*, p.294-342.

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, 27P.

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 différential 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.

- Berger, G.W., and Nielsen, E., 1990, Evidence from thermoluminescence dating for middle Wisconsinan deglaciation in the Hudson Bay Lowland of Manitoba, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.28, p.240-249.
- Borron, E.B. 1891. Report on the basin of Moose River; Ont. Legislative Assembly, Sessional Paper, no.87.
- Bostock, H.S., 1970. Physiographic subdivision of Canada; *in* *Geology and Economic Minerals of Canada*. (ed.) R.J.W. Douglas; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1, 5th edition, p. 9-30.
- Bouab, N, 1992, Les terrasses quaternaires de la vallée de l'oued Beht (bassin du Gharb, Maroc), Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 114p.
- Bouchard, M.A., LaSalle, P., Lamothe, M., David P.P et Bouillon, J.J. 1986. Pleistocene stratigraphy of the northwestern Abitibi from boreholes and excavations at Selbaie Mine, Québec (abstract); dans Program with abstract, Geological association of Canada, V.11, p. 47.
- Boucher, R. 1999. Dispersion glaciaire dans le bassin de la rivière La Grande; Baie-James, Québec. Mémoire de maîtrise, Montréal; Université du Québec à Montréal, 155p.
- Bownam, S.G.E. 1976, Thermoluminescence dating : the evolution of radiation dosage. Université de Oxford, Angleterre, Thèse de doctorat.
- Brown, T.A., 1994. Radiocarbon dating of pollen by Accelerator Mass Spectrometry. Thesis, University of Washington, 286pp.
- Brown, T.A., Farwell, G.W., Grootes, P.M. and Schmidt, F.H., 1992, Radiocarbon AMS dating of pollen extracted from peat samples. *Radiocarbon* 34, pp. 550–556.
- Brown, T.A., Nelson, D.E., Mathewes, R.W., Vogel, J.S. and Southon, J.R., 1989. Radiocarbon dating of pollen by Accelerator Mass Spectrometry. *Quaternary Research* 32, pp. 205–212
- Card, K.D. and Poulsen, K.H., 1998, Geology and mineral deposits of the Superior Province of the Canadian Shield; Chapter 2 in *Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America*, p.13-194.
- Card, K.D., and Ciesielski, A. 1986. DNAG #1. Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*,13: 5–13.
- Clark, P.U., 1991. Striated clast pavement: products of deforming subglacial sediment?. *Geology*, vol.19, pp.530-533.

Clarke, G., Leverington, D., Teller, J., Dyke, A., 2004, Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial lake Agassiz and the 8200 BP cold event, vol 23, issue 3-4, p.389-407.

Clarke, G., Leverington, D., Teller, J., Dyke, A., 2003, Superlakes, megafloods, and abrupt climate change, *Science*, vol.301, n°5635, pp.922-923

Causse, C., Hillaire-Marcel, C., 1986, Géochimie des familles U et Th dans la matière organique fossile des dépôts interglaciaires et interstadias de l'est et du nord du Canada: Potentiel radiochronologique; dans Recherches en cours, Partie B, Commission géologique du Canada, Étude 86-1B, p.11-18.

Causse, C., Vincent, J.-S., 1989, Th/U disequilibrium dating of Middle and Late Pleistocene wood and shells, from Banks and Victoria Islands, Arctic Canada, *Can. J. Earth Sci.* 26, pp. 2718–2723.

Coombs, D.B., 1954, The physiographic subdivision of the Hudson Bay Lowlands south of 60 degrees North ; Département of Mines and Technical Surveys, Canada, Geographical Bulletin No.6, p.1-16.

Daniels, F., Boyd, C.A., Saunders, D.F., 1953, Thermoluminescence as a research tool, *Science*, n°117, p. 343-349.

Dean, W.E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sedimentary rocks by loss on ignition : comparison with other methods. *J. of Sedimentary Petrology* 44 (1): 242-248.

De Vernal, A., Causse, C., Hillaire-Marcel, C., Mott, R.J., Occhietti, S., 1986, Palynostratigraphy and Th/U ages of upper Pleistocene interglacial and interstadial deposits on Cape Breton Island, eastern Canada; *Geology*, vol.14, p.554-557.

DeVernal, A. Henry, M, Bilodeau, G, 1996, Techniques de préparation d'analyse en micropaléontologie: Notes de cours destinées aux étudiants du cours SCT-5220, Département des Sciences de la terre, UQAM, non-publié, 28p.

Dredge, L.A., Morgan, A.V. and Nielsen, E., 1990. Sangamon and Pre-Sangamon interglaciations in the Hudson Bay Lowlands of Manitoba; *Géographie Physique et Quaternaire*, v.44, p.319-336.

Douglas, M. S. V. & J. P. Smol, 1987. Siliceous protozoan plates in lake sediments. *Hydrobiologia* 154: 13–23.

Dubé-Loubert, H, 2009, Chronologie des événements glaciaires et non-glaciaires dans le cours inférieur de la rivière Harricana, Basses terres de la Baie James, Québec : implications pour la dynamique de la calotte Laurentidienne, Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 187 pages.

Dyck, W., and Fyles, J.G., 1963, Geological Survey of Canada radiocarbon datesII: Radiocarbon, v.5, p.39.

Dyke, A.S., Andrews, J.T., Clark, P.U., England, J.H., Miller, G.H., Shaw, J., Veillette, J.J., 2002, The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum, Quaternary Science Reviews, vol 21, p.9-31.

Dyke, A.S. and Prest, V.K. 1987. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet; Géographie physique et Quaternaire, v.XLI, n°2, p.237-263.

Forman, S.L., Wintle A.G. and Thorleifson, L.H., 1987, Thermoluminescence properties and age estimate for Quaternary raised marine sediments; Canadian Journal of Earth Sciences, V.24, p.2405- 2411.

Hardy, 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, L. 1977. La déglaciation et les épisode lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie James. Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, no 3-4, p.261-273

Hardy, L. 1980. Étude de l'impact de l'aménagement du complexe NBR sur la stabilité des berges des rivières Nottaway, Boradback et Rupert. Études régionale. Rapport à la Société d'Énergie de la baie-James. Direction de l'environnement, Montréal, 151 p.

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

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

Hillaire-Marcel, C., Occhietti, S., Vincent, J.-S., 1981, Sakami moraine, Québec : A 500 km long moraine withou climatic control. Geology, vol.9, p. 210-214.

Hocq, M. 1994. La Province du Supérieur. In Géologie du Québec.Edited by C. Dubé. Les publications du Québec, pp. 7–20.

Huntley, D.J., Lamothe, M., 2001, Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 38, no7, p.1093-1106.

Huntley, D.J., Wintle, A.G., 1981, The use of alpha scintillation counting for measuring ^{230}Th and ^{231}Pa content of ocean sediments. Canadian journal of Earth Sciences, vol.18, p.419-432.

Karrow, P. 1990. Interglacial beds at Toronto, Ontario. Géographie physique et Quaternaire, vol.44, n°3, p.289-297

- Kaufman, A. 1993. An evaluation of several methods for determining $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ages in impure carbonates. *Geochimica et Cosmochimica acta*, vol.57. pp 2303-2317.
- Kaufman, A., Ghaleb, B., Wehmiller, J.F. et Hillaire-Marcel, C. 1996. Uranium concentration and isotope ratio profiles within *Mercenaria* shells. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 60, No. 19, p. 3735-3746.
- Keele, J. 1920. Mesozoic clays and sands in northern Ontario; *Geol. Surv. Can., Sum. Rept., pt.D.*
- Kilian, M.R., J. van der Plicht, B. van Geel and T. Goslar, 2002, Problematic ^{14}C -AMS dates of pollen concentrates from Lake Gosciadz (Poland), *Quaternary International Volume 88, Issue 1, Pages 21-26.*
- Klassen, R.W., 1986, Surficial geology of north-central Manitoba :Geological Survey of Canada Memoir 419, 57p.
- Klassen, R. A.,& Thompson, F. J. (1993). Glacial history, drift composition, and mineral exploration, central Labrador. *Geological Survey of Canada, Bulletin 435 (76 pp).*
- Lamarche, L., 2005, Histoire géologique holocène du Lac Saint-Pierre et de ses ancêtres, Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 212p.
- Lamothe M, 2004. Optical dating of pottery, burnt stones, and sediments from selected Quebec archaeological sites. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41: 659-667;
- Lamothe, M., Auclair, M., Hamzaoui, C., Huot, S., 2003. Towards a prediction of long-term anomalous fading of feldspar IRSL. *Radiation Measurements* 37, 493-498
- Lamothe M. et Auclair M. 1999. A solution to anomalous fading and age shortfalls in optical dating of feldspar minerals. *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 319-323;
- Lamothe, M., Huntley, D.J.,1988, Thermoluminescence Dating of Late Pleistocene Sediments, St. Lawrence Lowland, Québec, *Géographie Physique et Quaternaire*, vol 42, no 1, p.33-44.
- Lee, H.A., E.Eade et W.W.Heywood. 1960. Surficial geology, Sakami Lake (Fort-George - Great Whale area) New Québec. Carte 52-1959, Canada: Commission géologique du Canada.
- Lichti-Federovich, S. 1971. *Geol. Surv. Can., Unpublished Palynological Report 71-4, 71-5.*
- Lowdon, J.A., Fyles, J.G., and Blake, W., Jr., 1967, Geological of Canada radiocarbon dates VI: *Radiocarbon*, v.9, p.156.
- 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 de la Baleine et la rivière à l'Eau Claire, 1887-1888. Rapport annuel, 3(2-J), Commission géologique du Canada, 105p.

Low, A.P. 1900. Rapport géologique sur la région minière de Chibougamau dans la partie septentrionale de la province de Québec. Rapport no 955, Commission géologique du Canada, 57p.

Low, A.P. 1903. On an exploration of the east coast of Hudson Bay from the Cape Wolstenholme to the south end of James Bay; Geological Survey of Canada, Annual Report, v.3, PartII, Report D, v.13, p.5-82.

Low, A.P. 1912. James Bay. Bureau des mines de l'Ontario, vol. 2, no 2, P. 180-191

Miller, G.H., and Mangerud, J., 1985 – Aminostratigraphy of european marine interglacial deposits. Quaternary Science Reviews, vol.4, p.215-278.

McDonalds, B.G., 1969, Glacial and interglacial stratigraphy, Hudson Bay Lowlands : Geological Survey of Canada, Paper 68-53, p.78-99.

McDonalds, B.G., 1971, Late Quaternary stratigraphy and deglaciation in eastern Canada, in Turekian, K.K., ed., The late Cenozoic glacial ages : New Haven, Connecticut, Yale University Press, p.331-353.

Medioli, F.S., Scott, D.B., 1983, Holocene Arcellacea (Thecamoebians) from eastern Canada, Cushman Foundation Foraminiferal Research Special Publication 21, 63 pp.

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

Netterville. J.A., 1974. Quaternary stratigraphy of the Gods River region, Hudson Bay Lowlands; M.Sc. thesis, University of Calgary, 79p.

Nielsen, E., Morgan, A.V., Morgan A., Mott, R.J., Rutter, N.W. and Causse, C., 1986, Stratigraphy, paleoecology and glacial history of the Giliam area, Manitoba; Canadian Journal of Earth Sciences, v.23, p.1641-1661.

Nielsen, E., Churcher, C.S., Lammers, G.E., 1988, A woolly mammoth(Proboscidea, Mammuthus primigenius) molar from the Hudson Bay Lowland of Manitoba : Canadian Journal of Earth Sciences, v.25, p.933-938.

Norris, A.W., 1993, Géologie de la Plateforme d'Hudson ; dans La couverture sédimentaire du craton au Canada, chap.8, rév. Par D.F. Stott et J.D. Aitken, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n°5.

Otto-Bliesner, B.L, Marshall, S, & CAPE Last Interglacial Project Member, 2006, Simulating arctic climate Warmth and icefield retreat in the last interglaciation, *Science*, vol 311, p.1751-1753.

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

Patterson, R.T. and Kumar, A., 2000 Assessment of arcellacea (thecamoebian) assemblages, species and strains as contaminant indicators in variably contaminated James Lake, north Eastern Ontario. *Journal of Foraminiferal Research*, 30: 310-320

Prest, V.K., Donaldson, J.A., Mooers, H.D., 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. 257-362.

Prest, V.K. 1970: Quaternary geology of Canada dans *Geology and economic minerals of Canada*, R.J.W. Douglas (ed.); GSC. Economic geology report 1. 5th ed., p. 676-764.

Prest, V.K. 1984. The late Wisconsinian glacial complex; dans *Quaternary stratigraphy of Canada - A Canadian contribution to IGCP Projet 24*, R.J. Fulton (ed.); GSC, Paper 84-10, p.21-36 Map 1584A, scale 1:7500000.

Regnell, J., 1992. Preparing pollen concentrates for AMS dating—a methodological study from a hard-water lake in southern Sweden. *Boreas* 21, pp. 373–377

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 458, 28 p.

Remick, J.H. 1963. Géologie de la région de Colomb - Chaboullé - Fabulet. Min. Rich. Nat. Qué., rapp. Prél. 514, 26 p.

Remick, J.H. 1964. Géologie de la région de Mannerelle - Joncas, Territoire d'Abitibi. Min. Rich. Nat. Qué., rapp. Prél. 517, 12 p.

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

Remick, J.H. et Gillain, P.R. 1963a. 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., Gillain, P.R. et Durden, C.J. 1963b. Géologie de la baie de Rupert - Rivière Missisicabi, Territoires de Mistassini et d'Abitibi. Min. Rich. Nat. Qué., rapp. Prél 498, 24 p.

Roe, Helen M.; Charman, Dan J.; Gehrels, W. Roland, 2002, Fossil testate amoebae in coastal deposits in the UK: implications for studies of sea-level change, *Journal of Quaternary Science*, vol. 17, Issue 5, pp.411-429

Rosholt, N., 1976, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dating of travertines and caliche rinds: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 8, p. 1079.

Ross, M., 1997, Lithostratigraphie et géochronologie du pléistocène de la coupe CH'JEE'S (station 6) dans le bassin de Bluefish, Yukon septentrional, M.Sc. Thesis, Université du Québec à Montréal, 125 pages.

Roy, M., 1998, Pleistocene stratigraphy of the lower Nelson river area – implications for the evolution of the Hudson Bay lowland of Manitoba, M.Sc. Thesis, Université du Québec à Montréal, 281 pages.

Schirrmeister, L., Oezen, D., Geyh, M.A., 2002, $^{230}\text{Th}/\text{U}$ Dating of frozen Peat, Bol'shoy Lyakhovsky island (Northern Siberia), *Quaternary Research*, vol 57, p.253-258.

Shilts, W.W., 1982 Quaternary evolution of the Hudson/James Bay region; *in* LE naturaliste Canadien, v.109, p.309-332.

Shilts, W.W., 1984. Quaternary events – Hudson Bay Lowlands and southern District of Keewatin; *in* Quaternary Stratigraphy of Canada – A Canadian Contribution to IGCP Project 24, ed. R.J. Fulton; Geological Survey of Canada Paper 84-10, p.117-126.

Shilts, W.W., Wyatt, P.H., 1988. Aminostratigraphy of marine and associated nonglacial beds of the Hudson Bay Lowland; 17th Annual Arctic Workshop (abstract), Boulder, University of Colorado, Institute of Arctic and Alpine Research, p.49.

Skinner, R.G., 1973. Quaternary stratigraphy of the Moose River basin, Ontario; Geological Survey of Canada, Bulletin 225, 77p.

Stuiver, M. Deevey, E.S., Jr., et Rouse, I. 1963 Yale natural radiocarbon measurements VIII; *Radiocarbon*, v.5, p. 312-341

Stuiver, M. Huesser, C.J., and Yang, In Che. 1978. North American glacial history extended to 75 000 years ago; *Science*, v. 200, p. 16-21

Terasmae, J. And Hughes, O.L., 1960. A palynology and geological study of Pleistocene deposits in the James Bay Lowlands, Ontario; Geological Survey of Canada, Bulletin 62, 15p.

- Terasmae, J., Karrow, P.F. and Dreimanis, A., 1972. Quaternary stratigraphy and geomorphology of the eastern Great Lakes Region of southern Ontario. 24th International Geological Congress Field excursion Guidebook A42, 75p.
- Terasmae, J., 1960. A palynological study of Pleistocene interglacial beds at Toronto, Ontario. Geological Survey of Canada Bulletin, 56: p23-48.
- Terasmae, J., 1958. Contributions to Canadian Palynology. Part I- The use of palynological studies in Pleistocene stratigraphy. II- Non-glacial deposits in the St. Lawrence Lowlands, Quebec. III- Non-glacial deposits along Missinaibi River, Ontario. Geological Survey of Canada Bulletin 46, 35 p.
- Thorleifson, L.H., 1989, Quaternary stratigraphy of the central Hudson Bay Lowlands, northern Ontario, Canada, Ph.D thesis: Boulder, University of Colorado, 363p.
- Thorleifson, L.H., Wyatt, P.H., Shilts, W.W, 1992, Hudson Bay lowland Quaternary stratigraphy: Evidence for early Wisconsinan glaciations centered in Quebec, Geological Society of America Special Paper 270, in The last interglacial-glacial transition in north America, p.207 à 221.
- Thorleifson, L.H., Wyatt, P.H. and Warman, T.A., 1993. Quaternary Stratigraphy of the Severn and Winisk Drainage Basins, Northern Ontario; Geological Survey of Canada Bulletin 442, 59p
- Trenhaile, A. S. 1998. Geomorphology: A Canadian Perspective. Toronto, Ontario: Oxford University Press. 340 p.
- Troels-Smith J (1955) Karakterisering of løse jordarter (Characterization of unconsolidated sediments). Dan Geol Unders Raekke 4, 3:1-73
- Valiquette, G. 1975, Région de la rivière Nemiscau, Rapport géologique no 158, Ministère des richesses naturelles, 156p.
- 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 flow, James Bay region, Quebec. Current Research 1995-C; Canada; Commission géologique du Canada, p. 249-258.
- Veillette, J.J., 1997, Le rôle d'un courant de glace tardif dans la déglaciation de la Baie James; Géographie Physique et Quaternaire, v.51, p.141-161.
- Veillette, J.J., A.S. Dyke et M.Roy. 1999. Ice-flow evolution of the Labrador Sector of the Laurentide 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*, 2004, vol.58, n°2-3, p.187-216.
- Vincent, J.S. 1977. Le Quaternaire récent du cours inférieur de La Grande Rivière, Québec, Commission géologique du Canada, Étude 76-19. 20 p.
- Vogel, J.C. and Kronfeld, J., 1980, A new method for dating peat; *South African Journal of Science*, v.76, p.557-558.
- Webber, L.R. and D.W. Hoffman. 1970. Origin, Classification and Use of Ontario Soils. Publication No. 51. Toronto, Ontario: Ontario Department of Agriculture and Food. 58 p.
- Wilson, W.J. 1906. Reconnaissance surveys of four rivers southwests of James Bay; *Geol. Surv. Can., Ann. Rept.*, 1902-1903, V.15, Rept A, p.222-243
- Wintle, A.G., Huntley, D.J., 1980, Thermoluminescence dating of ocean sediment. *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 17, p.348-360.
- Wintle, A.G., 1973, Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples, *Nature* 245 (1973), pp. 143–144.
- Wyatt, P.H., 1989, The stratigraphy and amino acid chronology of Quaternary sediments in central Hudson Bay Lowlands, M.Sc. thesis, Boulder, University of Colorado, 119p.
- 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*, v.44, p.389-393.

Ressources électroniques :

Ministère de l'environnement de l'Ontario: <http://www.ene.gov.on.ca/>

Ressources naturelles Canada (1): http://ess.nrcan.gc.ca/tgi/index_e.php

Ressources naturelles Canada (2): <http://atlas.nrcan.gc.ca>

National Laboratory for Sustainable Energy : www.riso.dk