

Les dépôts quaternaires de la région de Chibougamau, Québec
The Quaternary Deposits of Chibougamau Area, Québec
Quartär-Ablagerungen in der Gegend von Chibougamau,
Québec

Gilbert Prichonnet, Ghismond Martineau et Louis Bisson

Volume 38, numéro 3, 1984

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/032569ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/032569ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Prichonnet, G., Martineau, G. & Bisson, L. (1984). Les dépôts quaternaires de la région de Chibougamau, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 38(3), 287-304. <https://doi.org/10.7202/032569ar>

Résumé de l'article

Cette étude des dépôts quaternaires dans la région de Chibougamau a deux objectifs: 1) décrire les principaux traits de la géomorphologie et les caractères des unités lithostratigraphiques; 2) discuter quelques concepts de la paléogéographie tardiglaciaire. Deux directions majeures d'écoulement glaciaire sont identifiées: l'une, ancienne, vers le SE (125°) attribuée à un centre de dispersion localisé vers la baie d'Hudson, mais d'âge inconnu; l'autre vers le SSO causée par la dernière glaciation du Wisconsinien. Ce dernier mouvement est identifié par des formes fuselées (045-225°), des stries (035-215°) et par des débris erratiques provenant du bassin du lac Misstassini, au NE. Lors du retrait de l'inlandsis, dans le secteur ouest de la région, la bordure du glacier s'écoulait vers le SO et l'OSO, influencée par la présence du lac Ojibway: le mode dominant des orientations des segments d'eskers (055-235°) est interprété comme une preuve complémentaire de cet écoulement tardif; dans le secteur E, par contre, près de la ligne de partage des eaux, les marques d'écoulement vers le S sont abondantes. Une seule nappe de till de fond est identifiée. Une séquence de faciès de fusion (till stratifié et d'ablation) lui succède. Des déformations glaciotectoniques démontrent que la glace est active lors du dépôt des faciès stratifiés. Les contraintes exercées sur le front glaciaire par les reliefs et les eaux du lac Ojibway commandent un réseau de crevasses conjuguées à 25°: des moraines « mineures » (de De Geer?) de dimensions et d'espacements très variables y sont mises en place. Leur espacement ne peut être utilisé qu'avec prudence pour évaluer le taux de retrait glaciaire de cette région. Le niveau relatif supérieur du lac Ojibway est réévalué à environ 445 m. Une tourbe datée à 7600 BP (à 420 m) indique une afforestation rapide après l'exondation.

LES DÉPÔTS QUATÉRNAIRES DE LA RÉGION DE CHIBOUGAMAU, QUÉBEC*

Gilbert PRICHONNET, Ghismond MARTINEAU et Louis BISSON, respectivement Département des sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal, C.P. 8888, Montréal, Québec H3C 3P8, ministère de l'Énergie et des Ressources, 1620, boul. de l'Entente, Québec, Québec G1S 4N6 et Département des sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal et cegep Édouard-Montpetit.

RÉSUMÉ Cette étude des dépôts quaternaires dans la région de Chibougamau a deux objectifs: 1) décrire les principaux traits de la géomorphologie et les caractères des unités lithostratigraphiques; 2) discuter quelques concepts de la paléogéographie tardiglaciaire. Deux directions majeures d'écoulement glaciaire sont identifiées: l'une, ancienne, vers le SE (125°) attribuée à un centre de dispersion localisé vers la baie d'Hudson, mais d'âge inconnu; l'autre vers le SSO causée par la dernière glaciation du Wisconsinien. Ce dernier mouvement est identifié par des formes fuselées (045°-225°), des stries (035°-215°) et par des débris erratiques provenant du bassin du lac Mistassini, au NE. Lors du retrait de l'inlandis, dans le secteur ouest de la région, la bordure du glacier s'écoulait vers le SO et l'OSO, influencée par la présence du lac Ojibway: le mode dominant des orientations des segments d'eskers (055°-235°) est interprété comme une preuve complémentaire de cet écoulement tardif; dans le secteur E, par contre, près de la ligne de partage des eaux, les marques d'écoulement vers le S sont abondantes. Une seule nappe de till de fond est identifiée. Une séquence de faciès de fusion (till stratifié et d'ablation) lui succède. Des déformations glaciotectioniques démontrent que la glace est active lors du dépôt des faciès stratifiés. Les contraintes exercées sur le front glaciaire par les reliefs et les eaux du lac Ojibway commandent un réseau de crevasses conjuguées à 25°: des moraines «mineures» (de De Geer?) de dimensions et d'espacements très variables y sont mises en place. Leur espacement ne peut être utilisé qu'avec prudence pour évaluer le taux de retrait glaciaire de cette région. Le niveau relatif supérieur du lac Ojibway est réévalué à environ 445 m. Une tourbe datée à 7600 BP (à 420 m) indique une afforestation rapide après l'exondation.

ABSTRACT *The Quaternary deposits of Chibougamau area, Québec.* This Quaternary deposits study has two purposes: 1) a description of the main geomorphologic features and the lithostratigraphic units; 2) a discussion of some concepts regarding the paleogeography during the late stage of the deglaciation. Two main glacial flow directions are identified: an early movement, of unknown age, towards the SE is assigned to a centre of dispersion located in the area of Hudson Bay; another movement, towards the SSW is attributed to the latest Wisconsinian pleniglacial. Evidence for the latter include fluting (045°-225°), striae (035°-215°) and the numerous erratics derived from the Mistassini Basin to the NE. During the retreat of the last ice sheet on the west side of the area, the ice-margin was spreading to the SW and WSW, towards Lake Ojibway: the predominant mode of the esker segments trends (055°-235°) is interpreted as additional evidence of this late flow; on the other hand, near the water divide in the eastern area abundant flow marks are in a southerly direction. Only one lodgement till sheet is recognized. A melt-out till sequence (stratified and ablation tills) overlaps the former. Glaciotectionic deformations demonstrate that the ice was active during the deposition of the stratified facies. The stress exerted on the glacial front by the bottom topography and waters of the Lake Ojibway induced a conjugate system of crevasses at 25°, where minor (or De Geer?) moraines were emplaced. These moraines are of variable sizes and spacings. The spacing must be used with caution when evaluating the rate of glacial retreat in this area. An altitude of 445 m is proposed for the upper relative level of Lake Ojibway. Organic deposits started to accumulate as early as 7,600 BP (at + 420 m) a short time after exundation.

ZUSAMMENFASSUNG *Quartär-Ablagerungen in der Gegend von Chibougamau, Québec.* Diese Studie der Quartär-Ablagerungen in der Gegend von Chibougamau hat zwei Ziele: (1) eine Beschreibung der wichtigsten Merkmale der Geomorphologie und der Eigenschaften der Gesteinsschichtungs-Einheiten und (2) die Erörterung einiger Konzepte der Paläogeographie der Späteiszeit. Zwei glaziale Hauptströmungs-Richtungen werden identifiziert: eine frühe Bewegung nach SO (125°), die einem Streuzentrum im Gebiet der Hudson Bay zugeschrieben wird, deren Alter aber nicht bekannt ist; die andere nach SSW, verursacht durch die letzte Eiszeit des Wisconsin. Diese letzte Bewegung ist durch geriefelte Formen (045°-225°), Kritzen (035°-215°) und durch erratisches Geröll gekennzeichnet, das vom Becken des Mistassini-Sees im NO stammt. Während des Rückgangs des Inlandeises auf der Westseite des Gebiets ergoß sich der Rand des Gletschers nach SW und WSW, unter dem Einfluß des Ojibway-Sees: die dominierende Weise der Orientierung der Esker-Segmente (055°-235°) wird als ein zusätzlicher Beweis dieses späten Fließens interpretiert; auf der Ost-Seite dagegen, nahe der Wasserscheide, gibt es zahlreiche Zeichen für ein Fließen nach Süden. Eine einzige Till-Ablagerungsschicht wird festgestellt. Ihr folgt eine Sequenz von Fusions-Fazies (Schicht- und Ablations-Till). Glaziotectionische Deformierungen zeigen, daß das Eis während der Ablagerung der Schicht-Fazies aktiv war. Der Druck, der durch die Reliefs und durch das Wasser des Ojibways-Sees auf die Eisfront ausgeübt wird, führte zu einem Netz von Spalten, die miteinander verbunden sind, bei 25°: "kleinere" (De Geer?) Moränen von sehr unterschiedlicher Größe und Verteilung finden sich dort. Ihre Verteilung darf nur mit Vorsicht benutzt werden, um den Grad des Eisrückgangs in diesem Gebiet zu bestimmen. Das relative Höchst-Niveau des Ojibways-Sees wird auf etwa 445m veranschlagt. Torf, der auf 7600 v.u.Z. datiert wird (in 420m Höhe), weist auf eine schnelle Bewaldung nach der Trockenlegung.

* Publié avec l'accord du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.

INTRODUCTION

La zone minière de Chibougamau (fig. 1A) occupe une place importante dans l'économie du Québec. Une étude des sédiments meubles, d'âge quaternaire, a été entreprise dans cette région par le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec au cours de l'été 1982. Elle fait partie d'un programme de recherche sur le Moyen Nord du Québec, lui-même orienté sur l'utilisation des dépôts meubles en tant qu'outils pour l'exploitation minière.

Plusieurs approches ont été menées parallèlement: la cartographie des unités lithostratigraphiques; l'établissement de la chronologie de la séquence sédimentaire; la sédimentologie des tills; l'étude de la dispersion des blocs erratiques indicateurs (en particulier ceux qui sont minéralisés).

Cet article a pour objectif (1) de décrire la géomorphologie et la lithostratigraphie des sédiments quaternaires observés principalement dans les cantons de Scott et d'Obalski (fig. 1B) et (2) de discuter quelques aspects paléogéographiques relatifs à la déglaciation.

La région étudiée est située au sud des principales mines actives de Chibougamau, et donc du côté aval écoulement des glaces, par rapport à ces secteurs minéralisés (voir carte glaciaire de PREST *et al.*, 1970).

Malgré la couverture forestière, les tranchées du système routier et un certain nombre d'exploitations de graviers et de sables permettent une assez bonne reconnaissance de la stratigraphie. Par ailleurs, de larges secteurs viennent d'être déboisés, ce qui facilite les observations de surface.

DONNÉES BIBLIOGRAPHIQUES

Celles-ci sont regroupées en trois thèmes principaux afin de mieux mettre en évidence les problèmes majeurs rencontrés lors de cette étude.

STRATIGRAPHIE GÉNÉRALE

Bien qu'aucune étude stratigraphique de détail n'ait été effectuée sur la zone décrite ici, plusieurs auteurs ont reconnu l'existence des principaux dépôts quaternaires présents à l'échelle régionale (MAWDSLEY, 1936; NORMAN, 1938, 1939; EMERGEN, 1957; IGNATIUS, 1956, 1958). Sur une couverture irrégulière de till, les dépôts habituels de déglaciation (fluvio-glaciaires et glaciolacustres) occupent des aires plus ou moins importantes. PREST (1975) signale une date sur gyttja à 6960 ± 90 BP.

À 60 km au N de Chibougamau, DILABIO (1981) a établi une succession stratigraphique plus complexe que celle présentée jusqu'alors pour la région de Chibougamau et les environs: sur un premier till de fond, après une récession de la calotte continentale, une réavancée de l'ordre de 30 km, dans la vallée de Waconichi, est responsable de la mise en place d'un deuxième till de fond.

Dans le secteur de Témiscamie, à quelque 160 kilomètres au nord de Chibougamau, BOUCHARD (1980) distingue trois faciès de till, soit le till de fond, le till de fusion (*melt-out*) et le till d'ablation. Chacun de ces faciès se distingue par sa

texture, ses structures internes et sa composition lithologique: le till de fusion est associé aux moraines côtelées.

LES MORAINES MINEURES (OU DE DE GEER?) ET LE LAC OJIBWAY

MAWDSLEY (1936) a décrit les moraines mineures de la région Opawica — Chibougamau. Pour cet auteur, il s'agirait de «*washboard moraines*»; leur genèse s'expliquerait par la présence d'un lac proglaciaire, dont la hauteur du plan d'eau aurait causé la création des crevasses, réceptrices des sédiments glaciaires. Mawdsley voyait dans l'irrégularité de leur répartition un argument majeur pour ne pas les considérer

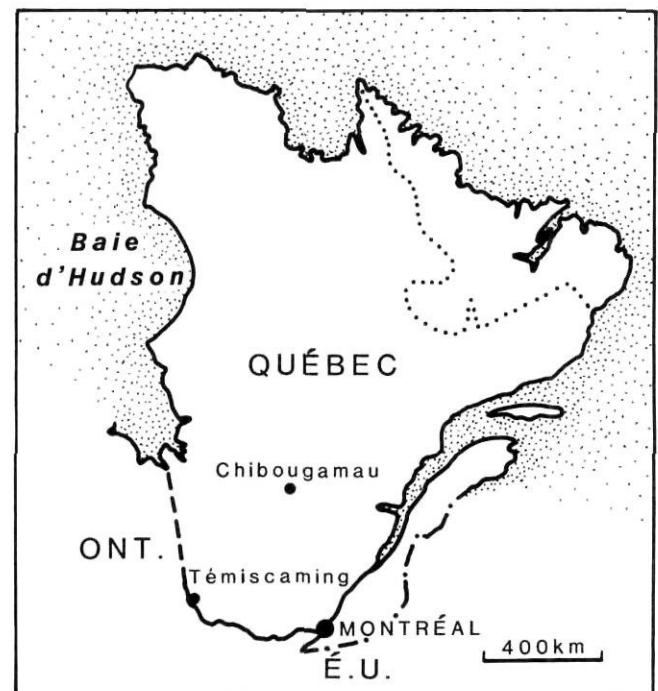


FIGURE 1A. Carte de localisation générale.

General location map.

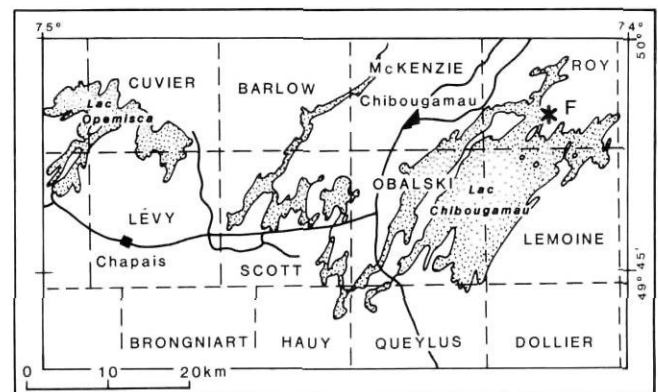


FIGURE 1B. Localisation des cantons cités dans le texte. Site F: série de terrasses lacustres (voir annexe).

Location of townships quoted in text. Site F: lacustrine terraces (see annex).

comme des moraines de récession annuelles; mais il croyait toutefois que les crevasses se produisaient régulièrement, en été, lorsque la fonte des glaces provoquait l'élévation du plan d'eau et donc la flottaison des zones de glace moins épaisses qui se morcelaient. NORMAN (1938) a reconnu l'existence de ces moraines mineures jusque dans la région de Chibougamau et du lac Opémisca: il les identifie comme des moraines de De Geer; celles-ci indiqueraient des taux de retrait de 130 à 200 m par an. De plus, il a précisé l'extension du lac glaciaire Ojibway (COLEMAN, 1909), tant vers le nord que vers l'est (NORMAN, 1938, 1939). L'altitude relative atteinte par ce lac y serait de 438 m, ce qui diffère peu de l'altitude établie par WILSON (1938) à la colline Plamondon (455 m), à environ 250 km à l'OSO. On trouvera dans VINCENT et HARDY (1977) la synthèse des connaissances établies sur les lacs Barlow et Ojibway: le lac Ojibway (phase de Kinojévis) aurait atteint l'altitude relative de 457 m, dans la zone SO du bassin de Mistassini; et BOUCHARD (1980) a proposé son extension jusqu'à la moraine d'Opataca (bassin du lac Waconichi).

L'ANALYSE DES TILLS: LES INDICES DE DISPERSION MINÉRALE

Une étude pédogéochimique a été menée par ERMENGEN (1957), dans la région de Chibougamau: l'auteur démontre par l'analyse de la fraction fine du till qu'il y a peu de relation entre la minéralogie du till et la roche sous-jacente; les sources des minéraux correspondent aux zones de granite et de gneiss situées à environ 30 km au NNE des sites d'échantillonnage. Par ailleurs, DILABIO (1976, 1981) en étudiant les traînées minéralisées à partir de la mine Icon, à 60 km au nord de Chibougamau, démontre que l'étude des galets minéralisés est plus efficace que l'analyse géochimique pour retrouver la source de la dispersion. On sait aussi que des blocs de dolomie du Groupe de Mistassini ont été transportés sur plus de 100 km, dans plusieurs zones aux environs de Chibougamau (SABOURIN, 1956; GILBERT, 1958; NEALE, 1959; LAVERDIÈRE, 1971): l'écoulement glaciaire du NE vers le SO est donc également confirmé par l'analyse macroscopique ou minéralogique des tills.

GÉOMORPHOLOGIE

Le territoire de Chibougamau est situé dans la division physiographique de James (BOSTOCK, 1972), au point de jonction des régions des bas plateaux d'Abitibi, des basses terres d'Eastmain et des collines de Mistassini. On retrouve des caractères de chacune de ces régions à l'intérieur du territoire étudié (fig. 2). ERMENGEN (1957) a défini trois zones, pour définir les types de reliefs à l'échelon local (1- «*outwash sands and gravels*; 2- *ground moraine (hilly ground)*; 3- *drumlinoid ridge field*»). En s'inspirant de cette approche on pourrait distinguer (fig. 2): 1) une zone de collines, correspondant au secteur le plus élevé et le plus accidenté, qui passent graduellement aux collines de Mistassini, vers le nord; 2) une zone de terrain à formes fuselées (de type drumlins et traînées de till); 3) une zone de terrains sablonneux, qui

inclut les eskers importants et leur auréole de sable (épandages et remaniements lacustre et éolien).

ZONE DE COLLINES

Dans les zones accidentées, où quelques sommets dépassent 550 m, les dépôts meubles sont peu variés. On y reconnaît surtout du till et des matériaux fluvioglaciaires sous forme d'esker. Cette zone est représentée par un secteur autour de la ville de Chibougamau, au NE, et quelques reliefs assez bien circonscrits.

ZONE DES TERRAINS FUSELÉS

Cette zone occupe une large partie des cantons de Scott et d'Obalski, au-dessus de l'altitude de 410 m environ. Il s'agit surtout de drumlins, dans lesquels l'importance relative du (ou des) noyau(x) rocheux n'est pas connue. Dans certains cas, le roc peut constituer l'essentiel de la forme fuselée, tandis que pour d'autres, plusieurs mètres de till semblent présents un peu partout «le long» du drumlin: des placages de sédiments littoraux peuvent aussi recouvrir le till.

Ces formes ont une orientation générale NE-SO (030 à 035°-210 à 215°), assez constante sur le territoire considéré (fig. 3C). Leur dimension varie de quelques dizaines de mètres à près de 4 km de longueur; leur hauteur peut atteindre 20 m dans la partie la plus élevée. Ajoutons que plusieurs petits groupes de moraines mineures parsèment le terrain: leur orientation n'est pas toujours orthogonale aux formes fuselées. Quelques kames semblent associés à des dépôts d'épandage proglaciaires, reliés aux trains d'eskers.

ZONE DES TERRAINS SABLONNEUX

Dans cette troisième zone (voir aussi fig. 2 de NORMAN, 1938) moins accidentée, les sables occupent de larges surfaces: quelques formes fuselées «émergent» encore au milieu de ces placages de sables, ainsi qu'une multitude de moraines mineures, le plus souvent groupées en séries parallèles. Un autre fait marquant de cette troisième zone est la présence de puissantes accumulations fluvioglaciaires qui se trouvent surtout dans les cantons limitrophes (Barlow, Cuvier et Lévy). Leur direction est en général oblique à celle des formes fuselées (de 20° en moyenne). L'une d'elles s'étend sur plus de 20 km de longueur entre Chapais et le lac Gwillim. L'esker du lac Opémisca s'étend jusqu'au lac Mistassini, soit sur plus de 60 km. L'allure émoussée des crêtes est attribuée au remaniement littoral par les eaux du lac Ojibway. Celui-ci a recouvert presque tout l'ensemble du territoire décrit, à l'exception des principaux reliefs. L'altitude relative probablement atteinte par les eaux est de l'ordre de 445 m, sur le versant nord du mont du Sorcier, 17 km à l'E de Chibougamau (fig. 1B, site F; voir l'annexe). D'ailleurs, des terrasses étagées, marquant les anciennes plages et les paléofalaises du lac proglaciaire, sont bien développées sur certaines pentes de ces crêtes ainsi que sur plusieurs versants des formes fuselées. L'ensemble des zones basses sableuses peut donc être attribué aux épandages sublittoraux du lac, avec, localement, d'importants remaniements éoliens en dunes paraboliques (voir plus loin «Les sédiments glaciolacustres»).

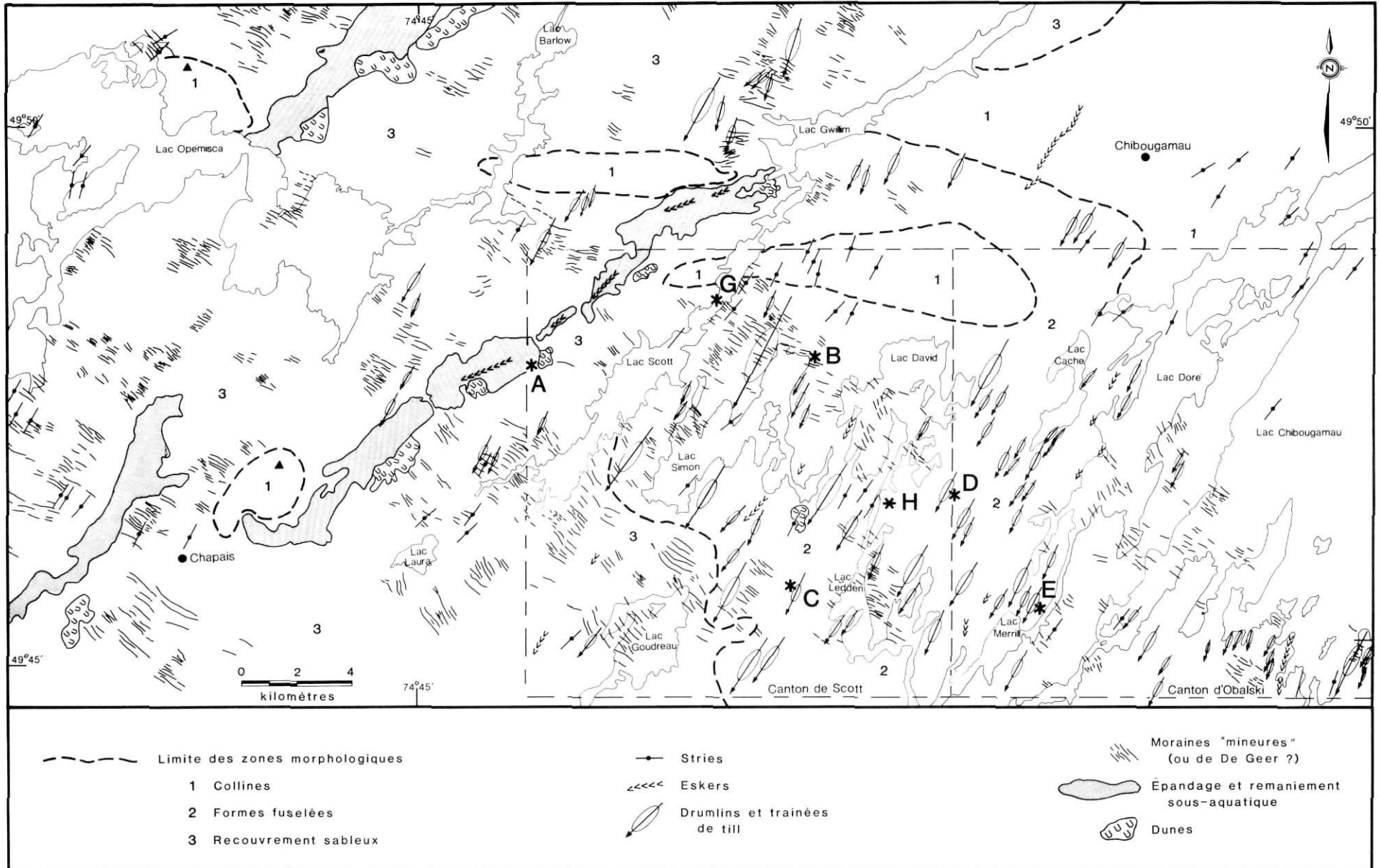


FIGURE 2. Grands traits morphologiques. ▲ : mont Springer (NE de Chapais) et mont Opémisca (N du lac du même nom). Sites A à E : série de terrasses lacustres (annexe). Site G : moraines de la figure 17. Site H : coupe de la figure 11.

Main geomorphologic features. ▲ : Mount Springer (NE of Chapais) and Mount Opémisca (N of Lake Opémisca). Sites A to E : lacustrine terraces (annex). Site G : moraines of Figure 17: Site H : section of Figure 11.

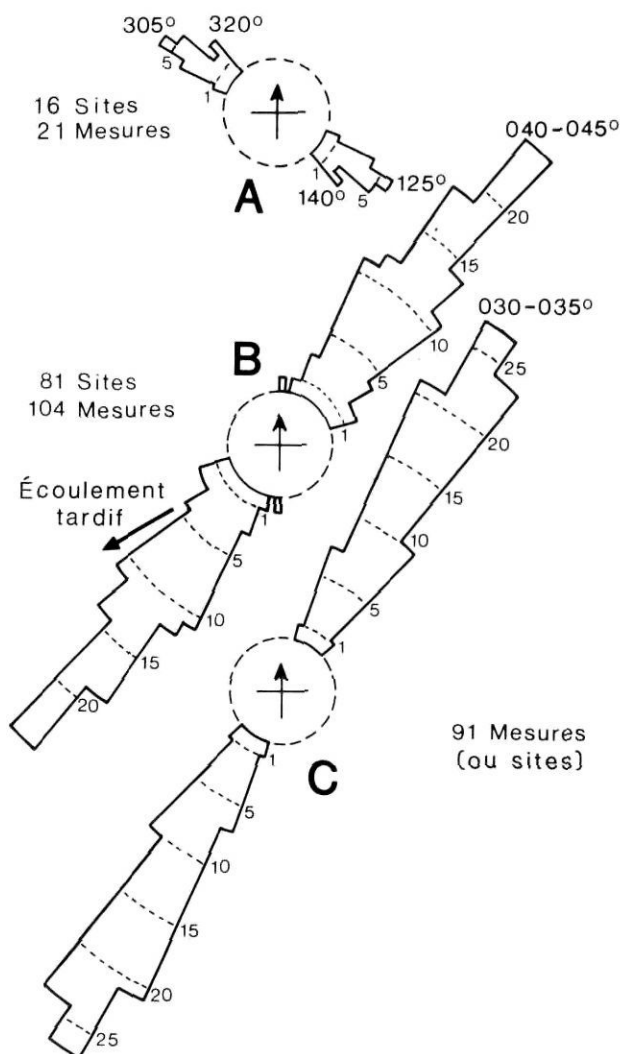


FIGURE 3. Diagrammes rose des vents montrant : A) stries NO-SE; mouvement vers le SE; B) stries vers le SSO, SO et OSO; C) les formes fuselées.

Rose diagrams showing : A) NW-SE striae: flow direction towards the SE; B) striae towards the SSW, SW and WSW; C) fluting landforms.

L'ÉROSION GLACIAIRE DU SUBSTRATUM ROCHEUX

Deux systèmes majeurs d'érosion glaciaire sont présents : le plus ancien vers le SE et le plus récent vers le SSO ou le SO.

Le plus ancien système (fig. 3A et 4) a été recensé aux environs de la ville de Chibougamau et au SE du lac du même nom, dans une quinzaine de sites¹. L'un des sites les plus

1. Après la présentation de cette étude, d'autres sites ont été identifiés, en particulier dans les cantons de Dollier (fig. 1B) et de La Dauversière plus au sud.

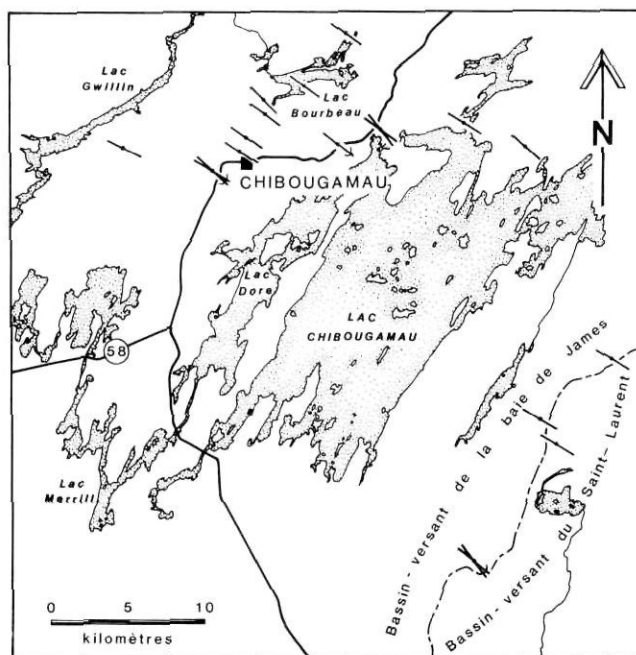


FIGURE 4. Carte montrant la répartition des stries NO-SE. En pointillé: limite de partage des eaux entre les bassins-versants du Saint-Laurent et de la baie de James.

Map showing the distribution of NW-SE striae. Dashed line: St. Lawrence and James Bay basins water divide.

intéressants est situé au SO de la ville : plusieurs queues de rat ont été conservées à l'abri de galets bien arrondis de la Formation de Gilman (ALLARD, 1976) : la polarité du mouvement vers le SE est bien conservée malgré une érosion très importante causée par le mouvement vers le SSO. Notons aussi que les stries NO-SE se présentent souvent sur des plans inclinés vers le SO, donc protégés de tout mouvement en provenance des secteurs N à NE (fig. 5). Un âge wisconsinien a été proposé pour cette glaciation (MARTINEAU *et al.*, 1984). En fait, bien que ces anciennes marques glaciaires ne soient pas altérées, il est difficile de les situer dans le temps par rapport au dernier écoulement majeur. En effet, elles ont pu être protégées par des dépôts meubles (till?) et les dépôts ont pu être repris par l'écoulement SSO. Quoi qu'il en soit, l'identification d'un till ancien ou la mise en évidence d'un transport significatif de marqueurs pétrographiques vers le SE (BISSON, en préparation) devrait permettre de préciser l'importance de «cette glaciation».

Le deuxième écoulement glaciaire majeur est manifeste depuis l'échelle mégascopique, dans les formes fuselées (fig. 3C), jusqu'aux différentes marques mineures (fig. 3B) : principalement des stries, quelques queues de rat et des marques en croissant. Le sens d'écoulement vers les secteurs SSO et SO est confirmé en sept sites. Le parallélisme général des marques mineures et des formes fuselées peut être mis en évidence grâce aux diagrammes de la figure 3B et 3C.

L'identification de stries tardives orientées vers l'OSO (240° à 255°; l'écoulement OSO est évidemment présumé), pourrait expliquer l'oblicité des trains d'eskers par rapport aux formes fuselées: dans les deux cas on enregistrerait les directions d'écoulement final de la marge glaciaire (fig. 3B et 6), «attirée» vers les eaux du lac Ojibway qui facilitaient le vêlage. IGNATIUS (1958) attribuait cette orientation OSO à une influence topographique. En fait, l'influence du relief aurait plutôt tendance à favoriser l'écoulement dans l'axe des dépressions locales souvent orientées NNE-SSO (voir un exemple basé sur l'étude des structures sédimentaires du till stratifié; PRICHONNET, 1984, fig. 11).

L'orientation OSO de la majorité des stries et des segments d'esker identifiés par IGNATIUS (1958, fig. 11) corrobore plutôt les faits établis ici, à savoir que les stries les plus déviées vers l'O sont les plus tardives et qu'elles sont parallèles avec le mode dominant (055°-235°) des orientations des tronçons d'esker (fig. 6.)

L'analyse détaillée des données régionales permettra de voir les relations entre l'écoulement glaciaire et les dépressions mineures ou majeures, dans lesquelles se logent de nombreux lacs. Rappelons que NORMAN (1938, p. 74) a déjà montré que les moraines mineures, dans le secteur du lac Gwillim, prenaient une allure arquée, pouvant refléter un front glaciaire lobé («*miniature lobe extending southwestward...*»).

STRATIGRAPHIE DU SOCLE ET PROBLÈME DES BLOCS ET GALETS ERRATIQUES

GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM ROCHEUX (fig. 7)

La zone minière de Chibougamau constitue l'extrémité est de la ceinture de roches vertes de Matagami-Chibougamau,

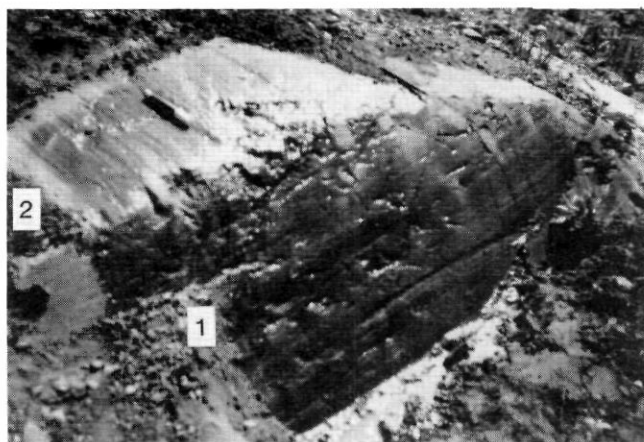


FIGURE 5. Surface rocheuse striée montrant les deux mouvements glaciaires majeurs: 1) vers le SE (128°: têtes de clous); 2) vers le SSO (210 à 216°). Vue vers l'E (7 km à l'E de Chibougamau, canton de McKenzie). Affleurement de 2 m de longueur.

Example of striated rock surface showing two major glacial ice movements: 1) towards the SE (128°: nailhead striations); 2) towards the SSW (210-216°). East view (7 km of Chibougamau, McKenzie township). Outcrop: 2 m in length.

d'âge archéen. Les lithologies sont constituées d'un empilement de roches volcaniques et sédimentaires, avec des filons couches de gabbro, pyroxénites et serpentinites, et des massifs plutoniques intrusifs (ALLARD, 1976). Au nord de la zone minière, en discordance sur les roches du sillon volcano-sédimentaire, on trouve des formations appartenant au Groupe de Mistassini, d'âge protérozoïque inférieur (CATY, 1976; ALLARD, 1976, 1981).

De plusieurs mines on extrait principalement le cuivre, le zinc et l'or.

REMARQUES SUR LES BLOCS ET GALETS ERRATIQUES

Un certain nombre de comptages de blocs mettent en évidence: 1) l'importance des apports locaux dans les moraines mineures (ex. jusqu'à 70% de méladiorite); 2) des apports assez proximaux (bien identifiables) sur les surfaces délavées du till d'ablation (ex. 32 à 42% d'éléments volcaniques et de roches vertes); 3) des apports très distaux en proportion variable (ex. 2 à 26% de dolomie et grès, du Groupe de Mistassini): ces dernières identifications ne font qu'étendre un peu plus le domaine de dispersion des marqueurs du Groupe de Mistassini (voir SABOURIN, 1956; GILBERT, 1958; NEALE, 1959).

D'une façon générale, la répartition de débris erratiques indicateurs faciles à identifier (Formations de Chibougamau et d'Albanel) montre une dispersion régionale vers le SSO (BOUCHARD et MARTINEAU, 1984). Mais il est prématuré de dire si l'analyse d'indicateurs très largement répandus comme ceux de la Formation d'Albanel (jusqu'à 22%), ou en petite quantité comme ceux de la Formation de Chibougamau

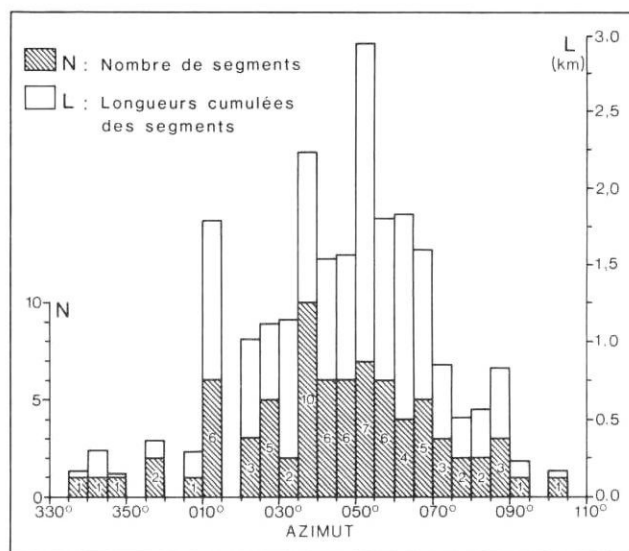


FIGURE 6. Histogramme montrant les segments d'eskers et leur longueurs cumulées: données des cantons de Scott, d'Obalski et de McKenzie.

Histogram showing the esker segments and their cumulative lengths: data from Scott, Obalski and McKenzie townships.

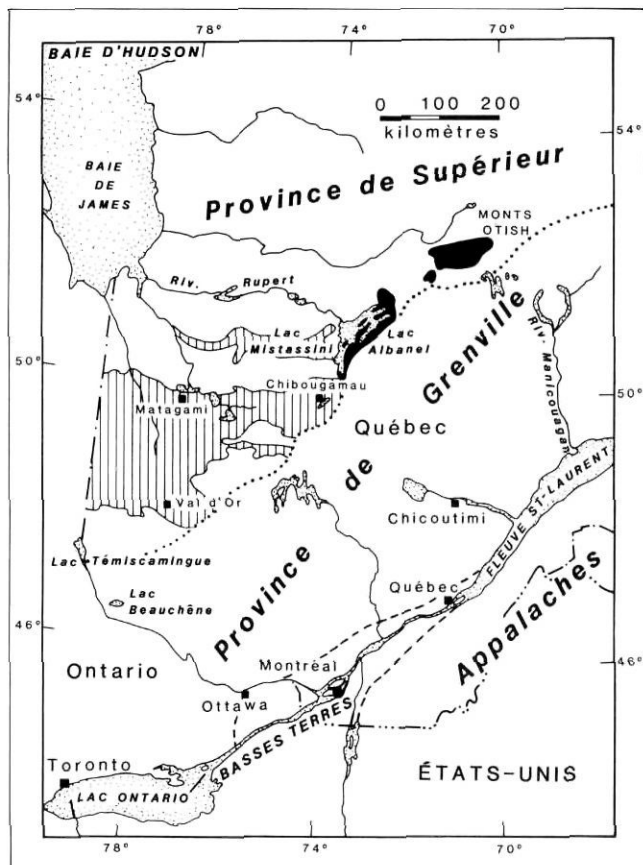


FIGURE 7. Contextes géologique et géomorphologique simplifiés de la zone à l'étude. En noir: Protérozoïque (Aphébian) des monts Otish et du bassin de Mistassini; en hachuré: ceintures volcano-sédimentaires (ALLARD et al., 1979).

General geological and geomorphologic map. Black zone: Otish Mountains and Mistassini Basin, Proterozoic age (Aphébian); hatched zone: volcano-sedimentary belts (ALLARD et al., 1979).

($\leq 5\%$; BOUCHARD et MARTINEAU, 1984, fig. 8) pourront permettre d'élucider le problème des écoulements glaciaires successifs dans la région, et en particulier l'influence des mouvements tardifs sur le transport d'indicateurs locaux utiles à la prospection minérale. Des modèles, tenant compte à la fois des différents faciès du till (voir séquence proposée plus loin) et de la variété des types de moraines, sont encore à établir.

ANALYSE DES UNITÉS IDENTIFIÉES

Les unités identifiées sont schématisées à la figure 8 qui les présente en séquence virtuelle. Pour plus d'information sur leur répartition régionale, on consultera les cartes détaillées à 1/20 000 de MARTINEAU (1984) et BISSON (en préparation).

LES TILLS

Aspects généraux

Le faciès till de fond (fig. 9) est largement dominant, surtout si l'on tient compte des formes fuselées. Mais il est possible

de distinguer quelques secteurs avec une importante couverture de till d'ablation, qui appartient au même événement glaciaire que le till de fond. En approchant de la surface, toutefois, la couverture de till peut présenter une variété de faciès que nous classerons en trois catégories. Ceci est vrai aussi bien dans des coupes axiales de drumlins que dans les quelques affleurement de moraines mineures ou les plages sans forme précise.

Le till de fond

Le till de fond est compact, fissile et légèrement carbonaté (4,5 à 7%). Sa matrice siltosableuse lui confère des teintes assez constantes: de gris à gris olive (5Y 5/1 à 5/2) lorsqu'il est humide, à gris clair (5Y 7/1 à 10YR 7/1) lorsqu'il est sec. Une épaisseur minimale de 4 m a été observée, dans une coupe le long de la route conduisant au nouvel aéroport de Chibougamau-Chapais.

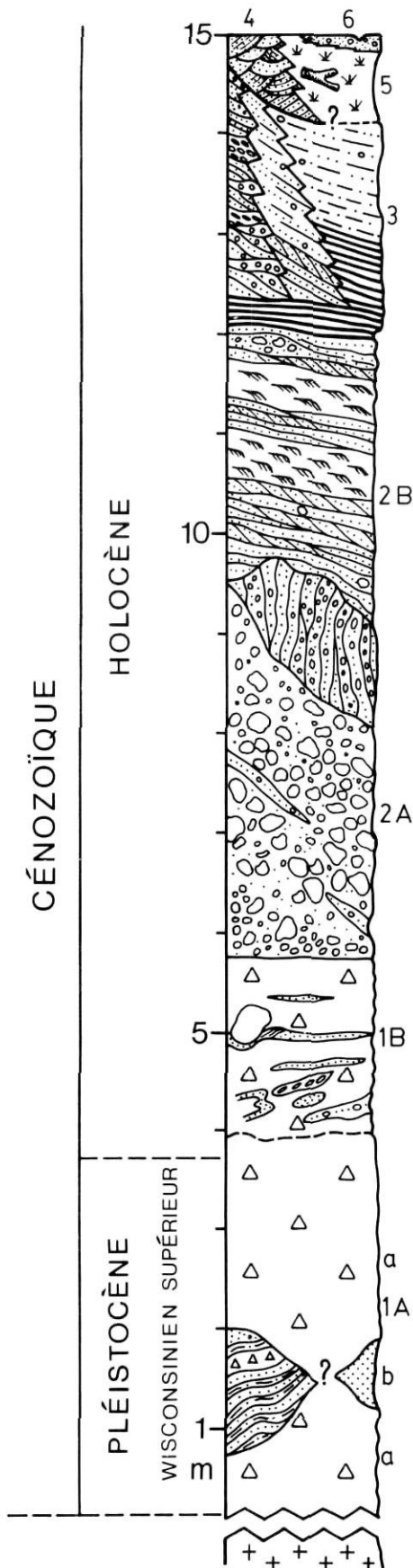
Cette coupe est particulièrement intéressante puisqu'elle est située sur le flanc ouest d'un drumlin qui a été décapé sur plusieurs centaines de mètres. C'est ainsi qu'il a été possible d'observer des dépôts stratifiés, à caractère rythmique, en accumulations lenticulaires, à plusieurs mètres sous la surface du drumlin.

L'une de ces lentilles a montré, sur 1,6 m de hauteur, la succession suivante: à la base, des lits de silts sableux et de sables moyens en alternance; les stratifications sont courtes, de quelques décimètres à quelques mètres; les lits grossiers contiennent 5% de carbonates, tandis que, dans les lits plus silteux, la teneur est de 14%, et la couleur varie de gris (5Y 6/1) pour les lits humides, à gris clair (10YR 7/2) pour les lits secs: au sommet, ce sont des petites lentilles de sables, de granulométrie variable, qui précèdent le till de fond «normal». On est donc en présence d'une séquence mineure montrant le passage de faciès fins à des faciès plus grossiers, eux-mêmes précédant le diamicton glaciaire. On peut noter, également, que ces dépôts sont déformés, l'intensité des déformations devenant plus faible au sommet: 68° et 70° pour les lits et strates de base; 32° à mi-hauteur, puis 15° pour la fissilité du diamicton sommital. Tous ces plans de déformation sont inclinés vers le secteur N à NNE (001°, 007°, 016°, 026°). Une lentille de diamicton de quelques centimètres d'épaisseur a été échantillonnée dans ces dépôts lités: elle contient 6,5% de carbonates, taux qui est comparable à celui des quelques tills de fond analysés dans la région.

Cette séquence de dépôts stratifiés, dans le till de fond, pourrait constituer un horizon repère local: toutefois, à la lumière des caractères pétrographiques, des déformations observées et de l'aspect lenticulaire du faciès, il semble que de tels dépôts ne constituent qu'une variation de faciès à l'intérieur du till de fond (constituant le drumlin). Signalons encore qu'un niveau sableux a été mis en évidence, par essai à la tarière, à quelques centaines de mètres au SO du site décrit ici, toujours dans le même drumlin.

Le till d'ablation proprement dit

Le till d'ablation est un till caillouteux, assez lâche, à gros blocs métriques. Il peut présenter quelques stratifications mi-



6 - ALLUVIONS.
 5 - DÉPÔTS ORGANIQUES: tourbières ascendantes.
 4 - SABLES ÉOLIENS: dunes paraboliques.
 3 - DÉPÔTS GLACIO-LACUSTRES: Lac Ojibway, phases Kinojévis. Gravieres grossiers sur les reliefs; sables passant à des silts sableux mal stratifiés sur les pentes et dans les zones basses non organiques; quelques dépôts silteux rythmiques (30 à 40 couplets au moins).

2 - DÉPÔTS FLUVIOGLACIAIRES.
 . Dispositions en trainées d'eskers perlés ou en longues accumulations imposantes.
 . Versants remaniés par actions littorales: terrasses et placages graveleux.
 . Deux faciès principaux:
 A- faciès à blocs: kames ou coeur d'esker: matrices variables; stratifications frustes; localement stratifiés et très déformés;
 B- faciès sableux: bien stratifiés, figures sédimentaires abondantes (rides de courant; lits obliques;...). Épandages deltaïques locaux, autour des eskers ou dans l'axe des trainées d'eskers.

1B-TILL D'ABLATION: généralement lenticulaire (0,5 à 2 m); localement de type "moraine bosselée" ou moraines mineures. Sableux, caillouteux et à blocs; brun grisâtre à blanchâtre lorsque sec. Variétés: till de fusion et matériaux stratifiés alternant avec des diamictons. Structures de poussées (failles, galets imbriqués).

1A-TILL DE FOND: en nappe et formes fuselées;
 a->4 m d'épaisseur; silto-sableux; compact; carbonaté en profondeur (4.5 à 7%); gris olive à gris clair lorsque sec; souvent fissile;
 b-localement: dépôts rythmés, carbonatés, déformés et lentilles de diamicton comparable au till de fond; sables.

Contact discordant rarement observé
 SOCLE: Archéen et localement, au Nord, Protérozoïque inf. (Aphébien)

FIGURE 8. Coupe lithostratigraphique composite des dépôts quaternaires. Composite lithostratigraphic section of the Quaternary deposits.

neures de sables silteux pouvant atteindre quelques mètres de longueur mais seulement quelques centimètres d'épaisseur. Il ne contient aucun carbonate. Ses teintes sont légèrement plus claires que celles du till de fond à cause de la perte des éléments fins (5Y 5/2, humide, 5Y 8/2, sec). La figure 10 (n° 5) montre

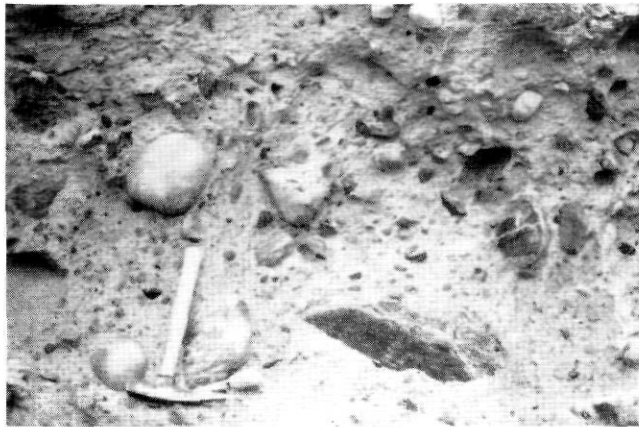


FIGURE 9. Till de fond régional, canton de Scott (réf. LB 92: BISSON, en préparation). Marteau: ~30 cm de hauteur.

Regional lodgment till, Scott township (ref. LB 92: BISSON, en préparation). Hammer is about 30 cm high.

qu'il ne contient plus que 15% de fraction inférieure à 0,063 mm. Les zones d'oxydation et de lessivage l'affectent profondément.

Les blocs et galets erratiques indicateurs les plus distaux appartiennent à des formations localisées dans la région du lac Albanel (carbonates à stromatolites, fer,...) et des monts Otish (grès et microconglomérats quartzitiques) (fig. 7).

Le till de fusion

Le till de fusion est également un till lâche à caractère diamicitique net, mais à nombreuses petites stratifications lenticulaires de quelques millimètres d'épaisseur et décimètres de longueur. La disposition de cette organisation stratiforme peut être sub-horizontale, mais, le plus fréquemment, les stratifications sont inclinées vers l'amont écoulement glaciaire.

La figure 11 présente un exemple de ces structures sommitales de la séquence glaciaire: on peut distinguer clairement le faciès de till de fond (a) du faciès stratifié et déformé (b); le faciès à blocs et gros cailloux (c) représente, à notre avis, le faciès d'ablation au sens traditionnel. La surface de discontinuité entre (a) et (b) ainsi que le sens de déversement des plis mineurs du faciès (b) démontrent bien une poussée glaciaire vers l'OSO. Bien que l'on puisse parfois attribuer de tels mouvements à des effets locaux du lit glaciaire sur l'écoulement de la glace (PRICHONNET, 1984), il paraît raisonnable de voir là un effet de l'écoulement tardif de la marge de l'inlandsis, vers le lac Ojibway (cf. fig. 3B et 6).

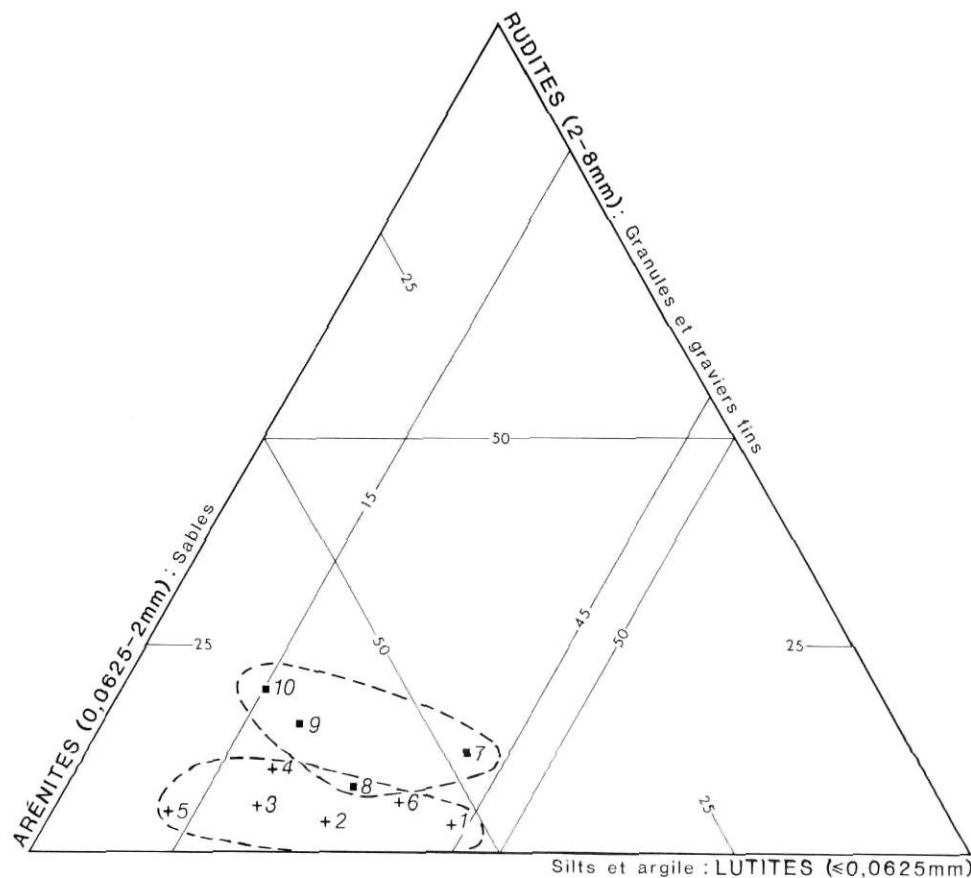


FIGURE 10. Granulométrie de quelques tills régionaux: 1 à 6, région de Chibougamau (canton de Scott); 7 à 10, tills et diamictons du Témiscamingue (Province de Grenville); voir figure 7. Résultats obtenus après tamisage à l'eau de 150 à 200 g de till.

Size analysis of some regional tills: 1 to 6, Chibougamau area (Scott township); 7 to 10, tills and diamictons from Témiscamingue area (Grenville Province); see Figure 7. Data obtained by water sieving (150-200 g).

Le till de fusion peut présenter des variations de faciès telles des alternances de lentilles diamictiques et de lits sableux ou sabograveleux n'offrant généralement qu'une faible continuité latérale (quelques mètres au plus). De tels faciès constituent une zone de transition entre les tills de fond et d'ablation proprement dit. Des mesures locales montrent un fort pendage des strates (jusqu'à 65°) vers le NNE (site du lac Caché, fig. 12; PRICHONNET, 1984, fig. 12). De plus, ces faciès sont affectés par des petites failles inverses (exemple du lac Merrill: 33° (054°); 52° (064°)). Ces caractères permettent de les classer dans les faciès de fusion, mis en place dans des plans de cisaillement d'un front glaciaire encore actif.

Conclusions

Des accumulations en bosses et creux (type moraines bos-selées) ont été identifiées dans certains secteurs, comme à

l'ouest du lac Goudreau. On présume qu'il s'agit de till d'ablation, avec des épaisseurs de 3 à 4 m ou plus. Généralement, ce till forme plutôt un horizon lenticulaire, de 0,5 à 2 m d'épaisseur, sur le till de fond. En fait, on range dans cette catégorie plusieurs faciès: des tills de fusion; des tills à alternance de lentilles diamictiques et de matériaux fluvioglaciaires mieux triés; des tills à blocs — à matrice lâche et sans fissilité.

Un phénomène intéressant consiste en la présence de structures de poussée, affectant la couche supérieure du till d'ablation, sur 1 à 2 m d'épaisseur. Ces structures sont de deux types principaux, associés ou non; 1) des alternances de lentilles de matériaux fluvioglaciaires mal triés, ou de gravillons et de sables, avec des diamictons à matrice grossière, fortement inclinés vers l'ENE (054° à 064°); 2) des diamictons à matrice lâche et galets plats imbriqués, à inclinaisons vers le secteur NNE (016° à 020°).

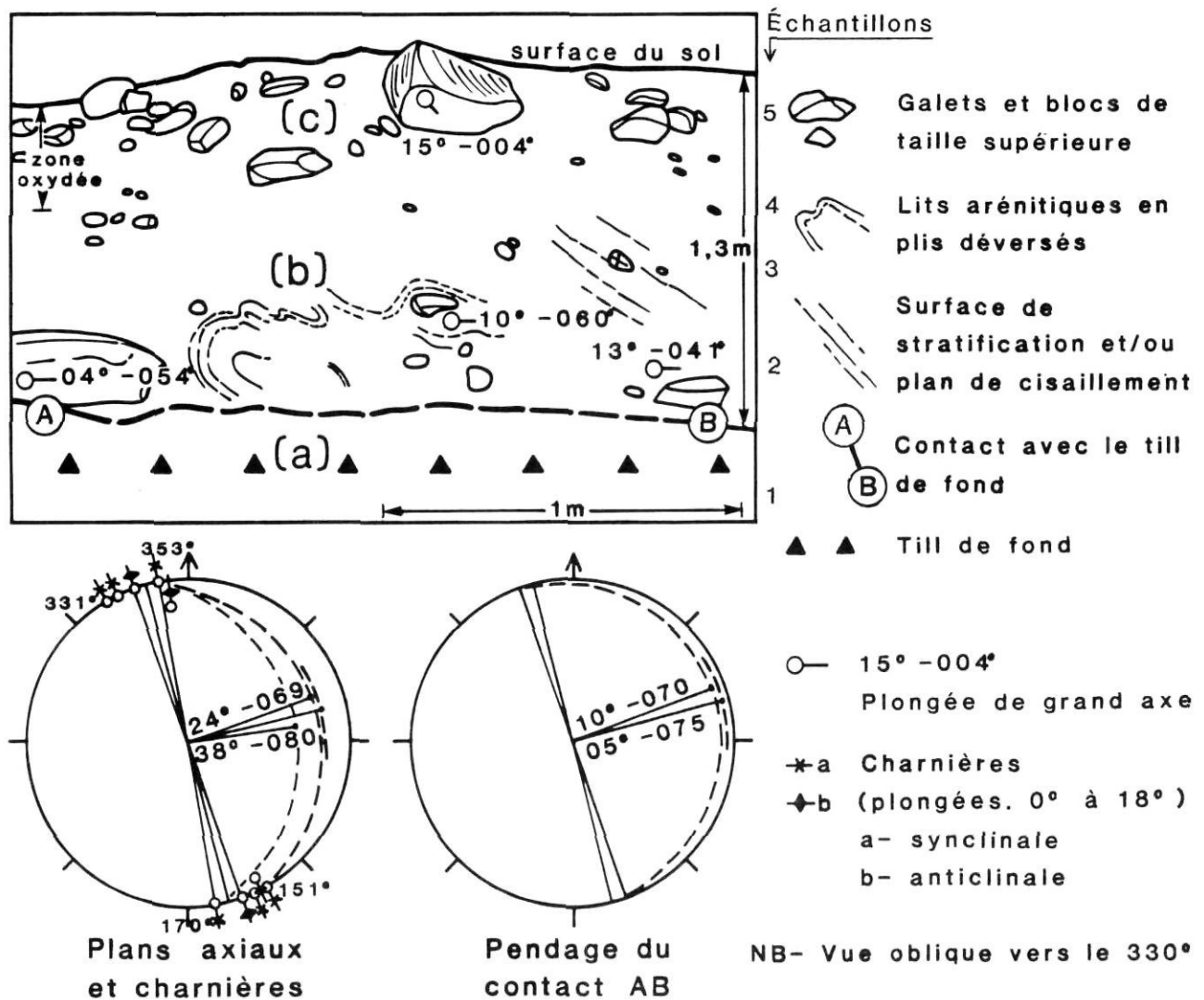


FIGURE 11. Coupe sommitale d'un drumlin (près de l'intersection de la rivière Chibougamau et de la route de Chapais, côté nord de la route; fig. 2) montrant la séquence des faciès de till. Les échantillons n^{os} 1 à 5 proviennent d'une coupe équivalente du côté sud de la route.

Section of the upper part of a drumlin (near the crossing between Rivière Chibougamau and the Chapais road, north side of the road; Fig. 2) showing the hill facies sequence. Samples 1 to 5 come from a similar section on the south side of the road.

La séquence de faciès proposée à la figure 11 semble constituer un modèle assez général dans la nappe du dernier till recouvrant le bouclier (zone de Chibougamau; sur le bouclier à l'E du lac Témiscamingue; dans les Laurentides). Les faciès stratifiés et à intenses déformations pourraient constituer une grande partie des moraines côtelées (BOUCHARD, 1980) ou des moraines de Røgen (BOUCHARD *et al.*, 1984) dans la région au N du lac Albanel (fig. 7).

L'analyse granulométrique permet enfin d'établir que les faciès de fusion ou d'ablation montrent un délavage progressif des particules fines par rapport au till de fond (fig. 10 — n^{os} 1 à 6). Les échantillons n^{os} 1 à 5 proviennent d'une coupe latérale à celle présentée sur la figure 11: n^o 1 (faciès a); n^{os} 2, 3 et 4 (en ordre ascendant dans le faciès b); n^o 5 (faciès c); n^o 6 (till de fond d'une autre coupe). Ce type d'appauvrissement en particules fines se retrouve au Témiscamingue, dans des tills reposant sur la Province de Grenville (carte du lac Beauclère, fig. 7): là encore, le till de fond (n^o 7) est plus riche en particules fines que les autres diamictons sommitaux (n^{os} 8-10). Toutefois, la séquence d'échantillons de Chibougamau (n^{os} 1 à 6) est moins riche en rudites (2 à 8 mm), car le glacier a incorporé beaucoup de débris de roches volcaniques à grain fin.

LES DÉPÔTS FLUVIOGLACIAIRES

Les principaux eskers qui traversent la région furent signalés dans quelques travaux antérieurs (ERMENGEN, 1956; MAWDSLEY, 1936; NORMAN, 1938). Leur direction générale SO-NE s'harmonise bien avec le modèle de retrait glaciaire déjà connu et proposé par PREST *et al.* (1970).

Quelques accumulations d'importance moyenne et trois tronçons d'eskers majeurs sont reportés sur la figure 2. Les formes mineures, en particulier, suggèrent une disposition en esker perlé. La forme majeure, au NO du canton de Scott, est constituée, du moins localement, par deux ou trois crêtes, culminant à 425 m environ; ces crêtes limitent de larges dépressions fermées parallèles à la forme principale. Sur les versants externes on a relevé une série de terrasses de remaniement littoral et deux petits champs de dunes, dont il sera question plus loin.



FIGURE 12. Till stratifié, près du lac Caché, canton d'Obalski (vue OSO).

Stratified till near Lac Caché, Obalski township (WSW view).

Dans les eskers perlés, présentant des hauteurs significatives de 10 à 15 m, deux faciès dominants sont toujours présents (fig. 8).

a) *Le faciès à blocs*

Des amas de plusieurs mètres de hauteur et quelques dizaines de mètres de longueur, ou circonférence? (fig. 13), occupent les zones axiales des eskers; il sont constitués de blocs et gros galets généralement non jointifs; quelques alignements de galets permettent d'identifier des plans de stratification à forte inclinaison (~ 30°); les matrices sont très variables (graviers, gravillons, sables fins) et parfois à fines stratifications obliques. Ce sont donc, surtout, les variations de taille des gros éléments, ou des matrices, qui révèlent une stratification frustrée. Localement, il existe des contacts francs entre les states de graviers et de sables gravillonnaires, ou encore d'intenses déformations montrant une disposition avec pendanges subverticaux et inverses.

L'importance volumétrique de ce faciès grossier — du moins dans les formes examinées — qui peut être variable, reste probablement mineure ou secondaire. Mais son caractère lenticulaire, ou en amas isolés, pourrait suggérer une véritable rythmicité dans la mise en place de tels eskers.

b) *Le faciès sableux*

Le matériel principal est constitué de sables bien stratifiés. Les figures sédimentaires habituelles y sont présentes: lits obliques des stratifications majeures; petits faisceaux de lits obliques entrecroisés dans les sables les plus grossiers; rides de courant souvent ascendantes à l'intérieur de couches ou horizons plus fins à texture plus fine. On note, à différents niveaux de la séquence, des concentrations de gravillons en petites lentilles, quelques galets isolés et des petits amas de galet décimétriques (PRICHONNET, 1984, pl. 2, photo 4).

D'après l'importance de quelques exploitations, il semble que le faciès sableux constitue le matériel prépondérant des petits éventails sous-aquatiques observés le long du tracé axial de ces eskers.



FIGURE 13. Noyau de dépôts fluvio-glaciaires à cailloux et à blocs, esker du lac Gabrielle, canton d'Obalski (vue NO).

Mound of glaciofluvial deposit core with boulders, esker of Lac Gabrielle, Obalski township (NW view).

Conclusions

Outre leur intérêt économique pour l'exploitation des matériaux granulaires, les dépôts fluvioglaciaires constituent un potentiel de recherche encore négligé pour la prospection minérale. Cette approche devra tenir compte de trois faits majeurs dans la répartition des faciès : d'une part, la disposition irrégulière des faciès à blocs, et, d'autre part, les directions variables d'écoulement mises en évidence par la figure 6. Au plan paléogéographique il a paru intéressant de noter le mode dominant de leur orientation vers l'OSO.

LES SÉDIMENTS GLACIOLACUSTRES

Plusieurs faciès du lac Ojibway (phase de Kinojévis, VINCENT et HARDY, 1977) ont été bien identifiés.

En altitude, en bordure de drumlins, on observe des graviers, à matrices granulaires variables, formant des terrasses de plusieurs dizaines de mètres de large et parfois de quelques centaines de mètres de longueur. Des exploitations ont mis à jour jusqu'à 2,5 m d'épaisseur de matériaux grossiers, fig. 14). Des lentilles de graviers décimétriques, bien triés et subarrondis, traduisent la violence des tempêtes qui ont construit de telles accumulations, probablement aux dépens de la couverture de till : le till de fond affleure sur certains sommets et du côté ouest et nord-ouest de ces formes fuselées. Localement des zones d'échouage glaciaire (versant SE de drumlins et d'eskers) ont retenu des champs de blocs.

Des sables se sont accumulés en auréoles, d'épaisseurs variables, autour des formes fuselées et surtout en périphérie des accumulations fluvioglaciaires. En l'absence de bonnes coupes il est difficile d'évaluer leur puissance, ou encore, dans le cas des eskers, de distinguer cette couche de remaniement du matériel d'origine fluvioglaciaire. Dans certaines terrasses, cette couverture de sables sublittoraux à littoraux peut dépasser un mètre d'épaisseur. Sur les pentes des drumlins des sédiments sableux, mal stratifiés et contenant des fractions variables de silts, semblent correspondre aux équivalents latéraux des dépôts granulaires littoraux et sublittoraux : ils constituent sans doute «le faciès de transition» aux dépôts rythmés, déposés à plus grande profondeur.

Trois coupes ont permis d'observer des dépôts rythmés de quelque importance : en fait seulement une trentaine de couplets ont pu être identifiés avec certitude. Les couplets de base, sablo-silteux, peuvent avoir plusieurs centimètres d'épaisseur, dénotant un caractère proximal, tandis que des varves de 0,5 à 1 cm d'épaisseur indiqueraient une période au cours de laquelle la glace n'influençait plus les petits bassins de décantation (entourés de sommets faiblement immergés), ennoyés par quelques dizaines de mètres d'eau seulement.

Quelques sites ont fait l'objet de mesures altimétriques sur des phénomènes littoraux bien marqués (fig. 1B et 2, annexe, fig. 14). Une douzaine de niveaux de terrasses sont identifiés entre 445 et 383 m. Pour 22 mesures, la moyenne des intervalles est de 5,5 m environ, mais cette moyenne n'est que 3,2 entre 410 et 390 m. Ces données mettent en évidence qu'un vaste lac («paléo-Chibougamau» ?) a occupé la région étudiée depuis la vidange du lac Ojibway, et que le relèvement isostatique a



FIGURE 14. Dépôts sublittoraux (sableux) et littoraux (graviers) du lac Ojibway. Versant SE d'un drumlin, 1 km à l'O du nouvel aéroport (vue NNE). Carnet : ~ 20 cm de hauteur.

Sublittoral sands and littoral gravels of Lake Ojibway. SE slope of a drumlin, 1 km N of the new airport (NNE view). Notebook : ~ 20 cm in height.

continué de façon régulière depuis celle-ci (niveau actuel du lac Chibougamau : ~ 380 m).

Notons que les coupes à dépôts rythmiques ont été identifiées aux environs de 380 m d'altitude, ce qui permet d'évaluer la hauteur d'eau minimale lors du dépôt des premières varves, soit environ 60 à 70 m.

L'altitude de 445 m relevée au mont du Sorcier pourrait indiquer un plan d'eau plus important. Signalons en effet (BISSON, en préparation) la présence d'une couche de blocs et galets, sans matrice, observée dans plusieurs sites sur une surface de 2 km² dans le canton de Lemoine à une altitude légèrement supérieure à 442 m. Ce «dépôt» est situé tantôt en surface et tantôt sous une tourbe : il pourrait correspondre à une paléobaie avec échouage de blocs. L'altitude de cet horizon repère corrobore le niveau le plus élevé observé au mont du Sorcier puisqu'il faut quelques mètres d'eau pour permettre l'échouage glaciaire sur une aussi large surface. Un tel niveau a permis de larges communications avec le bassin du lac Saint-Jean (zone des cantons de Lemoine et Dollier; fig. 1B).

Plusieurs collines (monts Opémisca et Springer; fig. 2) s'élèvent au-dessus de 500 m, entre le secteur au N de Chapais et Chibougamau. Il devrait donc être possible de préciser encore le niveau relatif maximal atteint par les eaux glaciolacustres.

LES SÉDIMENTS ÉOLIENS

Plusieurs secteurs montrent des champs dunaires. Ils sont localisés à proximité des dépôts fluvioglaciaires et, généralement, sous l'altitude relative maximale du lac Ojibway ; au NO du canton de Scott quelques dunes envahissent les pentes de l'esker jusqu'à 410 m, tandis que les autres champs se situent entre 365 et 395 m.

L'un de ces secteurs (74°37'30"N; 49°47'30"O) couvre une surface d'environ 0,5 km²; il est situé entre 375 et 380 m d'altitude. Les coupes d'une exploitation de sables ont permis de relever les structures habituelles des dunes paraboliques : des lits obliques (25° à 33°) de 2 à 3 m de hauteur dans les ailes et des stratifications entrecroisées à lits planaires (5° à 15°) dans la zone médiane frontale. Des feux de forêt ont permis une réactivation locale du transport éolien et la fossilisation de charbons et de profils podzoliques, près de la surface (moins 1 à 1,5 m).

La figure 15 permet de conclure que les vents dominants efficaces provenaient du NO et de l'ONO.

LES SÉDIMENTS ORGANIQUES

Les sédiments organiques occupent de larges surfaces dans la région : le modelage glaciaire en formes fuselées commande l'orientation générale des tourbières (soit NNE-SSO), tandis que le mauvais drainage a favorisé leur développement sur les pentes douces des dépressions jusqu'au pied des terrasses littorales, en particulier sur les flancs des formes fuselées (tourbières dites ascendantes).

Un prélèvement de tourbe et de morceaux de bois inclus dans celle-ci a été effectué à 420 m d'altitude, au SE du lac Chibougamau (49°44'15"N; 74°09'58"O). Les âges non corrigés sont de 7600 ± 100 BP sur la tourbe (UQ-893) et 7300 ± 100 BP sur du bois (UQ-890). Le dépôt organique mesure de 0,5 à 0,7 m d'épaisseur et repose sur un lit de cailloux et galets délavés. La tourbière s'est développée à la faveur d'une petite terrasse de 15 à 20 m de largeur. Cette colonisation de replats attribués à des remaniements sub-littoraux ou littoraux du lac Ojibway témoigne donc d'une afforestation assez rapide après le retrait des eaux lacustres.

LES SÉDIMENTS FLUVIATILES

L'un des derniers niveaux lacustres majeurs de la région se situe à 380 m, soit seulement à 4 m du niveau de base de la rivière Chibougamau dans le canton de Scott. On peut en conclure que l'érosion fluviale a été peu active. D'ailleurs, fréquemment, les lacs se déversent les uns dans les autres par l'intermédiaire de petits rapides perçant des isthmes étroits. Des graviers et des sables occupent des surfaces restreintes le long de quelques cours d'eau.

DISCUSSION

Plusieurs thèmes sont abordés dans cette mise à jour sur les dépôts quaternaires de la région de Chibougamau. Sans prétendre apporter de réponse exhaustive à la plupart des thèmes, cet article veut mettre en évidence quelques faits intéressants ou réévaluer leur interprétation.

La présence de formes d'érosion glaciaire indiquant un écoulement vers le SE (fig. 3A et 4) pose le problème de centres de radiation majeurs dans la région de la baie d'Hudson (cf. MARTINEAU *et al.*, 1984), probablement au cours de la glaciation wisconsinienne (voir par ex. ANDREWS *et al.*, 1983). En l'absence de tout dépôt attribuable à ce mouvement glaciaire et corrélable avec ceux des basses terres de la baie de

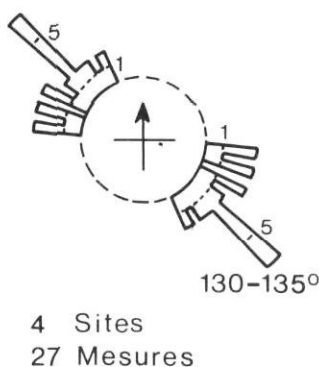


FIGURE 15. Diagramme rose des vents montrant l'orientation des grands axes des dunes paraboliques.

Rose diagram showing the trend of the long axis for the parabolic dunes.

4 Sites
27 Mesures

James, on ne peut dire à quelle glaciation antérieure au dernier pléni-glaciaire il se rattache. Généralement bien protégées sur des faces rocheuses inclinées vers le SO (un réseau de diaclases régionales NO-SE est bien développé), les surfaces glaciaires ont pu être protégées de toute altération par une nappe de till qui fut reprise par le mouvement SSO.

On peut affirmer aussi que cet ancien écoulement des glaces fut important, car il existe de larges sillons (300°-120°) sur des surfaces ascendantes vers le SE, représentant d'anciennes roches moutonnées, qui sont préservés malgré l'importante érosion NNE-SSO (cf. fig. 2 et 3C).

Sur la figure 16, on propose de distinguer, à titre d'hypothèse de travail, le mouvement vers le 125° du mouvement vers le 140° (sans chronologie relative).

Lors de la dernière glaciation, à partir du centre de radiation du Nouveau-Québec, la glace s'est probablement écoulee vers le SSO la majeure partie du temps. Les modes très dominants des orientations des stries et des formes fuselées (fig. 3B et 3C) en sont la preuve. Par contre, au cours de la déglaciation, avec l'amincissement de la bordure de l'inlandsis (IGNATIUS, 1958 p. 30; MAWDSLEY, 1936 p. 12) on assiste à deux phénomènes : d'une part, les dépressions locales peuvent canaliser la glace («miniature lobe»..., de NORMAN, 1938, p. 74; structures sédimentaires du till stratifié — PRICHONNET, 1984, fig. 11); d'autre part, le front glaciaire tend globalement à s'écouler vers le SO et l'OSO «attiré» par le lac Ojibway. Cette réorientation finale de l'écoulement de la glace est démontrée par trois faits importants : (a) des stries fines ENE-OSO recoupent les marques dominantes NNE-SSO (fig. 3B); (b) le mode dominant des longueurs des tronçons d'eskers est orienté vers le 230-235° (fig. 6); (c) des structures glaciectoniques indiquent des poussées vers le 250°-260° (fig. 11). Le phénomène s'explique probablement par l'existence d'une bordure glaciaire partiellement supportée par les eaux glaciolacustres malgré l'irrégularité du lit glaciaire.

Il est probable que cette influence tardive sur la direction de l'écoulement glaciaire explique la déviation entre les modes dominants des stries (fig. 3B) et des formes fuselées (fig. 3C). De ces données on peut aussi conclure que la direction dominante du fuselage a été acquise lors du pléni-glaciaire et qu'elle n'a pas été modifiée ultérieurement : un exemple comparable existe au Québec méridional, sur la bordure ouest des Appalaches (PRICHONNET, 1982, fig. 29-7).

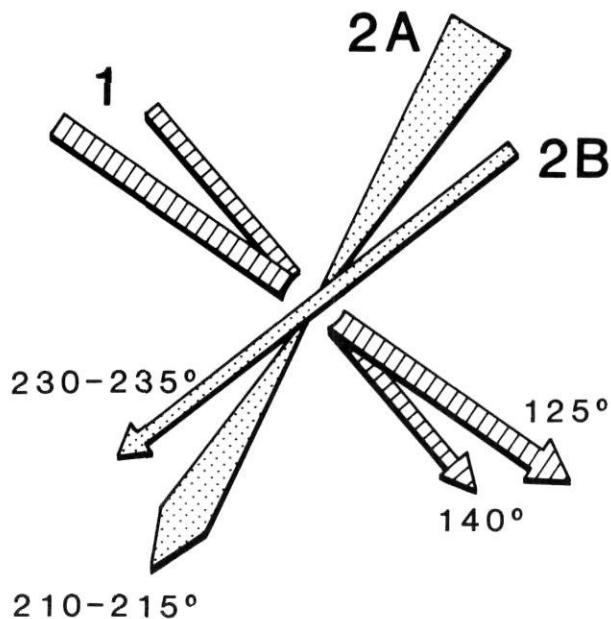


FIGURE 16. Schémas illustrant les mouvements glaciaires reconnus : 1) vers le SE (sans chronologie relative); 2A) vers le SSO lors du pléniglaciaire; 2B) vers l'OSO lors de la déglaciation.

Sketch of the recognized glacial direction movements: 1) towards the SE (no relative chronology); 2A) towards the SSW (pleniglacial phase); 2B) towards the WSW (during deglaciation).

L'étude de quelques séries de moraines permet de poser à nouveau le problème de leur signification dans la déglaciation. MAWDSLEY (1936) les attribuait à des accumulations de crevasses, tandis que NORMAN (1938) parlait de moraines de De Geer. Ce concept fut étendu à toutes les moraines parallèles à l'E et au SE de la baie de James par SHAW (1944). IGNATIUS (1958, fig. 11) reprend l'idée de moraines annuelles. Selon la figure 2 de NORMAN (1938) on peut calculer des taux de retrait annuel de 160 à 200 m. MARTINEAU (1984) a mesuré des variations allant de 100 à 160 m, et parle d'un taux moyen de 140 m. En observant les modèles classiques présentés par ELSON (1968), il apparaît clairement que toutes les moraines «mineures» présentent quelques analogies (irrégularités des espacements; bifurcations; arcatures épousant les reliefs locaux, ...). La figure 17 montre un exemple de ces moraines mineures, sur un versant de forme fuselée, adjacent au lac Scott. L'étude porte principalement sur l'orientation et l'espacement des tronçons morainiques mineurs, qu'ils appartiennent à des alignements (?) ou qu'ils constituent des essais intermédiaires. Une coupe de contrôle (A'') a permis de constater que ces accumulations sont constituées de till de fond, avec orientation préférentielle des plans AB des galets glaciaires parallèlement à la crête. Ce till peut enrober d'énormes blocs de laves en coussins (fig. 18) provenant du socle sous-jacent (formation de Gilman). D'autres coupes dans des moraines ont permis de constater aussi la présence de till stratifié ou de nombreux blocs sub-métriques toujours d'origine locale dominante.

À moins de choisir à priori certains alignements (fig. 17, A et J) il paraît difficile de donner une rythmicité absolue à un tel arrangement. Les tronçons de crêtes s'alignent selon deux axes préférentiels à environ 25° l'un de l'autre: la disposition d'ensemble suggère fortement l'existence de réseaux conjugués de diaclases, dont le «patron» répond aux contraintes de la topographie locale (ici la dépression du lac Scott) et du front général glaciaire (ici de tendance SSE-NNO (145°-325°)). L'autre facteur influençant la disposition de ces moraines serait la profondeur du plan d'eau bordier: ici, la profondeur du lac Ojibway était de l'ordre de 75 m. D'ailleurs, à l'E de cette région, dans le canton de Lemoyne (fig. 1B), sur les versants de reliefs plus importants et près de la ligne de partage des eaux, les moraines «mineures» de ce type n'existent plus: elles sont alors de type moraine de Rögen. On se situe vers la limite reconnue du lac, soit entre 440 et 460 m.

Il est probable qu'il existe une série de transition, sans solution de continuité, entre les «vraies» moraines de De Geer, telles celles décrites par VINCENT (1977) dans les basses terres de la baie de James, et les champs de moraines côtelées ou de Rögen de la région de Mistassini (BOUCHARD, 1980; BOUCHARD *et al.*, 1984). Il paraît donc utile d'attirer l'attention sur la difficulté d'utiliser ces formes pour calculer un taux de retrait glaciaire, du moins dans la région d'étude et sur de vastes territoires comparables aux confins de ce lac glaciaire. Toutefois, les alignements subparallèles des formes traduisent bien, à petite échelle, l'allure du front glaciaire.

Rappelons aussi qu'une meilleure compréhension de la mise en place de ces moraines est d'un grand intérêt pratique: on a noté au début de cette étude que la distribution pétrographique des blocs de ces moraines mineures semble refléter une érosion accrue du substratum rocheux local. Cet aspect — à préciser — peut être d'une certaine importance pour la prospection minérale à partir des diamictons glaciaires.

CONCLUSION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

En résumé, on retiendra qu'une avancée glaciaire, antérieure au dernier pléniglaciaire wisconsinien, c'est produite du NO (région de la baie d'Hudson, fig. 7) vers le SE (fig. 3 et 4). Son extension sur plusieurs dizaines de kilomètres autour de Chibougamau (fig. 4) et au nord de cette ville (MARTINEAU *et al.*, 1984) permet de penser qu'il s'agit d'un événement important. Ultérieurement, lors du dernier maximum glaciaire, les glaces s'écoulant du Nouveau-Québec (NNE-SSO) ont profondément marqué le paysage régional (formes fuselées et surfaces glaciaires (fig. 2, 3B et 3C), laissant une couverture de till de fond importante et riche en éléments du bassin de Mistassini (matrice carbonatée; erratiques variés). Notons, en outre, que plus à l'E (canton de Lemoyne, fig. 1B), à l'approche de la ligne de partage des eaux (voir son tracé sur la fig. 4) l'écoulement tendait à se faire vers le sud (voir PREST *et al.*, 1970). La déglaciation de la région considérée s'est effectuée au contact du lac glaciaire Ojibway (phase de Kinojévis, de VINCENT et HARDY, 1977). La plus grande partie du territoire fut recouverte d'eau. Toutefois, ce lac n'a

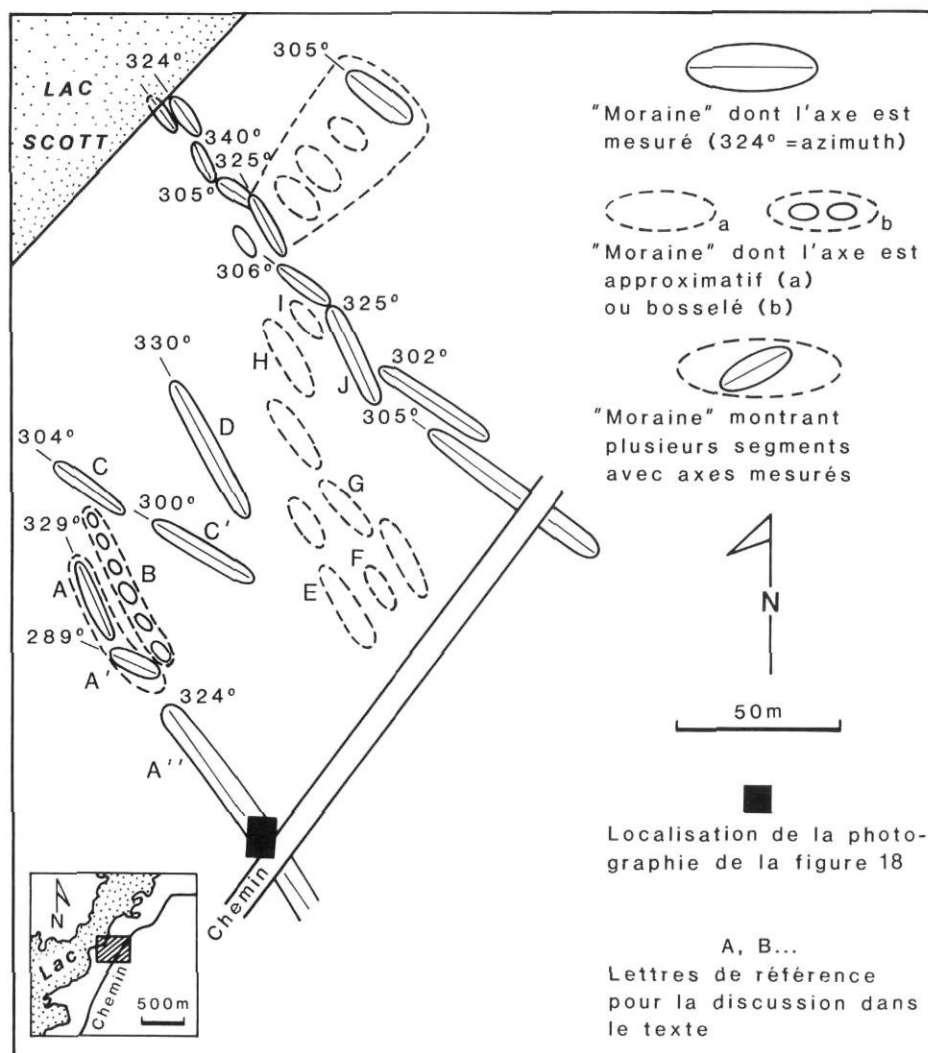


FIGURE 17. Exemple de disposition de moraines «mineures» ou de De Geer (?).

Example of minor or De Geer (?) moraine patterns.



FIGURE 18. Bloc de lave de la Formation de Gilman dans une moraine mineure ou de De Geer (?); voir figure 17 (vue ONO).

Lava boulder from the Gilman Formation in a minor or De Geer (?) moraine; see Figure 17 (WNW view).

laissé qu'une faible épaisseur de dépôts rythmiques assez grossiers (siltés très dominants). Plusieurs causes expliquent cette situation: (a) la matrice du till est silto-aréniétique; (b) cette bordure orientale du lac Ojibway (fig. 19) était parsemée de très nombreux hauts fonds qui constituèrent rapidement un archipel, où les bassins locaux isolés les uns des autres ne pouvaient recevoir la farine glaciaire distale durant plus de quelques dizaines d'années; d'ailleurs les dépôts glacioclastiques dominants sont des sables et graviers sub-littoraux ou littoraux, autour des drumlins et des eskers, et des sédiments silto-aréniétiques mal stratifiés au pied des terrasses littorales. Le lac glaciaire a favorisé une modification appréciable du sens de l'écoulement glaciaire final: la marge glaciaire tendait à s'écouler vers le SO et l'OSO (fig. 3B, 6 et 11). Il semble raisonnable de penser que cette situation de marge glaciaire partiellement «supportée» par le plan d'eau a provoqué une fracturation intense du glacier (cf. les crevasses de MAWDSLEY, 1936), dans lesquelles se sont accumulés des sédiments formant des moraines mineures (fig. 17). L'utilisation de l'espacement de ces moraines pour déterminer le taux de retrait glaciaire doit donc être considérée comme délicate: les alignements des crêtes morainiques traduisent néanmoins la forme de l'inlandsis en retrait. Si l'on veut conserver le vocable

- BOSTOCK, H.S. (1972): Subdivisions physiographiques du Canada (chap. 2), in *Géologie et ressources minérales du Canada, partie «A»*, R.J.W. Douglas (édit.), Commission géologique du Canada, p. 11-38.
- BOUCHARD, M. (1980): *Late Quaternary geology, Témiscamie area, central Québec, Canada*, Thèse de doctorat, Department of Geology, McGill University, 284 p.
- BOUCHARD, M.A. et MARTINEAU, G. (1984): Les aspects régionaux de la dispersion glaciaire, Chibougamau, Québec, *CIM Spécial*, vol. 34, p. 431-440.
- BOUCHARD, M.A., CADIEUX, B. et GOUTIER, F. (1984): L'origine et les caractéristiques des lithofaciès du till dans le secteur nord du lac Albanel, Québec: une étude de la dispersion glaciaire clastique, *CIM Spécial*, vol. 34, p. 244-260.
- CATY, J.-L. (1976): *Région du lac Mistassini, Québec: stratigraphie et sédimentologie de la formation de Papaskwasati*, Québec, Min. de l'Énergie et des Ressources, DVP-423, p. 1-246.
- COLEMAN, A.P. (1909): Lake Ojibway; last of the great glacial lakes, Ontario, *Bureau of Mines Annual Report*, n° 18, p. 284-293.
- DILABIO, R.N.W. (1976): *Glacial dispersal of rocks and minerals in the Lac Mistassini — Lac Waconichi area, Québec, with special reference to the Icon Dispersal Train*, Thèse Ph.D., Univ. of Western Ontario, 148 p.
- (1981): Glacial dispersal of rocks and minerals at the south end of lac Mistassini, Québec, with special reference to the Icon Dispersal Train, *Geological Survey of Canada, Bulletin* 323, p. 1-46.
- ELSON, J.A. (1968): Washboard moraines and other minor moraine types, in *The Encyclopedia of Geomorphology*, R.W. Fairbridge, (édit.), New York, Reinhold, p. 1213-1219.
- ERMENGEN, S.V. (1957): *Report of glacial geology and geochemical dispersion in the Chibougamau area, Québec*, Québec, Min. de l'Énergie et des Ressources, Direction de l'exploration géologique et minérale, DP-26, GM-23803, p. 1-159.
- GILBERT, J.E. (1958): Région de Bignell, Territoires de Mistassini et d'Abitibi, districts électoraux d'Abitibi-Est et de Roberval, Québec, Québec, Min. des Mines, Service de la carte géologique, *Rapport géologique n° 79*, p. 11-41, 6 pl., carte (n° 1180).
- HARDY, L. (1976): *Contribution à l'étude morphologique de la portion québécoise des Basses Terres de la Baie de James*, Thèse Ph.D., Montréal, McGill Univ., 264 p. (inédit).
- HILLAIRE-MARCEL, C. (1976): La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson, *Cahiers de géographie de Québec*, vol. 20, n° 50, p. 185-221.
- IGNATIUS, H.C. (1956): *Late-Wisconsin stratigraphy in North-Central Quebec and Ontario, Canada*, Thèse Ph.D., Yale Univ., 76 p., annexe.
- (1958): On the Late-Wisconsin deglaciation in Eastern Canada. Part I. Glacial geological observations from North-Central Quebec, *Acta geographica*, vol. 16, n° 3, p. 2-34.
- LAVERDIÈRE, C. (1971): Sur quelques indicateurs glaciaires de la région de Chibougamau, Québec, *Revue de géographie de Montréal*, vol. 25, n° 1, p. 77-83.
- MARTINEAU, G. (1984): *Aspect de la géologie du Quaternaire, région de Chibougamau*, Québec, Min. de l'Énergie et des Ressources, MB84-13, 24 p.
- MARTINEAU, G., BOUCHARD, M. et PRICHONNET, G. (1984): Southeastward ice flow in Central Québec and its implication for the location of the Laurentide ice sheets dispersal centers, *GAC MAC Abstract*, vol. 9, p. 87.
- MAWDSLEY, J.B. (1936): The washboard moraines of the Opemiska-Chibougamau area, Quebec, *Royal Society of Canada Transactions*, vol. 30, sect. IV, p. 9-12.
- NEALE, E.R.W. (1959): *Région de Dollier-Charron, Districts électoraux d'Abitibi-Est et de Roberval, Québec*, Québec, Min. des Mines, Service de la carte géologique, Rapport géologique, n° 82, 57 p., 8 pl., carte n° 1235.
- NORMAN, G.W.H. (1938): The last Pleistocene ice-front in Chibougamau district, Quebec, *Royal Society of Canada Transactions*, vol. 32, sect. IV, p. 69-86.
- (1939): The south-eastern limit of glacial Lake Barlow-Ojibway in the Mistassini Lake region, *Royal Society of Canada Transactions*, vol. 33, sect. IV, p. 59-65.
- PREST, V.K., GRANT, D.R. et RAMPTON, V.N. (1970): *Carte glaciaire du Canada*, Commission géologique du Canada, carte n° 1253A (1/5 000 000).
- PRICHONNET, G. (1982): Quelques données nouvelles sur les dépôts quaternaires du Wisconsinien et de l'Holocène dans le piedmont appalachien, Granby, Québec, Commission géologique du Canada, *Recherches en cours*, Partie B, Étude 82-1B, p. 225-238.
- (1984): Glaciations d'inlandsis: séquences glaciaires, proglaciaires et non glaciaires du Quaternaire de l'est canadien, *Bulletin Centres de recherche d'exploration et de production, ELF Aquitaine*, vol. 8, n° 1, p. 105-133.
- SABOURIN, R. J.E. (1956): *Région de Blaiklock, territoire d'Abitibi et comté d'Abitibi Est, Québec*, Québec, Min. des Mines, Service de la carte géologique, Rapport géologique n° 323, 6 p., carte n° 1122.
- SHAW, G. (1944): Moraines of late Pleistocene ice fronts near James Bay, *Royal Society of Canada Transactions*, vol. 38, sect. IV.
- VINCENT, J.-S. (1977): *Le Quaternaire de la région du cours inférieur de la Grande Rivière, Québec*, Commission géologique du Canada, Étude 76-19, 20 p.
- VINCENT, J.-S. et HARDY, L. (1977): L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, nos 3-4, p. 357-372.
- WILSON, J.T. (1938): Glaciation of part of Northwestern Quebec, *Royal Society of Canada Transactions*, vol. 32, sect. IV, p. 49-49.

ANNEXE

I. Mesures de terrasses littorales (en m): sommet des talus.

Sites A à E localisés sur la figure 2. Site F localisé sur la figure 1B.

Site A (5022250; 5521500), flanc SE d'esker
402- 395- 391- 383

Site B (533100; 5521 600), flanc NO de drumlin
395- 391- 382

Site C (532200; 5512500), flanc NO de drumlin
406- 400- 399- 395

Site D (538100; 5516700), flanc SE de drumlin
400

Site E (541000; 5512150), flanc SE de drumlin
415,5- 409- 402- 390

Site F (561750; 5529700), versant N du mont du Sorcier
445 (?)- 433- 428- 410- 403- plusieurs niveaux non évalués-
384 (?)

II. Niveaux successifs retenus, en tenant compte des erreurs possibles d'un site à un autre (mesures à l'altimètre): 445 - 443 - 428 - 415,5 - 409/410 - 406 - 402/403 - 400 - 399 - 395 - 390/391 - 382/384.

N.B. Les auteurs remercient M. Michel Bouchard pour sa participation aux mesures de plusieurs sites.