

La déglaciation d'une partie du versant hudsonien québécois : bassins des rivières Nastapoca, Sheldrake et à l'Eau Claire

Deglaciation of Part of the Coastal Zone of Hudson Bay (Québec): Rivières Nastapoca, Sheldrake and à l'Eau Claire Basins

Enteisung eines Teils des Ufers der Hudson Bay (Québec) : Becken der Flüsse Nastapoca, Sheldrake und à l'Eau Claire

Michel Allard et Maurice K. Seguin

Volume 39, numéro 1, 1985

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/032581ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/032581ar>

[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

Allard, M. & Seguin, M. K. (1985). La déglaciation d'une partie du versant hudsonien québécois : bassins des rivières Nastapoca, Sheldrake et à l'Eau Claire. *Géographie physique et Quaternaire*, 39(1), 13–24. <https://doi.org/10.7202/032581ar>

Résumé de l'article

La région étudiée s'étend entre les latitudes 56°00' et 57°00'N et va du littoral hudsonien jusqu'à la limite du territoire ennoyé par la mer de Tyrrell et un peu au-delà. Une seule direction générale d'écoulement glaciaire, de l'est vers l'ouest, est mise en évidence par une multitude de polis glaciaires, de drumlins, de roches moutonnées et de collines profilées. La vitesse de recul du front glaciaire est estimée à 108 m/année dans le secteur de la rivière Nastapoca d'après des mesures faites sur une courte et unique série de moraines de De Geer, tandis que des recherches antérieures ont permis de l'estimer à 150 m/année dans la région du lac Guillaume-Delisle, au sud de la région étudiée. Les vallées furent ennoyées par la mer de Tyrrell au fur et à mesure du retrait glaciaire et une grande partie du paysage de collines rocheuses resta émergée. La limite intérieure de l'invasion marine à la tête des vallées fut déterminée par l'emersion rapide simultanée au retrait glaciaire. Cette limite est marquée par une ceinture de sandurs-deltas et de deltas fluvio-glaciaires. L'altitude de la limite marine décroît d'ouest en est selon un gradient de 0,9 m/km pour la vallée de la rivière Nastapoca et selon un gradient de 0,64 m/km pour la vallée de la rivière à l'Eau Claire. Les différences d'altitude de la limite marine et les vitesses estimées de recul du front glaciaire permettent de calculer un taux d'emersion de 9.6-10 m/siècle pendant la déglaciation. Par ailleurs, l'altitude d'ensemble de la limite marine croît du nord au sud, passant de 185 m à 228 m d'un bout à l'autre de la région étudiée. L'âge de la déglaciation est estimé à 7300 BP dans les collines côtières de la rivière Nastapoca. Dans le bassin du lac à l'Eau Claire subsista un lac glaciaire retenu entre le seuil topographique actuel et le front glaciaire. Le rivage du lac avait déjà atteint son niveau actuel il y a 5050 BP, selon une datation sur une tourbe basale.

LA DÉGLACIATION D'UNE PARTIE DU VERSANT HUDSONIEN QUÉBÉCOIS: BASSINS DES RIVIÈRES NASTAPOCA, SHELDRAKE ET À L'EAU CLAIRE

Michel ALLARD et Maurice K. SEGUIN, Département de géographie et Centre d'études nordiques et Département de géologie et Centre d'études nordiques, Université Laval, Sainte-Foy, Québec G1K 7P4.

RÉSUMÉ La région étudiée s'étend entre les latitudes 56°00' et 57°00' N et va du littoral hudsonien jusqu'à la limite du territoire ennoyé par la mer de Tyrrell et un peu au-delà. Une seule direction générale d'écoulement glaciaire, de l'est vers l'ouest, est mise en évidence par une multitude de polis glaciaires, de drumlins, de roches moutonnées et de collines profilées. La vitesse de recul du front glaciaire est estimée à 108 m/année dans le secteur de la rivière Nastapoca d'après des mesures faites sur une courte et unique série de moraines de De Geer, tandis que des recherches antérieures ont permis de l'estimer à 150 m/année dans la région du lac Guillaume-Delisle, au sud de la région étudiée. Les vallées furent ennoyées par la mer de Tyrrell au fur et à mesure du retrait glaciaire et une grande partie du paysage de collines rocheuses resta émergée. La limite intérieure de l'invasion marine à la tête des vallées fut déterminée par l'émersion rapide simultanée au retrait glaciaire. Cette limite est marquée par une ceinture de sandurs-deltas et de deltas fluvio-glaciaires. L'altitude de la limite marine décroît d'ouest en est selon un gradient de 0,9 m/km pour la vallée de la rivière Nastapoca et selon un gradient de 0,64 m/km pour la vallée de la rivière à l'Eau Claire. Les différences d'altitude de la limite marine et les vitesses estimées de recul du front glaciaire permettent de calculer un taux d'émersion de 9,6-10 m/siècle pendant la déglaciation. Par ailleurs, l'altitude d'ensemble de la limite marine croît du nord au sud, passant de 185 m à 228 m d'un bout à l'autre de la région étudiée. L'âge de la déglaciation est estimé à 7300 BP dans les collines côtières de la rivière Nastapoca. Dans le bassin du lac à l'Eau Claire subsista un lac glaciaire retenu entre le seuil topographique actuel et le front glaciaire. Le rivage du lac avait déjà atteint son niveau actuel il y a 5050 BP, selon une datation sur une tourbe basale.

ABSTRACT *Deglaciation of part of the coastal zone of Hudson Bay (Québec): Rivières Nastapoca, Sheldrake and à l'Eau Claire basins.* The study area lies from 56°00 to 57°00 N along the eastern shore of Hudson Bay and extends inland to the edge of the submergence area of Tyrrell Sea and somewhat further. Drumlins, roches moutonnées, crag-and-tail and related features all show a westerly flow of ice during late Wisconsinan. Ice front retreat is estimated at 108 m/year in the Rivière Nastapoca area according to a unique and short series of De Geer moraines; it has been estimated at 150 m/year in the Lac Guillaume-Delisle area by previous workers. The Tyrrell Sea inundated the valleys as the ice front was receding eastward; however large rock plateaus and hilly areas remained untouched above the marine limit. The inland limit of marine submergence was determined by rapid emersion simultaneous to ice retreat. This limit shows a belt of sandurs-deltas, outwashes and eskers-deltas. The marine limit plane also slopes landward with a 0,9 m/km gradient in the Rivière Nastapoca valley and a 0,64 m/km gradient in the Rivière à l'Eau Claire valley. Emersion rate was 9,6-10 m/100 years at deglaciation time according to these data. Also the plane of the marine limit slopes from 185 to 228 m from the north to the south end of the study area. Deglaciation date is estimated to be 7300 BP (¹⁴C shells) in the coastal hills of the Nastapoca area. A proglacial lake was retained in the Lac à l'Eau Claire basin. The present lake plane was already set at least 5050 years ago as determined by a radio-carbon date on basal peat.

ZUSAMMENFASSUNG *Enteisung eines Teils des Ufers der Hudson Bay (Québec): Becken der Flüsse Nastapoca, Sheldrake und à l'Eau Claire.* Das untersuchte Gebiet liegt zwischen 56°00 und 57°00 N und dehnt sich vom östlichen Ufer der Hudson Bay bis landeinwärts zum Rand des Auftauchgebiets des Meers von Tyrrell und noch ein bißchen weiter aus. Drumlins, Rundhöcker, halb glatte — halb rauhe Felsen (crag-and-tail) und verwandte Erscheinungsformen zeigen alle einen Eisfluß nach Westen während des späten Wisconsin. Der Rückzug der Eisfront wird auf 108m/Jahr im Gebiet des Nastapoca-Flusses geschätzt, entsprechend einer einzigen und kurzen Serie von De Geer Moränen; er wurde auf 150m/Jahr im Gebiet des Lac Guillaume-Delisle bei früheren Forschungen geschätzt. Das Tyrrell-Meer hat die Täler überschwemmt, als die Eisfront nach Osten zurückwich; indessen blieben breite Felsplateaus und hügelige Gebiete oberhalb der marinen Grenze unberührt. Die inländische Grenze marinen Auftauchens wurde festgelegt durch das schnelle Auftauchen, das simultan zum Eisrückzug stattfand. Diese Grenze weist einen Gürtel von Sandr-Deltas und Esker-Deltas auf. Das Niveau der marinen Grenze senkt sich ebenfalls landeinwärts mit einem Gefälle von 0,9m/km im Tal des Nastapoca-Flusses und von 0,64m/km im Tal des à l'Eau Claire-Flusses. Diesen Daten gemäß war die Auftauch-rate 9,6-10m/100 Jahre in der Zeit der Enteisung. Außerdem nimmt das Niveau der marinen Grenze von 195 auf 228m zu, vom Norden zum Süden des untersuchten Gebietes. Die Zeit der Enteisung wird auf 7300 v.u.Z. (¹⁴C Muscheln) geschätzt in den Küstenhügeln des Nastapoca-Gebiets. Ein proglazialer See hat sich im Becken des Lac à l'Eau Claire erhalten. Das derzeitige Seenniveau ist schon mindesten vor 5050 Jahren erreicht worden, wie dies aus einer Torf Analyse hervorgeht.

INTRODUCTION

La région étudiée est située sur la côte est de la mer d'Hudson entre 56°00 et 57°00 N; elle s'étend du littoral jusqu'à la tête des bassins-versants importants, à savoir jusqu'au lac des Loups Marins, dans le cas de la rivière Nastapoca, et jusqu'au lac à l'Eau Claire, dans le cas de la rivière du même nom (fig. 1). Les autres rivières ont des bassins plus petits et enclavés par ceux de ces grands cours d'eau.

Le principal objectif de cette étude est de présenter le bilan des connaissances sur la déglaciation régionale et l'épisode de la mer de Tyrrell à partir de données partielles existantes, de cartes inédites et d'observations de terrain le long de transects couvrant la largeur de la zone d'invasion marine et un peu au-delà vers l'est. On proposera également une chronologie de la déglaciation.

Une attention spéciale a été accordée aux limites altitudinales atteintes par les eaux de la mer de Tyrrell à travers la région. Comme le relèvement isostatique est normalement

très rapide au moment de la déglaciation, la région se trouve à émerger en même temps que le front glaciaire recule vers l'intérieur des terres. On arrive ainsi à un point où la mer cesse d'être en contact avec le front glaciaire en recul. La largeur de la zone autrefois submergée par la mer de Tyrrell dépend ainsi de l'interaction de deux facteurs, soit le taux de relèvement isostatique durant la déglaciation et le taux de recul du front glaciaire. Les indices géomorphologiques comme les moraines de De Geer permettent d'estimer la vitesse de recul du front glaciaire, tandis que les différences d'altitude entre des formes associées à la limite marine correspondent à l'émersion qui s'est produite pendant que le front glaciaire reculait d'un point à l'autre. On peut alors calculer le taux d'émersion qui prévalait au temps de la déglaciation, lequel est assimilable au taux de relèvement isostatique.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE ET PHYSIOGRAPHIE

Presque toute la région est établie sur le socle constitué de granites-gneiss de la province du Supérieur (AVRAMT-

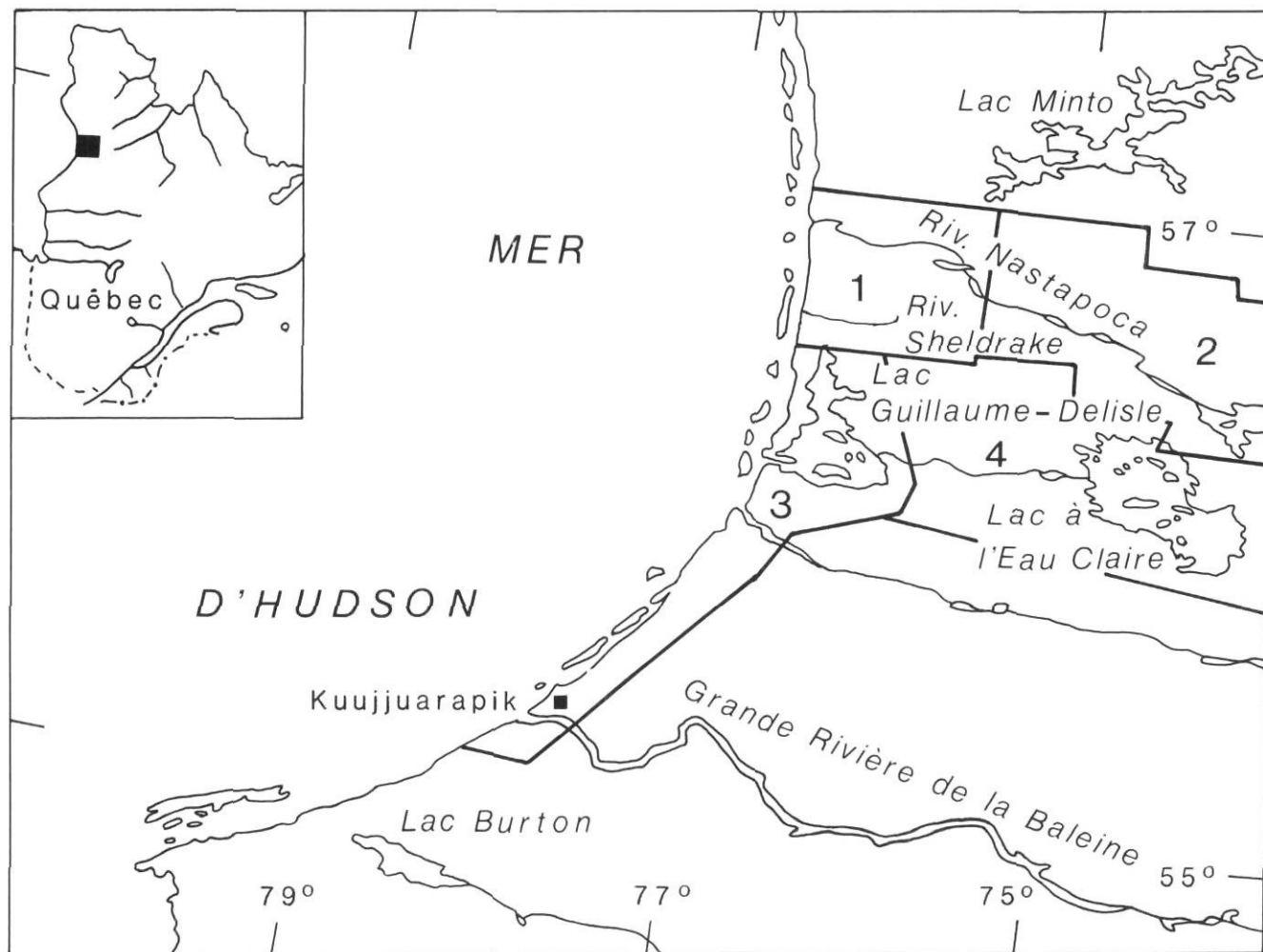


FIGURE 1. Localisation de la région étudiée: 1) aire cartographiée par les auteurs; 2) cartographie d'Hydro-Québec (1981); 3) aire couverte par HILLAIRE-MARCEL (1976); 4) aires de survol, photo interprétation et relevés ponctuels au sol.

Location of the study area: 1) area mapped by the authors; 2) area mapped by Hydro-Québec (1981); 3) area studied by HILLAIRE-MARCEL (1976); 4) areas seen by overflights, air photo analysis and scattered visits on the ground.

CHEV, 1982). La gneissosité et les principaux linéaments sont de direction générale est-ouest; les vallées et les crêtes rocheuses des interfluves sont orientées suivant cette dominante structurale. La partie sud-ouest de la région, au lac Guillaume-Delisle, comprend des formations protérozoïques volcano-sédimentaires appartenant à la province de Churchill et disposées en cuestas (CHANDLER et SCHWARZ, 1980). Ces cuestas et les reliefs escarpés qui s'alignent dans leur prolongement vers le nord forment une chaîne de collines parallèles à la côte et dont les sommets atteignent 300 m (KRANCK, 1951). Le plateau hudsonien à l'intérieur des terres est une pénéplaine qui s'étend à une altitude moyenne de 200-250 m (SEGUIN et ALLARD, 1984).

LE CONTEXTE QUATERNAIRE GÉNÉRAL

La déglaciation de la région étudiée se situe entre l'ouverture de la mer d'Hudson d'une part et la fonte finale des derniers lambeaux de l'inlandsis le long de la crête de dispersion de la péninsule d'Ungava, d'autre part. Dès 7900-8000 BP, il appert qu'une baie de vèlage avait ouvert, à même l'inlandsis, la mer d'Hudson du nord au sud en passant par l'ouest des îles Ottawa, permettant ainsi l'inondation des basses terres au sud-est de Kuujuarapik et autour de la baie James (CRAIG, 1969; LEE, 1968; DYKE *et al.*, 1982, 1983; HARDY, 1977, 1982). L'âge de la déglaciation des îles Ottawa est situé vers 7430 ± 180 BP (GSC-706) avec une relative certitude d'après les travaux d'ANDREWS et FALCONER (1969), qui fixe la déglaciation de la côte, dans la région d'Inukjuak, à une date quelque peu plus récente. Toujours le long de la côte, HILLAIRE-MARCEL (1976) estime l'âge de la déglaciation de la péninsule de Low au Lac Guillaume-Delisle à 7600 BP (^{14}C , coquilles).

Au nord-est de la région étudiée, la fonte du reste de l'inlandsis s'est faite un peu avant 5235 ± 185 BP (Gx-4961, RICHARD, 1981), si on se fie à l'âge minimal pour la vidange du lac glaciaire Minto (LAURIOL et GRAY, 1983; LAURIOL, 1982). À l'est, la fonte sur la crête de fusion finale du dôme du Labrador au lac Caniapiscou s'est faite entre 6200 BP et 5600 BP (RICHARD *et al.*, 1982; HUGUES, 1964).

MÉTHODES

Nous avons dressé la carte à 1/ 50 000 des formations superficielles d'une partie de la région, à savoir le cours inférieur de la rivière Nastapoca (34 C/16 et 34 B/13) et le bassin de la rivière Sheldrake (34 C/9 et 34 B/12). Quelques coupes stratigraphiques naturelles, surtout dans des versants de ravins, ont été levées dans cette partie du territoire. Une partie des 132 sondages géophysiques par la méthode de la résistivité électrique, réalisés dans ce secteur aux fins d'étude du pergélisol (SEGUIN et ALLARD, 1984), ont fourni des informations sur la stratigraphie et la puissance des couches de sédiments meubles. M. Clément Locat (HYDRO-QUÉBEC, 1981) a cartographié à 1/ 50 000 les formations quaternaires de tout le bassin de la Nastapoca, incluant le lac des Loups-Marins. Nous avons mené un levé altimétrique des anciennes lignes de rivage du lac à l'Eau Claire. Le reste du territoire fut abondamment survolé, et une cartographie sommaire des formes

liées à la limite marine fut dressée par photo-interprétation pour l'ensemble de la région (fig. 1).

Les données altimétriques présentées dans cette étude sont tirées des cartes topographiques à 1/ 50 000 avec équidistance des courbes de niveau de 20 m (10 m autour du lac à l'Eau Claire). Ces cartes présentent de plus de nombreux points cotés sur les sommets et les espaces plats qui, heureusement, correspondent très souvent à des surfaces de deltas et de terrasses. L'altitude de très nombreux lacs est aussi indiquée sur les cartes, de sorte qu'il est facile en se déplaçant en hydravion d'un lac à l'autre de mesurer très rapidement (5-15 minutes) l'altitude des deltas et des limites de délavage du till d'ablation avec un altimètre de précision sans que les variations de température aient le temps de fausser les lectures. Dans plusieurs cas, entre deux courbes de niveau, les altitudes ont été précisées à l'aide d'une barre à parallaxe sous un stéréoscope Wild St-4 avec lentilles 3 x. L'application de cette méthode à une quinzaine de sites mesurés à l'aide d'autres méthodes démontre que les erreurs sont plutôt faibles, soit de l'ordre de 2-3 m; on peut considérer ± 5 m comme la marge d'erreur à l'intérieur de laquelle les valeurs sont fiables.

LE GLACIAIRE ET LE FLUVIO-GLACIAIRE

Une seule direction générale d'écoulement glaciaire est manifeste dans la région, soit de l'est vers l'ouest (270°); les drumlins et les formes profilées, qui forment de vastes champs juste au-delà de la zone de transgression marine, sont presque tous orientés suivant cette direction (fig. 2). Les stries glaciaires mesurées sur les affleurements rocheux ont des directions variables de 247° à 285° , notamment dans les cuestas et les collines côtières où le relief vigoureux a dû localement dévier l'écoulement à la base du glacier. Autour du lac Sheldrake, les stries sont systématiquement orientées entre 255° et 260° ; cette orientation indique que l'écoulement local a pu être dévié en direction de l'importante dépression du lac Guillaume-Delisle, située à 15 km à l'ouest-sud-ouest. Sur un affleurement en bordure du lac, deux directions se croisent, soit 280° et 247° . La seconde direction est interprétée comme une déviation de l'écoulement local par suite de l'amincissement de la calotte à l'approche du fini-glaciaire.

Alors que le till de fond qui compose les formes drumlinoïdes contient une proportion importante de sables fins et de limons, la moraine d'ablation sur les collines rocheuses consiste en une multitude de blocs et de cailloux dispersés sur le terrain. Cette couverture rocailleuse est presque complètement érodée aux altitudes inférieures à la limite marine maximale.

Quelques dépôts sablo-graveleux de contact glaciaire existent sous forme de buttes sans orientation dominante le long de la rivière Nastapoca, à une altitude chevauchant la limite marine. Une petite moraine transversale à la vallée, observée à 14 km de la côte, contient un matériel sablo-graveleux très mal trié.

Au lac à l'Eau Claire, un dépôt de contact glaciaire troué de nombreux kettles obture une vallée dans le prolongement de la baie Crafton; cette accumulation se poursuit vers l'ouest par un épandage fluvio-glaciaire qui tapisse le fond des vallées

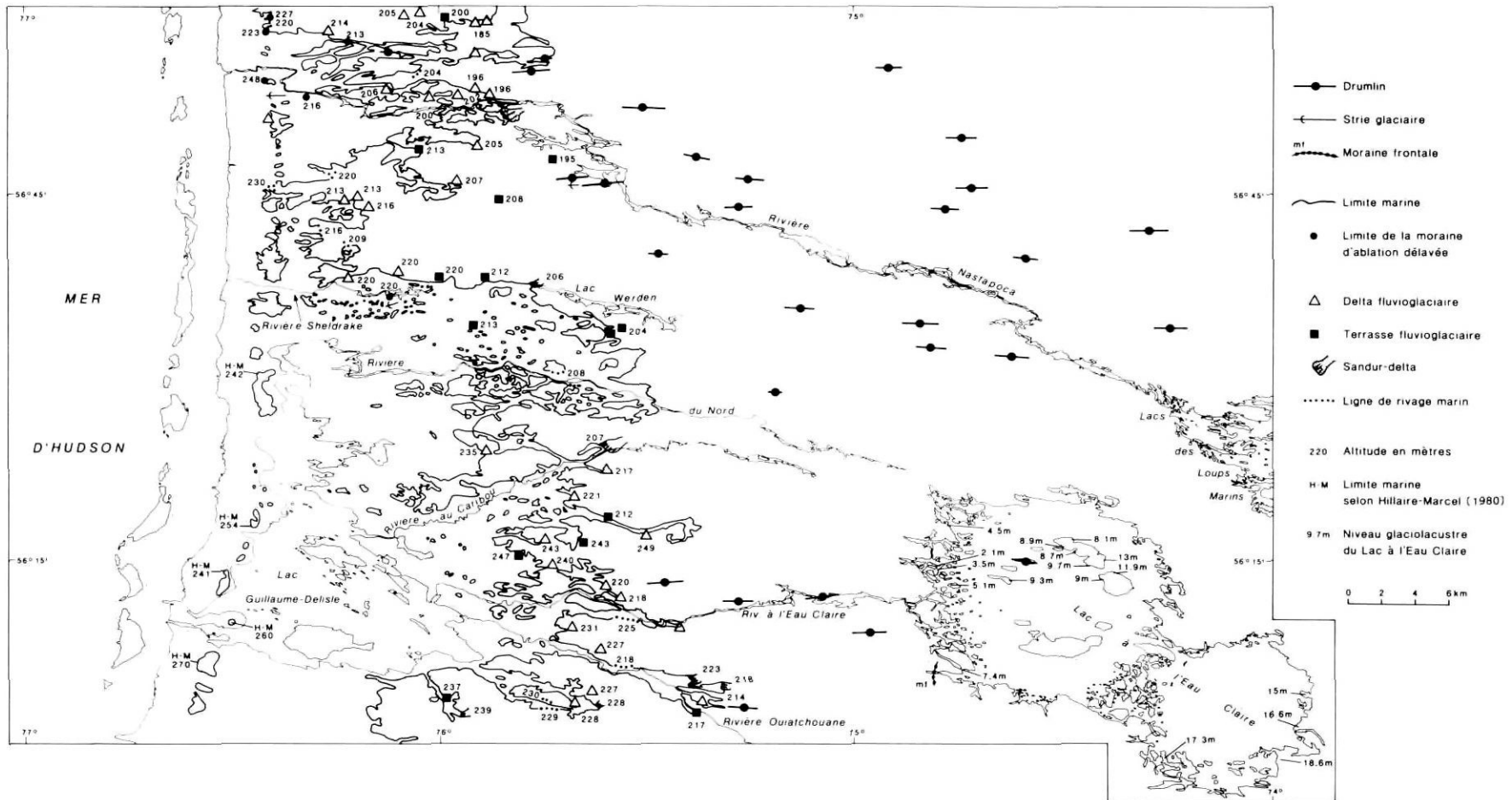


FIGURE 2. Directions d'écoulement glaciaire, altitudes de formes associées à la limite marine, tracé des limites de la zone inondée au maximum de la submersion et niveaux glacio-lacustres au lac à l'Eau Claire. Seuls quelques drumlins sélectionnés ici et là sur le territoire sont représentés.

Ice flow directions, elevation of features related to marine limit, contour of the area covered by Tyrrell Sea at maximum of transgression and levels of glacial lake à l'Eau Claire. Only a few drumlins have been selected here and there to show the general ice flow-direction.

rocheuses. L'altitude du dépôt glaciaire atteint 276 m, soit 39 m au-dessus du niveau du lac, tandis que la surface de l'épandage s'incline de 250 à 218 m, à une distance de 28 km en aval.

Enfin, une courte succession de cinq moraines de De Geer fut relevée vers 180 m d'altitude près de la rivière Nastapoca (fig. 3). La limite marine dans ce secteur est à environ 200-210 m et est rendue visible par une ligne de rivage qui remanie le versant des drumlins avoisinants. Ces moraines furent donc déposées sous à peine 30 m d'eau, soit à une profondeur suffisante pour assurer leur formation (VINCENT, 1977), mais assez faible pour ne pas être enfouies sous des sédiments marins. Mesuré sur le terrain, l'espacement moyen entre ces crêtes est de 108 m. Il s'agit d'un espacement faible en comparaison de celui qui existe entre les moraines annuelles du lac glaciaire Ojibway (ANTEVS, 1925; NORMAN, 1938) et de la mer de Tyrrell à l'est de la moraine de Sakami: 217 m en moyenne, selon VINCENT (1977). Ces quelques crêtes sont malheureusement les seuls indices géomorphologiques permettant une estimation du taux de recul annuel du front glaciaire. Si elles sont représentatives, elles indiquent un recul très lent du glacier dans la région, mais quand même compatible avec la valeur de 150 m/an estimée par HILLAIRE-MARCEL (1976) au lac Guillaume-Delisle. Ce recul lent pourrait s'expliquer par un relief local plus vigoureux, consistant en une alternance de crêtes rocheuses plus élevées que la limite marine et de profondes vallées. Ce relief est aussi plus élevé dans son ensemble que celui des régions plus nordiques, de Inukjuak à Akulivik, et au sud, à l'est de la baie James, où le relief bas et régulier permettait le recul d'un large front glaciaire dans la mer, comme l'illustrent dans ces régions les nombreuses moraines de De Geer (PREST *et al.*, 1968; HILLAIRE-MARCEL et VINCENT, 1980; LEE *et al.*, 1960).

Les plaines d'épandage fluvio-glaciaires deviennent plus abondantes à mesure qu'on pénètre à l'intérieur des terres, au point de former presque une « ceinture » le long de la limite extrême de pénétration marine. Ces plaines fluvio-glaciaires sont trouées ici et là de kettles. Certaines passent à des altitudes légèrement inférieures à la limite marine dans leur partie distale; des lignes de rivages y sont alors visibles. La plupart de ces plaines d'épandage sont de faible étendue et confinées dans des vallées rocheuses contrôlées par la structure géologique. Le plus important complexe fluvio-glaciaire, à proprement parler un sandur-delta (fig. 4), occupe la vallée de la rivière Nastapoca à la limite extrême de la zone d'invasion marine. Associé dans sa partie amont à une crête d'esker encadrée de kettles, ce sandur-delta se termine par un front d'allure deltaïque qui donne sur les sédiments marins directement en contrebas. Son altitude est de 204 m.

LA MER DE TYRRELL

ALTITUDE DE LA LIMITE MARINE

Outre la limite inférieure de la moraine d'ablation, les plus hauts cordons de blocs et un delta proglaciaire perché ont servi de repères de la limite marine dans les collines côtières. HILLAIRE-MARCEL (1976) a déjà réalisé une étude sur les variations de l'ancien plan aquatique le long de la côte de la mer d'Hudson, de Kuujuarapik au lac Guillaume-Delisle. Le



FIGURE 3. Moraines de De Geer, région de la rivière Nastapoca. De Geer moraines, Rivière Nastapoca area.

long des cuestas hudsoniennes ce plan s'incline de 315 m, au nord-est des îles Manitounouc, à environ 235 m, à l'extrémité nord de la péninsule de Low. Nos résultats dans les collines côtières jusqu'au 57°N montrent que cette inclinaison générale se poursuit jusqu'à environ 220 m. Cependant, quelques valeurs ne suivent pas cette tendance, comme la limite de délavage de la moraine d'ablation à 248 m, près de l'embouchure de la rivière Nastapoca. La difficulté d'établir clairement les aires de moraine délavée sur les pentes très escarpées et forcément sans blocs perchés dans les collines peut être une cause d'erreur (ARCHER, 1968, p. 157). D'autre part, il n'est pas impossible que le front glaciaire ait été pendant un certain temps retenu le long de ces collines, qui forment une barrière topographique importante, et que la limite marine soit variable de part et d'autre de la chaîne et autour de collines articulées. Des observations en ce sens furent faites dans la péninsule de Low (HILLAIRE-MARCEL et VINCENT, 1980, p. 60).

À l'intérieur du plateau, de nombreux deltas fluvio-glaciaires et terrasses assimilées marquent ici et là la limite marine. Inclus dans la ceinture de sandurs et de deltas le long de la frontière entre les sédiments marins et les sédiments glaciaires et fluvio-glaciaires, plusieurs de ces deltas, de petite superficie, sont à l'extrémité aval d'eskers discontinus (fig. 5). Affectés en surface de paléo-chenaux anastomosés, ils s'avancent dans des vallées où ils recouvrent parfois, selon les données géophysiques, des sédiments plus fins (fig. 6).

L'altitude de chacun de ces deltas est un excellent repère de la limite marine; aucune ligne de rivage ou dépôt littoral n'est à une altitude supérieure. La moraine d'ablation sur les collines qui encadrent ces deltas n'est pas délavée, si ce n'est pour un ou deux mètres immédiatement au-dessus de la surface graveleuse. LAURIOL (1982) a cartographié cette ceinture de deltas au nord de la région étudiée, du 59° au 57° parallèle. Des environs de la rivière Nastapoca, dans la partie nord de la région étudiée, jusqu'à la rivière à l'Eau Claire, au sud, l'altitude des deltas passe de 185 à 228 m. Leur distribution, ajoutée aux autres indices, comme les limites supérieures de délavage de la moraine d'ablation et les lignes de rivage, permet de reconstituer les plans d'inclinaison de la limite marine dans la région.

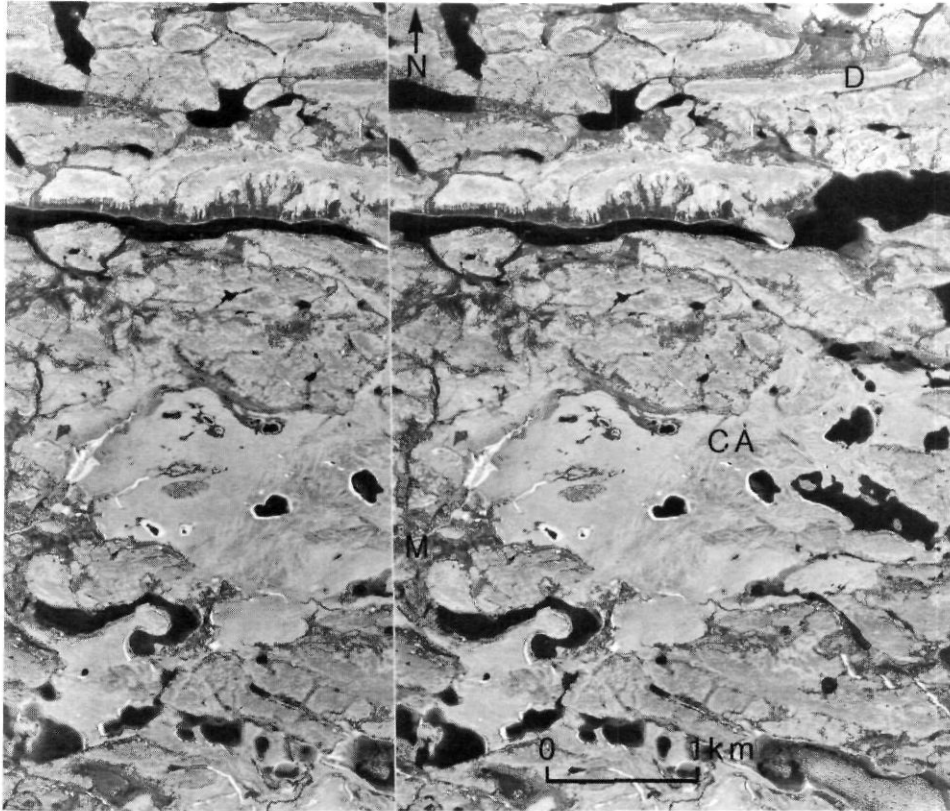


FIGURE 4. Stéréogramme partiel illustrant le sandur-delta de la rivière Nastapoca: CA: chenaux fluvioglaciaires anastomosés; M: sédiments marins pergélisolés; D: drumlins. Photo A15644 — 113-114, N.A.P.L.

Partial stereogram showing the sandur delta in Rivière Nastapoca Valley: CA: glaciofluvial braided channels; M: frozen marine sands and silts; D: drumlins.

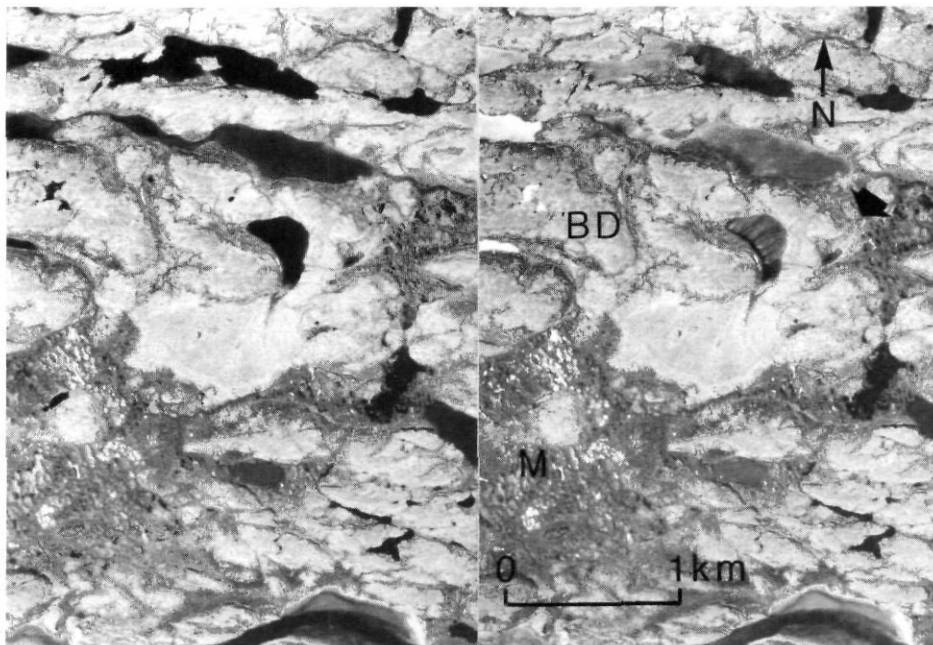


FIGURE 5. Stéréogramme montrant un delta fluvioglaciaire et la limite marine: BD: roc couvert de till; M: limons marins et tourbe en champ de palsas. La flèche indique des dépôts fluvio-glaciaires reliés à un esker. Pour la stratigraphie, voir fig. 6. Photo A15670 — 39-40, N.A.P.L.

Stereogram showing a glaciofluvial delta and the marine limit: BD: till covered bedrock; M: marine silty clays and peat in a palsa bog. Arrow points to small esker segments. For stratigraphy of this delta, see Fig. 6.

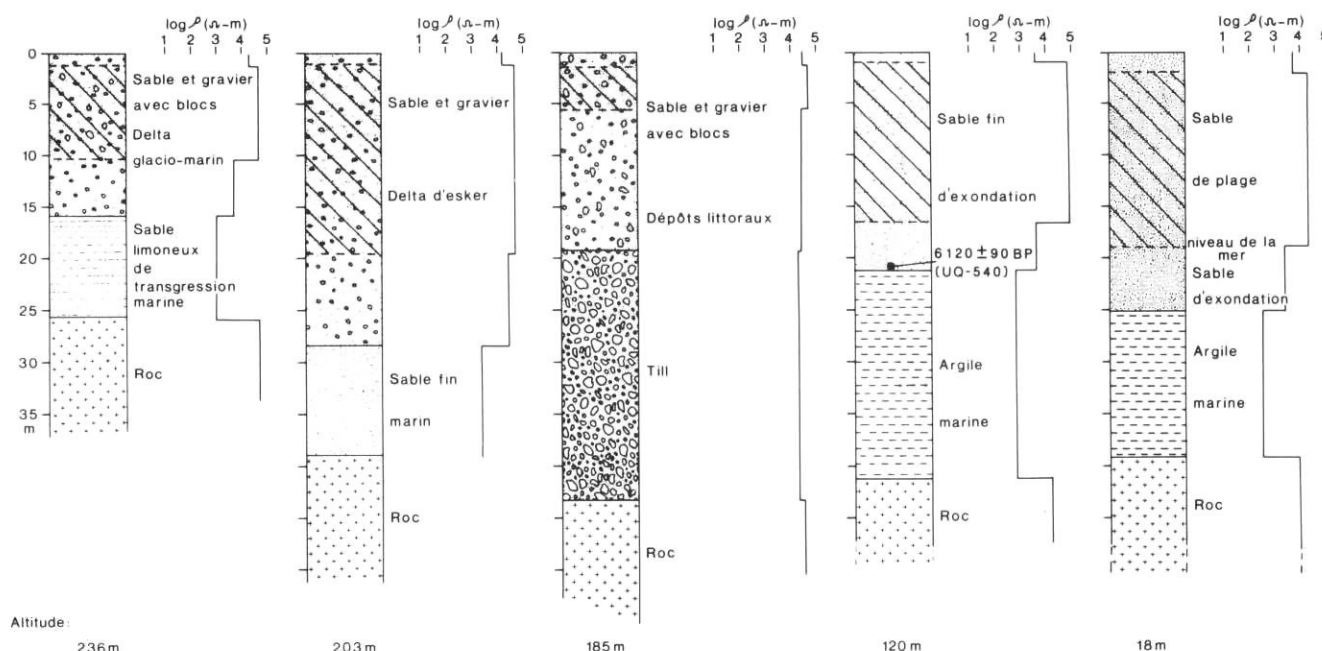


FIGURE 6. Profils stratigraphiques établis par des sondages de résistivité électrique. Les horizons hachurés sont pergélisolés.

Stratigraphic profiles interpreted from resistivity sounding curves. Hatched horizons are permafrost layers.

LES FORMES ET LES DÉPÔTS MARINS

Deux faciès marins principaux se distinguent aisément, à savoir les sédiments grossiers de rivage et les sédiments fins d'eau profonde. À cela s'ajoutent des sables fins et moyens bien triés de faciès d'eau peu profonde, disposés stratigraphiquement sur les argiles et que nous associons à la régression marine. Les plus hautes terrasses et les crêtes de plage sont accrochées aux versants de collines côtières et des cuestas où les successions de rivages forment des escaliers dans des amphithéâtres topographiques (HILLAIRES-MARCEL, 1976, 1980; HASELTON, 1970; STANLEY, 1939). Près de la rivière Nastapoca, la plus haute terrasse se situe sur un delta à 236 m d'altitude. Nous n'avons trouvé aucun coquillage fossile à ces altitudes dans les secteurs, forcément limités, que nous avons visités.

À l'intérieur des terres, où le fetch était court et confiné dans les vallées ennoyées, les dépôts littoraux ne consistent qu'en remaniements superficiels des tills de fond et des dépôts fluvio-glaciaires.

D'épaisses couches de sables bien classés (fig. 6) recouvrent des argiles contenues dans les vallées rocheuses sur le versant ouest des collines côtières; leur épaisseur est de l'ordre de 20 m. Plusieurs indices, à savoir leur position stratigraphique, leur tri qui exclut l'action des vagues de tempêtes, les figures de courants et les coquillages fossilisés d'eau peu profonde et non en position de vie, indiquent un paléo-environnement infra-littoral lié à l'exondation progressive de la côte. La stratigraphie décelée par sondage électrique (fig 6) a été vérifiée dans une coupe voisine d'où proviennent les fossiles datés.

Les sédiments d'eau calme consistent surtout en limons argileux déposés dans les vallées. Quelques sondages électriques ont permis d'établir que leur épaisseur dépasse parfois 85 m dans de profondes vallées rocheuses. Les minéraux dominants dans ces argiles (<2 μm) sont, par ordre d'importance décroissante: le quartz, les feldspaths, l'illite et la chlorite (résultats de cinq analyses par diffraction aux rayons X). On y trouve aussi un peu d'amphibole et, rarement, un petit peu de calcite.

L'INCLINAISON DU PLAN DE LA LIMITE MARINE ET LE RELÈVEMENT ISOSTATIQUE

La mer a pénétré plus profondément à l'intérieur des terres à l'est du lac Guillaume-Delisle, soit 83 km, qu'au nord (52 km) et à une altitude supérieure (fig. 2). La vitesse de déglaciation au lac Guillaume-Delisle fut estimée à 150 m/an par HILLAIRES-MARCEL (1976). Pour un recul de 75 à 80 km des cuestas au delta glacio-marin le plus éloigné sur la rivière à l'Eau Claire, la limite marine s'abaisse de 52 m (fig. 7). On peut ainsi estimer que la déglaciation d'un point à l'autre s'est faite en environ 500 ans, pendant lesquels le taux d'émersion fut d'environ 10,4 m/siècle. De même, le long de la rivière Nastapoca, la dénivelée entre le plus haut delta dans les collines (236 m) et la surface du sandur-delta 36 km à l'est (204 m) est de 32 m (fig. 7). Compte tenu d'un taux de recul de 108 m/an, selon les moraines de De Geer observées, on peut calculer un taux d'émersion de 9,6 m/siècle au cours de la déglaciation.

Des taux comparables, voire supérieurs, ont été mesurés à quelques reprises par la datation ¹⁴C des plus hautes lignes de rivage à l'île Somerset (DYKE, 1979a et b) et au Groenland

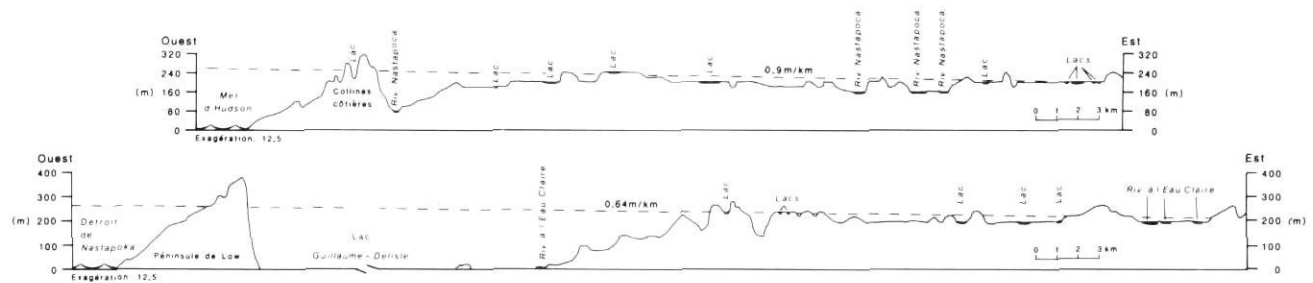


FIGURE 7. Profils topographiques ouest-est et plan de la limite marine: A) région de la rivière Nastapoca; B) lac Guillaume-Delisle — rivière à l'Eau Claire.

West-east topographic profiles with marine limit plane.

(TEN BRINK, 1974). L'approche utilisée dans la région étudiée apporte ainsi un complément d'information sur le relèvement isostatique et supplée partiellement à l'absence de matériel datable dans les plus hauts rivages tyrelliens.

La mer a donc pénétré dans les vallées des rivières du Nord, du Caribou, à l'Eau Claire et Ouatichouane jusqu'à mi-chemin environ entre le lac Guillaume-Delisle et le lac à l'Eau Claire (fig. 2 et 7). Le delta qui marque la limite d'invasion marine sur l'actuelle décharge du lac est à 220 m, alors que le lac est à un niveau de 237 m. On peut donc en déduire que le lac ne fut jamais en contact avec la mer, d'autant plus que, situé plus à l'est, il ne fut probablement déglacé que quelques siècles après la côte, qui était déjà en phase d'émersion rapide.

L'INCLINAISON NORD-SUD DU PLAN DE LA LIMITE MARINE

Si l'inclinaison ouest-est du plan de la limite marine s'explique par l'émersion synchrone à la déglaciation, l'inclinaison nord-sud est un phénomène plus complexe. On l'observe dans les collines côtières aussi bien que le long de la ceinture de deltas fluvio-glaciaires à la frange interne de la zone de transgression marine. Cette inclinaison se prolonge aussi bien au nord de la région étudiée (LAURIOL, 1982; LAURIOL et GRAY, 1983) qu'au sud, jusqu'à la latitude de la pointe Louis XIV (LEE *et al.*, 1960).

Deux causes peuvent expliquer cette remontée vers le sud des plus hauts niveaux marins: 1) une déglaciation un peu plus hâtive au sud, alors que le relèvement isostatique n'était encore que très partiellement réalisé; 2) une épaisseur de glace plus grande dans la région au sud-ouest de Kuujuarapik, responsable d'une compensation isostatique plus importante. Aussi bien les travaux de LAURIOL (*op. cit.*) que ceux d'ANDREWS et TYLER (1977) situent vers 6000 BP le maximum du relèvement post-wisconsinien dans une vaste région entre Kuujuarapik et le lac Caniapiscau. C'est là, selon HILLAIRES-MARCEL (1981), que durent se trouver les plus grandes épaisseurs de glace. Il est difficile avec les seules données actuelles de préciser la part relative de l'une ou l'autre cause dans le phénomène. Un nombre important de datations ^{14}C des deltas trancherait la question, mais tous ceux que nous avons visités (13 en tout) ne contenaient pas de dépôts fossilifères.



FIGURE 8. Lignes de rivage soulevées du lac à l'Eau Claire, bassin oriental.

Raised shorelines of glacial lake à l'Eau Claire, eastern basin.

LE LAC GLACIAIRE À L'EAU CLAIRE

Des lignes de rivages soulevées remanient les versants des îles et de quelques collines sur le pourtour du lac à l'Eau Claire, qui est un immense plan d'eau logé dans un bassin composé de deux dépressions circulaires d'origine météorologique; les deux cuvettes font une trentaine de kilomètres de diamètre chacune. Les paléo-rivages forment des crêtes de plages étagées qui remanient des dépôts fluvio-glaciaires sur les rives du bassin est du lac (fig. 8). Dans les îles du bassin ouest, qui sont en fait des drumlins à noyaux rocheux, ces lignes de rivages prennent surtout l'aspect d'une falaise morte taillée dans le till et, parfois, dans la brèche très friable; dans les zones plus graveleuses, comme dans une ancienne baie de l'île Lepage, un étagement de petites crêtes de plage marque l'abaissement progressif et saccadé du niveau lacustre. Par endroits, un alignement de blocs glaciels indique le niveau lacustre ancien. À l'extrémité ouest du lac, les rivages sont difficiles à observer et à inventorier parce qu'ils ne constituent plus que de petites banquettes basses autour d'îlots de till dans un secteur où le roc domine: ils sont donc moins développés comme c'est le cas à l'extrémité ouest du lac glaciaire Minto (LAURIOL et GRAY, 1983).

Aucun coquillage fossile ni sédiment fin d'eau profonde ou calme ne fut trouvé. Des données de forages non publiées et recueillies en 1963 par la Division de la physique du globe n'indiquent au fond du lac que la présence de « drift » suivant des épaisseurs de 2 à 30 m et reposant sur le roc; la morphologie à drumlinoïdes des îles devrait se poursuivre sous l'eau.

Nous avons mesuré l'altitude du plus haut rivage en dix-sept endroits, à l'aide d'un niveau électronique GDD. Toutes les mesures ont été prises à partir du niveau actuel du lac et en moins de 24 heures, de sorte qu'aucune fluctuation saisonnière du plan d'eau ne vienne fausser les données. Un facteur important d'imprécision réside dans la difficulté de déterminer la limite exacte de remaniement dans les dépôts fluvio-glaciaires par suite des nombreux replats qui affectent normalement ces complexes graveleux et de l'absence d'une différence de granulométrie facilement observable entre les dépôts originaux et les dépôts remaniés. Cependant, les différences d'altitude observées d'un bout à l'autre du lac ne laissent subsister aucun doute quant à l'inclinaison du plan d'eau glaciaire.

En effet, nonobstant quelques variations dans les îles selon l'exposition et le fetch, les plus hautes lignes de rivage de l'extrémité sud-est sont en moyenne à 16,8 m au-dessus du niveau lacustre actuel, tandis qu'à l'ouest l'altitude moyenne des paléo-rivages est de 3,8 m. L'inclinaison, de l'ordre de 0,25 à 0,30 m/km, du plan glacio-lacustre maximal est vers l'ouest, soit dans le même sens qu'au lac Minto plus au nord.

CHRONOLOGIE DE LA DÉGLACIATION

L'orientation des eskers, des sandurs-deltas, des drumlins et des rares moraines de De Geer observées indique que le front glaciaire se retirait d'ouest en est. Les datations sur coquillages et en haute altitude proviennent toutes des cuestas et des collines côtières. Par extrapolation, suivant le taux d'émersion à partir de la plus vieille datation d'espèces littorales, HILLAIRE-MARCEL (1976) estime que la déglaciation de la péninsule de Low s'est produite vers 7600 BP (années radiocarbones sur coquillages; équivaut à 8200 BP en années sidérales). On peut faire la même extrapolation à l'embouchure de la rivière Nastapoca à partir de la datation de 6700 ± 100 BP (UQ-547). L'échantillon, qui comprenait un mélange de coquilles brisées de *Hiatella arctica* et de *Mytilus edulis* fut recueilli dans une ostiole de toundra formée dans des sédiments limoneux, à 185 m d'altitude. Par rapport au niveau marin que représente le site, on peut estimer qu'il puisse s'agir d'un milieu d'estran, au bas de la zone intertidale; il est aussi possible que l'échantillon provienne d'un milieu infralittoral et soit corrélatif d'un niveau marin plus élevé. Néanmoins, le site est à 55 m en contrebas de la limite marine locale; avec un taux d'émersion de 10 m/siècle au temps de la déglaciation, la correction de 550 ans à apporter permet d'estimer l'âge maximal de la limite marine à 7300 BP (années ¹⁴C) environ. Tout ce que ces approximations permettent de suggérer est une déglaciation un peu plus tardive de quelques siècles dans la partie nord de la région étudiée. Le versant intérieur des collines côtières dans le secteur de la rivière Nastapoca aurait ainsi été déglacé à peu près au moment

où le front glaciaire était sur la rive est du lac Guillaume-Delisle, temps à partir duquel le front aurait reculé vers l'est sans s'arrêter, permettant ainsi une pénétration marine dans les vallées, jusqu'à environ 40 km à l'intérieur des terres.

Un échantillon de coquilles d'espèces mélangées recueilli dans une coupe a servi à dater une terrasse marine édiflée dans des sables d'exondation, à 140 m d'altitude. L'âge obtenu, 6120 ± 90 (UQ-540) est en accord avec les courbes d'émersion régionales (HILLAIRE-MARCEL, 1976, ALLARD et TREMBLAY, 1983).

Vingt-sept datations sur des tourbes basales sont disponibles pour la région étudiée. De telles dates ne fournissent que des âges minimaux de la déglaciation ou de l'émersion locale, selon les endroits. À une exception près (tabl. I), les plus vieilles datations varient entre 5500 et 6100 BP, et ce pour des altitudes comprises entre 170 m et 180 m dans les vallées des rivières Nastapoca et Sheldrake.

Les datations du lac à l'Eau Claire sont plus jeunes; elles proviennent d'une tourbe de base développée sur de petits îlots au centre du lac. L'échantillon de 5050 BP était à 1 m au-dessus du niveau actuel du lac, et cet âge doit être considéré comme un minimum pour le rajustement isostatique du lac glaciaire à l'Eau Claire au niveau horizontal actuel. En accordant deux ou trois siècles à la réalisation du réajustement, on doit fixer à environ 5300 BP l'âge minimal de la déglaciation pour la région du lac. Cet âge est d'au moins 800 ans trop jeune par rapport aux taux de recul estimés pour le front glaciaire; on peut considérer un début d'entourbement postérieur de quelques siècles à l'émersion du site.

Par ailleurs, la tourbe de base est en général un mauvais matériau de datation pour deux phénomènes progressifs dans le temps et dans l'espace, à savoir le recul du front glaciaire et l'émersion. Une origine paléo-climatique, par exemple, des conditions atmosphériques plus tièdes et humides favorables à la croissance de tourbières, doit plutôt être envisagée pour l'entourbement de plusieurs sites, sans trop d'égards à leur altitude ou à leur substrat minéral. Ainsi, les deux sites datés sur dépôts fluvio-glaciaires à la limite marine furent entourbés à peu près en même temps (5600-6000 BP) que les sites sur argile, 30-40 m plus bas (tabl. I). Il en va de même pour les autres tourbières plus jeunes, susceptibles d'avoir été engendrées consécutivement à des périodes climatiques favorables (PAYETTE, 1984), plutôt que par la seule émersion de leur substrat.

À notre avis, la datation QU-143 de 7760 ± 130 BP doit être exclue de l'analyse. Effectuée sur un spécimen de tourbe basale prélevé à 185 m d'altitude et à 25 km à l'intérieur des terres dans un secteur où la limite marine est à 215 m, elle implique une déglaciation très hâtive, qui ne semble pas cadrer avec les autres données. L'échantillon UQ-547 sur coquilles, âgé de 6700 ± 100 BP, fut recueilli à la même altitude. Même en corrigeant l'âge ¹⁴C brut de la datation des coquilles pour le fractionnement isotopique (+ 410 ans selon un δ¹³C estimé à 0/00 et vérifié sur les échantillons UQ-545 et UQ-863, tabl. I), il reste une différence de 500 ans entre les deux datations; on en conclut que vers 7700 le site devait encore être du moins submergé ou, plus probablement, englacé. Une source

TABLEAU I
Liste des datations au ¹⁴C

Âge	± 1σ	N°	Altitude	Longitude W	Latitude N	Remarques
a) Tourbes basales						
1755	110	Qc-1346	239 m	74°30'	56°12,5'	Tourbe en tablier sur crête de blocs glaciels au lac à l'Eau Claire
1910	90	Qu-1175	238 m	"	"	<i>idem</i>
1950	90	Qu-141	13 m	?	?	Tourbe basale, lac Guillaume-Delisle
2140	120	Qc-1370	239 m	74°30'	56°12,5'	<i>idem</i>
2900	130	Qc-1345	239 m	"	"	<i>idem</i>
2970	90	Qu-1176	238 m	"	"	<i>idem</i>
3070	90	I-13134	170 m	76°24'	56°53'	Base d'un lit de tourbe enfoui dans le pergélisol, rivière Nastapoca
3825	120	Qc-1347	240 m	74°30'	56°12,5'	Tourbe en tablier sur till, île du lac à l'Eau Claire
3940	130	Qc-1348	239 m	"	"	Tourbe en tablier sur crête de blocs glaciels
4115	135	Qc-1344	241 m	"	"	Tourbe en tablier sur îlot de till, lac à l'Eau Claire
4195	110	Qc-1333	239 m	"	"	<i>idem</i>
4320	120	UQ-630	170 m	76°24'	56°53'	Base de tourbe sur palse, rivière Nastapoca
4470	120	Qc-1335	243 m	74°30'	56°12,5'	Tourbe en tablier sur l'île du lac à l'Eau Claire
4790	100	I-13334	185 m	76°01'	56°37'	Tourbe sur sable marin (palse), rivière Sheldrake
4920	?	Lv-698	140 m	75°54'	56°11,5'	Tourbe sur limon marin (palse) (HEIM, 1976)
4960	?	Qu-140	140 m	"	"	<i>idem</i>
5050	100	Qc-1342	240 m	74°30'	56°12,5'	Tourbe en tablier sur roc, île du lac à l'Eau Claire
5240	160	I-13409	180 m	76°07,5'	56°37'	Tourbe basale sur argile marine, lac Sheldrake, palse
5350	110	I-13129	170 m	76°12'	56°52,5'	<i>idem</i> , rivière Nastapoca
5520	160	UQ-622	170 m	76°22,5'	56°52,5'	<i>idem</i>
5550	110	I-13333	210 m	76°00,5'	56°37,7'	Tourbe sur limon au sommet d'un delta fluvio-glaciaire à la limite marine, rivière Sheldrake
5600	110	I-13405	190 m	75°47,5'	56°37,5'	Tourbe sur sable, lac Werden
5680	110	I-13335	180 m	76°07,5'	56°37'	Tourbe sur argile marine, palse, lac Sheldrake
5690	110	I-13336	180 m	76°09,5'	56°37'	<i>idem</i>
5840	150	I-13130	170 m	76°23'	56°52,5'	Tourbe sur argile, palse, rivière Nastapoca
6080	120	I-13406	180 m	76°23'	56°52,5'	<i>idem</i> , lac Sheldrake
7760	130	Qu-143	186 m	ca 76°15'	56°50'	Palse, tourbe sur argile (LARAREC, 1980)
b) bois						
5440	110	I-13423	180 m	76°07,5'	56°37'	Bois à 20 cm sous la base de la tourbe, dans des limons, même site que I-13409
5810	120	I-13131	170 m	76°23'	56°52,5'	Bois à la base de la tourbe, même site que I-13130
c) coquillages (excluant les datations du lac Guillaume-Delisle publiées par HILLAIRE-MARCEL, 1976 <i>et sub.</i>)						
5200	300	UQ-863	95 m	76°10,5'	56°32'	Coquilles brisées, diamicton argileux dans une palse, rivière du Nord, lac Guillaume-Delisle
6120	90	UQ-540	118 m	76°29'	56°53,5'	Sables infra-littoraux; δ ¹³ C = -0,3‰; <i>Hiattella arctica</i> et <i>Mytilus edulis</i>
6600	90	UQ-545	120 m	76°25,5'	56°53,5'	Argile marine; <i>Hiattella a.</i> et <i>Mytilus e.</i> ; δ ¹³ C = 1,6‰
6700	100	UQ-547	185 m	76°26,5'	56°54'	<i>idem</i>

quelconque de contamination en carbone plus vieux ou une erreur dans le processus de datation doivent être envisagées.

CONCLUSION

Il appert que dans la partie nord de la région étudiée, le recul vers l'est du front glaciaire était un peu plus lent que dans la région du lac Guillaume-Delisle et que la déglaciation se soit faite avec un décalage de quelques siècles, selon toute probabilité. Ce décalage, ajouté au relèvement différentiel incliné vers un centre d'allègement maximal au sud-ouest de

la région étudiée a contribué à l'inclinaison sud-nord du plan de la limite marine. L'inclinaison ouest-est de ce plan, partout dans la région étudiée, s'explique facilement par l'émersion contemporaine au recul du front glaciaire.

Le lac glaciaire à l'Eau Claire se serait rétabli à un niveau voisin du niveau moderne quelques centaines d'années avant le lac glaciaire Minto (5235 BP et un peu plus; LAURIOL et GRAY, 1983). La décharge de ce lac devait être dans la mer de Tyrrell par-dessus le même seuil rocheux qu'aujourd'hui, et seul le déséquilibre isostatique différentiel pendant la déglaciation peut expliquer l'ancien plan lacustre.

La cartographie des dépôts quaternaires devrait être réalisée pour combler les vides aussi bien dans la région étudiée que vers l'est, jusque dans la zone de fusion finale de l'inlandsis. Une échelle moyenne, par exemple 1/125 000, offrirait une information suffisante tout en assurant qu'aucune forme ou dépôt important ne soit négligé. De plus, une attention spéciale devrait être accordée dans les recherches futures aux paléorivages glacio-lacustres qui existent apparemment autour de plusieurs grands lacs jusqu'au lieu de fonte finale (RICHARD *et al.*, 1982; ANDREWS et TYLER, 1977). Leur étude exhaustive pourrait peut-être compléter les données isostatiques marines et contribuer à l'élaboration d'un modèle plus complet de la répartition des charges glaciaires au Québec-Labrador durant le Wisconsinien supérieur.

REMERCIEMENTS

Les auteurs ont bénéficié de l'appui de plusieurs personnes sur le terrain. M. Germain Tremblay fit un stage au camp de la rivière Nastapoca à l'été 1982 ainsi que le technicien Fernando Sheriff. Richard Lévesque, étudiant, a participé aux deux saisons de terrain. Ont participé à l'été 1982: M^{mes} Sylvie Despaties et Linda Dion et MM. Thierry Gnao et Yves Bélanger; en 1983: M^{mes} Jacqueline Bouchard, Doris Couture, Line Lafrenière et MM. René Blais et Louis Thibault. Les figures furent dessinées par Yvan P. Grenier. M. Serge Payette a mis à notre disposition les datations de la région du lac à l'Eau Claire. Les auteurs ont bénéficié du soutien financier du Conseil de recherches en sciences naturelles et génie du Canada et du fonds de formation de chercheurs et d'action concertée (F.C.A.C.) du Québec. Nous remercions Hydro-Québec et plus particulièrement M. Clément Locat, pour la mise à notre disposition des cartes de dépôts meubles du bassin de la rivière Nastapoca de même que M. Langis Plante, étudiant gradué en géologie à l'Université Laval, qui nous a fourni copie de données de forages réalisés par la Division de la physique du globe au lac à l'Eau Claire. Les auteurs remercient spécialement les deux lecteurs critiques et la rédaction de la revue pour leurs suggestions très pertinentes.

RÉFÉRENCES

- ALLARD, M. et TREMBLAY, G. (1983): La dynamique littorale des îles Manitounuk durant l'Holocène, *Zeitschrift für Geomorphologie*, suppl. Bd. 47, p. 61-95.
- ANDREWS, J. T. et FALCONER, G. (1969): Late glacial, postglacial history and emergence of the Ottawa Islands, Hudson Bay, Northwest Territories: Evidence on the deglaciation of Hudson Bay, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, p. 1263-1276.
- ANDREWS, J. T. et TYLER, K. (1977): The observed postglacial recovery of Québec and Nouveau-Québec since 12000 BP, *Géographie physique et Quaternaire*, 31 (3-4), p. 389-400.
- ANTEVS, E. (1925): *Retreat of the last ice sheet in eastern Canada*, Geological Survey of Canada, memoir 146, 142 p.
- ARCHER, D. R. (1968): The upper marine limit in the Little Whale river area, New-Quebec, *Arctic*, 21, p. 153-160.
- AVRAMTCHEV, L. (1982): *Catalogue des gîtes minéraux du Québec, Région de la baie d'Hudson, Québec*, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service de la géoinformation, DPV-926, 13 p., carte polychrome à 1/ 125 000.
- CHANDLER, F. W. et SCHWARZ, E. S. (1980): Tectonics of the Richmond Gulf area, northern Quebec — a hypothesis, *Current Research*, part C, Geological Survey of Canada, paper 80-1C, p. 59-68.
- CRAIG, B. G. (1969): Late glacial and postglacial history of the Hudson Bay region, *Geological Survey of Canada*, paper 68-53, p. 63-77.
- DYKE, A. S. (1979a): Radiocarbon-dated Holocene emergence of Somerset Island, Central Canadian Arctic, *Current Research*, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 307-318.
- (1979): Glacial geology of northern Boothia peninsula, District of Franklin, *Current Research*, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 385-394.
- DYKE, A. S., DREDGE, L. A. et VINCENT, J.-S. (1982): Configuration and dynamics of the Laurentide Ice Sheet during the late Wisconsin maximum, *Géographie physique et Quaternaire*, 36 (1-2), p. 5-14.
- DYKE, A. S., DREDGE, L. A. et VINCENT, J.-S. (1983): Reply to comments by J. T. Andrews on «Configuration and dynamics of the Laurentide Ice Sheet during the Late Wisconsin maximum», *Géographie physique et Quaternaire*, 37 (1), p. 119.
- HARDY, L. (1977): La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James, *Géographie physique et Quaternaire*, 31 (3-4), p. 261-274.
- (1982): Le Wisconsinien supérieur à l'est de la Baie de James (Québec), *Naturaliste canadien*, 109 (3), 333-351.
- HASELTON, G. M. (1970): Marine beach investigations in the Richmond Gulf area, eastern Hudson Bay, Québec (part of 34 C), *Geological Survey of Canada*, Paper 70-1A, p. 174-175.
- HEIM, J. (1976): Étude palynologique d'une palse de la région du Golfe de Richmond (Nouveau-Québec, Canada), *Cahiers de géographie de Québec*, 20 (50), p. 221-238.
- HILLAIRES-MARCEL, C. (1976): La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson, *Cahiers de géographie de Québec*, 20 (50), p. 185-220.
- (1980): Multiple component post-glacial emergence. Eastern Hudson Bay, Canada, in N. A. Mörner, édit., *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*, Toronto, Wiley & Sons, p. 215-230.
- (1981): Continental ice complexes: distinction between centres of outflow and centres of loading of the crust — example of the eastern Laurentide Ice-Sheet, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 25 (2), p. 225-228.
- HILLAIRES-MARCEL, C. et VINCENT, J.-S. (1980): *Stratigraphie de l'Holocène et évolution des lignes de rivages au sud-est de la baie d'Hudson, Canada*, Paléo-Québec, n° 11, 165 p.
- HUGHES, O. L. (1964): *Surficial geology, Nichicun-Kaniapiskau map-area, Québec*, Geological Survey of Canada, Bulletin 106, 20 p.
- HYDRO-QUÉBEC (1981): *Projet rivière Nastapoca; photo-géologie. Série de cartes au 1/ 50 000 monochromes couvrant le bassin de la rivière Nastapoca*, Direction des projets de centrales, Service de géologie et de tectonique.
- KRANCK, S. H. (1951): On the geology of the east coast of Hudson Bay and James Bay, *Acta Geographica* (Helsinki), 11 (51-52), p. 1-77.
- LAGAREC, D. (1980): *Étude géomorphologique de paises et autres buttes cryogènes en Hudsonie, Nouveau-Québec*, Québec, Université Laval, thèse de doctorat, 290 p.

- LAURIOL, B. (1982): *Géomorphologie quaternaire au sud de l'Ungava*, Paléo-Québec, n° 15, 174 p.
- LAURIOL, B. et GRAY, J. T. (1983): Un lac glaciaire dans la région du lac Minto Nouveau-Québec, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, p. 1488-1492.
- LEE, H. A. (1968): Quaternary geology, in C. S. Beals, édit., *Science, History and Hudson Bay*, Dept. of Energy, Mines and Resources, Ottawa, p. 503-542.
- LEE, H. A., EADE, K. E. et HEYWOOD, W. W. (1960): *Surficial geology, Sakami Lake (Fort-George — Great Whale Area) New Quebec*, Map 52-1959, Geological Survey of Canada, 1/ 506 588.
- NORMAN, G. W. H. (1938): The last Pleistocene ice-front in Chibougamau district, Quebec, *Transactions of the Royal Society of Canada*, ser. 3, sect. IV, vol. 32, p. 69-86.
- PAYETTE, S. (1984): Peat inception and climatic change in northern Quebec, in N. A. Mörner and W. Karlen, édit., *Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis*, Stockholm, O. Reidel Publ. Co., p. 173-179.
- PREST, V. K., GRANT, D. R. et RAMPTON, V. N. (1968): *Glacial map of Canada*, Geological Survey of Canada, map 1253A, 1/ 5 000 000, polychrome.
- RICHARD, P. J. H. (1981): *Paléophytogéographie post-glaciaire en Ungava par l'analyse pollinique*, Paléo-Québec, n° 13, 153 p.
- RICHARD, P. J. H., LAROUICHE, A. et BOUCHARD, M. A. (1982): Âge de la déglaciation finale et histoire post-glaciaire de la végétation dans la partie centrale du Nouveau-Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 36 (1-2), p. 63-90.
- SEGUIN, M. K. et ALLARD, M. (1984): Le pergélisol et les processus thermokarstiques de la région de la rivière Nastapoca, Nouveau-Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 38(1), p. 11-25.
- STANLEY, G. M. (1939): Raised beaches on east of James and Hudson Bays, *Geological Society of America Bulletin*, 50, p. 1936-1937.
- TEN BRINCK, N. W. (1974): Glacio-isostasy: new data from West Greenland and geophysical implications, *Geological Society of America Bulletin*, 85, p. 219-228.
- VINCENT, J.-S. (1977): *Le Quaternaire récent de la région du cours inférieur de la Grande Rivière, Québec*, Commission géologique du Canada, étude 76-19, 20 p.