

La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James

Deglaciation, and lacustrine and marine episodes on the Québec portion of the James Bay lowlands

Léon Hardy

Volume 31, numéro 3-4, 1977

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/1000277ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/1000277ar>

[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

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), 261–273. <https://doi.org/10.7202/1000277ar>

Résumé de l'article

Les relevés de terrain et l'étude photo-géomorphologique révèlent que le secteur glaciaire du Labrador s'est scindé en deux au droit de la moraine d'Harricana et que par la suite ces deux calottes résiduelles, appelées respectivement glacier du Nouveau-Québec et glacier d'Hudson, se sont retirées l'une vers le nord-est et l'autre vers le nord-ouest au contact des eaux profondes du lac Ojibway. Cette masse d'eau a eu pour effet d'accélérer le retrait des glaciers dont la marge flottait localement à la manière des plates-formes de glace. Le retrait du glacier du Nouveau-Québec fut entrecoupé de courtes pauses et d'un arrêt majeur défini par la moraine de Sakami qui recoupe l'extrémité nord-est des basses terres de la baie de James. Trois récurrences du glacier d'Hudson ont affecté le secteur sud-ouest des basses terres et deux de ces mouvements appartiennent aux réavancées de Cochrane. L'étude de séquences varvées et les caractéristiques du till indiquent qu'il s'agit de crues glaciaires d'une glace partiellement flottée. Le lac Ojibway s'est étendu vers l'est jusqu'à la moraine de Sakami et au-delà de la Grande Rivière vers le nord. Il s'est probablement drainé vers le nord à la hauteur du 80° de longitude ouest. La mer de Tyrrell, qui a submergé les basses terres de la baie de James et de la mer d'Hudson, a atteint l'altitude de 290 m sur le versant est et de 198 m sur le versant sud. La vidange du lac, l'invasion marine et l'arrêt de Sakami sont datés à 7900 ans BP, alors que les réavancées de Cochrane I et II ont atteint leur position maximale, il y a 8200 ans et 7975 ans.

LA DÉGLACIATION ET LES ÉPISODES LACUSTRE ET MARIN SUR LE VERSANT QUÉBÉCOIS DES BASSES TERRES DE LA BAIE DE JAMES

Léon HARDY, Laboratoires Ville-Marie, inc., 1200 ouest, boul Saint-Martin, Laval, Québec H7S 2E4.

RÉSUMÉ Les relevés de terrain et l'étude photo-géomorphologique révèlent que le secteur glaciaire du Labrador s'est scindé en deux au droit de la moraine d'Harricana et que par la suite ces deux calottes résiduelles, appelées respectivement glacier du Nouveau-Québec et glacier d'Hudson, se sont retirées l'une vers le nord-est et l'autre vers le nord-ouest au contact des eaux profondes du lac Ojibway. Cette masse d'eau a eu pour effet d'accélérer le retrait des glaciers dont la marge flottait localement à la manière des plateformes de glace. Le retrait du glacier du Nouveau-Québec fut entrecoupé de courtes pauses et d'un arrêt majeur défini par la moraine de Sakami qui recoupe l'extrémité nord-est des basses terres de la baie de James. Trois récurrences du glacier d'Hudson ont affecté le secteur sud-ouest des basses terres et deux de ces mouvements appartiennent aux réavancées de Cochrane. L'étude de séquences varvées et les caractéristiques du till indiquent qu'il s'agit de crues glaciaires d'une glace partiellement flottée. Le lac Ojibway s'est étendu vers l'est jusqu'à la moraine de Sakami et au-delà de la Grande Rivière vers le nord. Il s'est probablement drainé vers le nord à la hauteur du 80° de longitude ouest. La mer de Tyrrell, qui a submergé les basses terres de la baie de James et de la mer d'Hudson, a atteint l'altitude de 290 m sur le versant est et de 198 m sur le versant sud. La vidange du lac, l'invasion marine et l'arrêt de Sakami sont datés à 7900 ans BP, alors que les réavancées de Cochrane I et II ont atteint leur position maximale, il y a 8200 ans et 7975 ans.

ABSTRACT *Deglaciation, and lacustrine and marine episodes on the Québec portion of the James Bay lowlands.* Combined evidence of field data and photo-geomorphology shows that the Labrador sector of the Laurentide ice sheet became divided along the Harricana Moraine and that the two resulting residual ice caps retreated northeasterly and northwesterly in contact with the deep waters of Lake Ojibway. The ice recession was accelerated by the presence of the lake and the ice margin was floated locally. The retreat of the New-Québec ice was broken by short halts and by a longer standstill shown by the Sakami Moraine which traverses the northeast border of the James Bay lowlands. Three significant readvances of the Hudson ice have been observed in the southwest portion of the lowlands. Two of those movements are identified as Cochrane readvances. Varves data and till characteristics indicate glacial surges of a locally grounded ice shelf. Lake Ojibway extended easterly as far as the Sakami Moraine and northerly beyond La Grande Rivière, and drained probably along longitude 80°W. The Tyrrell Sea reached an elevation of 290 m east of James Bay and 198 m south of it. The drainage of the lake, the marine invasion and the Sakami standstill are dated 7900 C¹⁴ years BP. Cochrane I and II surges reached their maximum extent 8200 and 7975 years ago.

РЕЗЮМЕ ОТСТУПАНИЕ ЛЕДНИКОВ, ОЗЕРНЫЕ И МОРСКИЕ ЭПИЗОДЫ В КВЕБЕКЕ В ВОДОСБОРНОМ БАССЕЙНЕ НИЗМЕННОСТИ БУХТЫ ДЖЭЙМС. Фото-геоморфологический анализ и изучение земляного покрова показали что ледниковый сектор Лабрадора разделился на две части у крутопадающего пласта морены по названию Харрикана. После этого, образовавшихся два остаточных купола, при соприкосновении с глубинными водами озера Ожибвей, отступили. Тот купол который называется ледник Нуво-Квебек отступил на северо-восток, а другой, именуемый ледник Гудсон, на северо-запад. Эта масса воды (озеро Ожибвей) способствовала ускорению тех же ледников края которых локально флотировали наподобие ледяных платформ. Отступление ледника Нуво-Квебек было прервано несколькими короткими и одной крупной остановкой. Эта остановка произошла из-за морены Саками которая перерезала северо-восточный край низменности бухты Джэймс. Три возврата ледника Гудсон оставили печать на юго-западном участке упомянутой низменности. Два этих движения соответствуют продвижкам ледника Кохран. Анализ последовательностей ленточных глин и анализ свойства тиллей указывают что речь идет о ледниковых паводках частично сплывшего льда. Озеро Ожибвей простиралось на восток до морены Саками и на север за рекой Гранд. Вероятно оно дренировало в направлении до 80ого градуса западной долготы. Море, по названию Тиррелл, которое затопило низменности бухты Джэймс и низменности моря Гудсон, имело глубину в 290метров в восточном водосборном бассейне и в 198метров в южном бассейне. Выливание озера, прорыв морской воды и остановка из-за морены Саками датируются 7900 лет тому назад. Первая и вторая продвижки ледника Кохран достигли своих максимальных позиций 8200 и 7975 лет тому назад.

INTRODUCTION

Les basses terres de la baie de James ont subi une évolution morphologique complexe au Tardiglaciaire. Sur le versant québécois, cette complexité est liée à la position de la région au lieu de scission du glacier du Labrador, aux réavancées de Cochrane et de Rupert, et à la présence de profondes masses d'eau au contact des marges glaciaires en récession.

La présente contribution a pour but de présenter une reconstitution cohérente de l'histoire géomorphologique du territoire au Tardiglaciaire par une analyse des événements replacés dans l'ordre chronologique, et de préciser les particularités du milieu dans lequel ces événements se sont produits.

Le territoire considéré s'étend du sud au nord entre la latitude 49°40'N et la Grande Rivière (lat. 53°45'N) et d'est en ouest, de la longitude 77°00'O jusqu'à la frontière interprovinciale (long. 79°31'O) (fig. 1). Ces limites encadrent grossièrement un terrain bas et peu accidenté formant une ceinture de 90 à 150 km de largeur autour de la côte québécoise de la baie et que nous appelons les basses terres de la baie de James. La superficie du territoire est d'environ 65 000 km² 1.

CARACTÉRISTIQUES DU MILIEU

Les basses terres de la baie de James représentent une unité physiographique caractérisée par une altitude faible, une topographie d'ensemble légèrement ondulée et une importante couverture meuble. L'altitude maximum du terrain atteint entre 250 et 275 m à l'intérieur des terres avec quelques sommets dépassant 300 m. La surface est inclinée vers la baie suivant une pente régulière, d'allure convexe, dont l'inclinaison varie de quelques centimètres par kilomètre à 2,6 m/km, pour une moyenne de 1,7 m/km. Le relief maximum, à l'intérieur de corridors de 10 km de largeur orientés perpendiculairement aux courbes de niveau à la hauteur des latitudes N51°50' et 53°20', est de l'ordre de 20 à 30 m près de la côte mais s'accroît à 70-80 m aux limites orientales des basses terres. Sur le versant sud, le relief maximum excède rarement 30 m.

Les assises rocheuses sont constituées d'ensembles volcano-sédimentaires comprenant principalement des laves basaltiques, des amphibolites et des paragneiss à biotite et à hornblende, recoupés par des roches plutoniques où les granites, les gneiss granitiques et les granodiorites dominant (EADE, 1966; REMICK, 1963, 1964, 1969). Les formations sédimentaires qui affleurent sur une grande partie du versant ontarien se prolongent sur le côté québécois, au sud de la baie de Rupert.

1. Cette étude résume quelques chapitres d'une thèse de doctorat préparée sous la direction de J. T. Parry et présentée à la Faculty of Graduate Studies and Research, McGill University (HARDY, 1976).

Elles sont constituées de dolomie, calcaire, grès et siltstone d'âge silurien, avec possiblement un grès et un siltstone du Mésozoïque (REMICK, GILLAIN et DURDEN, 1963).

Les matériaux meubles forment une couverture épaisse et à peu près continue au sud de l'interfluve Broadback-Rupert. Au nord de cette limite, la proportion de l'espace occupé par le roc à nu ou sous couverture mince croît du sud vers le nord et de la côte vers l'intérieur des terres. Les matériaux meubles comprennent un till grossier et des dépôts fluvioglaciers associés mis en place pendant la phase principale de la déglaciation, un till argileux mis en place pendant les récurrences de Cochrane et de Rupert, des argiles varvées sédimentées dans les eaux profondes du lac Ojibway et différents faciès de dépôts marins associés aux milieux variés de sédimentation pendant l'épisode tyrrellien.

La bande de terrain comprise entre les rivières Broadback et Rupert représente une transition entre un paysage de plaine tourbeuse dans le secteur sud du territoire et un terrain ondulé dans le secteur nord. La plaine est constituée principalement d'argile lacustre et de till argileux qui sont recouverts, sur le pourtour de la baie, par une couche d'argile marine qui se prolonge jusqu'à 20 km au nord de l'Eastmain. L'allure du terrain au nord du Rupert est surtout déterminée par le moutonnement du socle et par un modelé de petites crêtes parallèles correspondant à des moraines de DeGeer notamment dans le secteur nord-est, et à des formes glaciaires profilées dans le reste du territoire. L'aspect superficiel des formes de terrain témoigne de modifications plus ou moins poussées par les agents littoraux marins. Les vallées profondes sont remplies par d'épais dépôts d'argile marine alors que les dépressions et les terrains bas des interfluves portent une couverture argileuse dont l'épaisseur moyenne varie de 5 à 10 m.

LA DÉGLACIATION

LA SCISSION DU GLACIER DU LABRADOR²

Les marques d'écoulement de la glace et des eaux de fusion, formées pendant la phase de retrait de l'inlandsis laurentidien à travers le Canada continental à

2. Le terme «glacier du Labrador» a été proposé par TYRRELL (1898) pour désigner le glacier qui a recouvert le nord-est de l'Amérique du Nord à partir d'un centre que l'auteur croyait être situé au Labrador. Bien que ce glacier n'ait probablement pas eu son centre à l'intérieur des frontières politiques du Labrador (FLINT, 1943), le terme «glacier du Labrador» est conservé en raison de son utilisation courante dans la littérature, et désigne le secteur de l'inlandsis laurentidien qui a affecté le territoire défini par TYRRELL (1898) et précisé par PREST (1970).

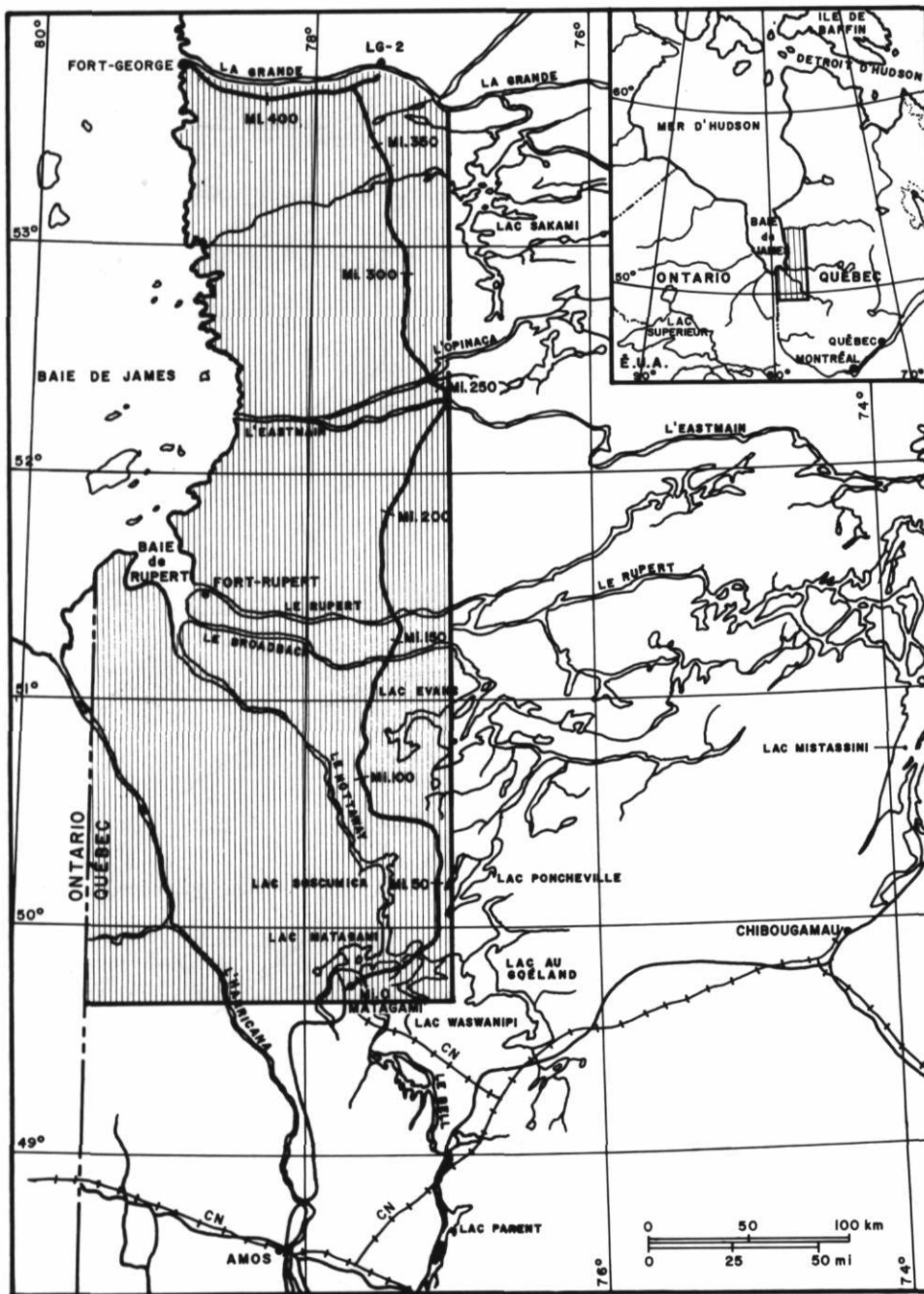


FIGURE 1. Carte de localisation.
Location map.

l'est des Rocheuses, font ressortir les influences de deux principaux secteurs glaciaires, les secteurs du Keewatin et du Labrador. La décroissance du secteur du Labrador s'est effectuée par une scission en deux calottes: la plus importante indique un écoulement radial à partir du centre du Nouveau-Québec, alors que la seconde indique un centre de dispersion centré aux environs de la côte sud-ouest de la mer d'Hudson. Ces deux masses de glace, devenues des entités indépen-

dantes vers la fin de la déglaciation, ont été appelées «glacier du Nouveau-Québec» et «glacier d'Hudson» (HARDY, 1976). Les dépôts mis en place en position interlobaire constituent un complexe fluvio-glaciaire orienté suivant un axe NNO-SSE, désigné sous le nom de moraine d'Harricana.

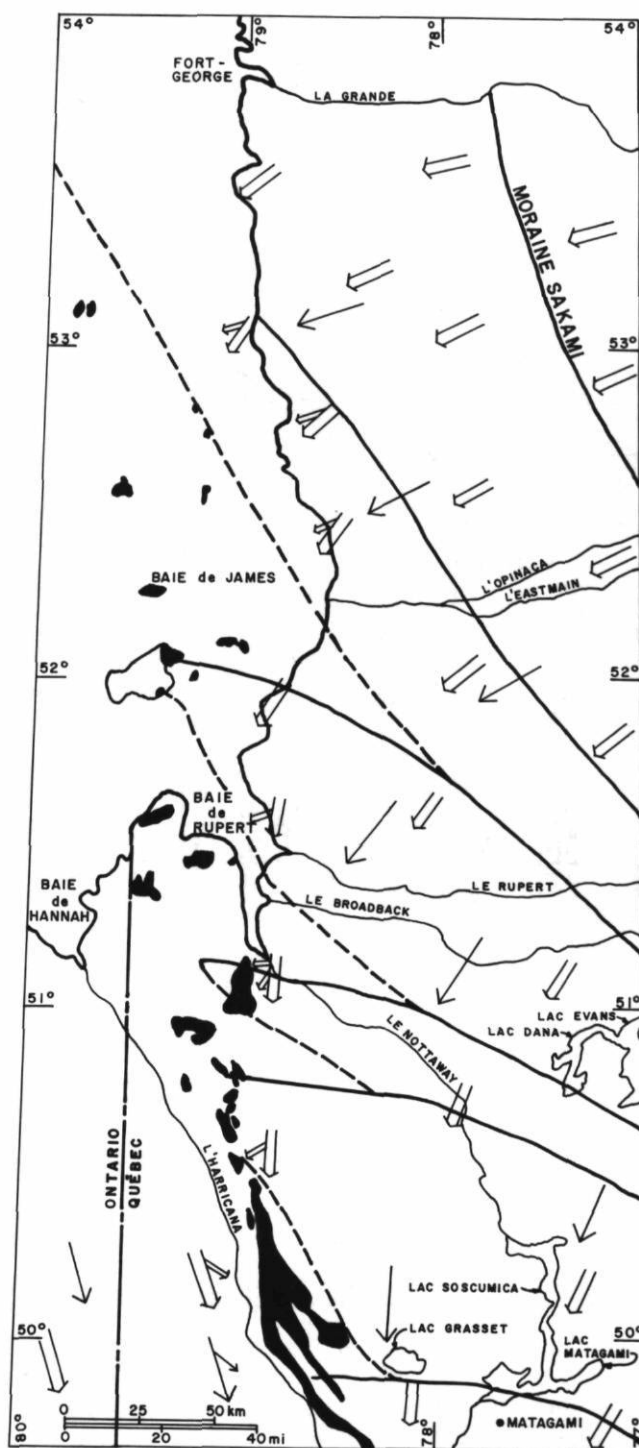
Dans le secteur situé au sud des limites du Cochrane, l'existence de deux lobes glaciaires a déjà été reconnue par plusieurs chercheurs (WILSON, 1938;

L. P. TREMBLAY, 1956; ALLARD, 1974; G. TREMBLAY, 1974). Deux centres de dispersion distincts peuvent y être reconnus par deux directions d'écoulement de composante sud-ouest et sud-est, par le redressement vers le sud des marques d'écoulement à proximité du plan de rencontre de ces deux mouvements, et par les dépôts fluvio-glaciaires mis en position interlobaire. Ces manifestations de la scission du glacier du Labrador commencent à apparaître un peu au sud de la latitude 48°N.

Le problème du lieu de scission devient plus difficile à résoudre vers le nord, notamment dans le secteur affecté par les récurrences de Cochrane et celui de la baie de James. Dans le premier cas, les marques les plus évidentes des mouvements glaciaires d'Hudson et du Nouveau-Québec sont voilées par l'addition des marques d'écoulement du Cochrane ou localement érodées par une ou l'autre des réavancées. Dans la baie de James, les premières observations ne sont possibles qu'à 60 km à l'est du lieu présumé de la séparation. Une étude approfondie des dépôts glaciaires et du schéma général des écoulements sur l'ensemble des basses terres montre cependant que le plan de scission se poursuit vers le N10°O à travers le terrain Cochrane et à l'intérieur de la baie de James jusqu'à la latitude de la Grande Rivière. Il est très probable que ce plan se prolonge suivant le même axe jusque dans la mer d'Hudson où se serait produite la séparation finale et complète des deux glaciers.

Le lieu de scission est d'abord indiqué par la moraine d'Harricana qui se poursuit sans interruption importante jusqu'à la latitude 50°20'N, où elle atteint ses dimensions maximales avec une largeur de 5 à 10 km et une hauteur de 30 à 100 m (fig. 2). Le prolongement de la moraine interlobaire au nord de cette latitude apparaît dans un alignement d'accumulations fluvio-glaciaires gigantesques surélevées de 10 à 60 m au-dessus du terrain Cochrane ou de la plaine côtière. Les dépôts sont dispersés sur une bande de terrain de 30 km de largeur. L'espacement maximum de 32 km entre les segments est rencontré à proximité de la baie où seulement les grosses accumulations émergent de

FIGURE 2. Schéma de scission du glacier du Labrador: 1) dépôts interlobaires; 2) directions d'écoulement de la glace (a, mouvement principal; b, mouvements secondaires près de la marge); 3) directions d'écoulement des eaux de fonte; 4a) positions successives de la marge du glacier du Nouveau-Québec; 4b) réajustements de la marge suite à la séparation.



Pattern of separation of the Labrador ice-sheet: 1) interlobate deposits; 2) ice-flow directions (a, main movement; b, secondary movements close to the margin); 3) melt-water flow directions; 4a) successive positions of the New Québec ice margin; 4b) readjustments of the margin after separation.

la plaine côtière, et il est probable que des dépôts plus modestes aient été ensevelis par les sédiments marins et lacustres. Le même alignement de grosses accumulations éparses se prolonge dans la baie de James à travers la chaîne d'îles décrites par LOW (1889) et interprétées par WILSON (1938) comme l'équivalent nordique des dépôts interlobaires reconnus plus au sud. Toutes ces accumulations présentent des caractéristiques uniques dans les basses terres tant par leurs dimensions et leur morphologie, que par leur alignement oblique par rapport aux marques d'écoulement.

La confluence de deux mouvements obliques au droit de la moraine d'Harricana a donné lieu à un écoulement glaciaire dévié vers le sud, particulièrement bien marqué sur une bande de terrain d'environ 80 km de largeur qui s'étire parallèlement à la bordure orientale de la moraine (fig. 2). Ainsi, à la latitude de Matagami, l'écoulement glaciaire s'effectuait vers le S29°O à la limite est des basses terres (long. 77°00'O) et était dévié progressivement pour devenir franc sud près de la moraine d'Harricana. De même, au nord de l'Eastmain, la direction moyenne de l'écoulement glaciaire passe de S55°O à 30 km de la côte, à S30°O au droit de la côte elle-même. Les déflexions sont interprétées comme la résultante de contraintes exercées par la glace d'Hudson sur l'écoulement radial de la glace du Nouveau-Québec. L'écoulement dévié est marqué par les *micro-formes* et les *macro-formes d'érosion*, et les formes profilées composées de till, ce qui tend à montrer que le corridor d'interaction était relativement stable dans l'espace.

À proximité de la moraine interlobaire, ce mouvement défléchi fut suivi de mouvements plus erratiques dirigés vers le sud-ouest et l'ouest-sud-ouest, c'est-à-dire directement vers la marge du glacier du Nouveau-Québec. Ces derniers mouvements résultent de la disparition des contraintes exercées par la glace d'Hudson, suite à la séparation complète des marges glaciaires à une latitude donnée.

Le même schéma des écoulements glaciaires se retrouve sur les îles Belchers et Ottawa, dans la mer d'Hudson (PREST, GRANT et RAMPTON, 1968; ANDREWS et FALCONER, 1969), et traduit probablement le prolongement vers le nord du corridor d'interaction entre les glaciers d'Hudson et du Nouveau-Québec.

La scission du glacier du Labrador est un phénomène progressif qui a évolué du sud vers le nord par le développement d'un profond rentrant dans le tracé de son rebord méridional. L'approfondissement de cette concavité, centrée sur la moraine interlobaire, tendait à isoler de plus en plus les deux calottes résiduelles et par conséquent, à diminuer leurs interactions. À un moment donné de la déglaciation, les deux marges

glaciaires n'étaient en contact que dans l'extrémité septentrionale de la baie de James et l'écoulement du glacier du Nouveau-Québec, jadis dévié vers le sud, est devenu radial par rapport au centre de dispersion du Nouveau-Québec. Ainsi, au sud d'une ligne tournée vers le nord-ouest entre les latitudes N51° et 52°, le tracé des moraines terminales ainsi que les marques d'écoulement de la glace et des eaux de fusion indiquent que les mouvements ont été déviés vers le sud jusqu'à la déglaciation complète de ce secteur, sauf à la bordure immédiate de la moraine interlobaire (fig. 2). Au nord de cette ligne, la superposition d'un second système de stries, la réorientation de certaines formes profilées et l'orientation des formes fluvio-glaciaires indiquent que l'écoulement final de la glace et des eaux de fusion était dirigé vers l'ouest-sud-ouest, parallèlement à l'écoulement radial à l'intérieur des terres. Ces observations tendent à montrer que le rebord sud-ouest du glacier du Nouveau-Québec s'étirait entre les latitudes N51° et 52° au moment où il est devenu à peu près indépendant du glacier d'Hudson.

L'écoulement du glacier d'Hudson, pendant la formation de la moraine d'Harricana, est difficile à définir à cause des confusions possibles avec les marques d'écoulement du Cochrane. Quoiqu'il en soit, il s'est fait dans une direction dominante vers le sud-sud-est avec un léger mouvement vers le sud-est près de la moraine interlobaire. Le tracé des eskers montre que les eaux de fusion ont suivi à peu près les mêmes directions jusqu'à la déglaciation complète de cette section des basses terres.

LE RETRAIT DES GLACIERS DU NOUVEAU-QUÉBEC ET D'HUDSON

Les modalités du retrait des glaciers du Nouveau-Québec et d'Hudson, de même que le rythme de la déglaciation, ont été fortement influencés par la profondeur des nappes d'eau proglaciaires. Les modalités sont déduites de la répartition et de la morphologie des dépôts glaciaires, alors que le taux de retrait du glacier du Nouveau-Québec a été obtenu d'une part par le comptage des varves dans la zone de contact entre la glace et le lac Ojibway, plus exactement à l'ouest de la moraine de Sakami, et d'autre part par l'espacement des moraines de De Geer dans la zone de contact entre la glace et la mer de Tyrrell.

L'abondance des formes profilées dans tout le territoire affecté par le glacier du Nouveau-Québec indique que la glace, à une certaine distance du rebord, fut active pendant toute la phase de déglaciation. Dans le secteur sud-est des basses terres, la plus grande partie des matériaux fluvio-glaciaires sont concentrés dans trois moraines bordières discontinues, auxquelles s'ajoutent de petites crêtes morainiques d'importance locale, de courts eskers et quelques kames. Toutes ces

formes de terrain se retrouvent à des altitudes supérieures à 250-270 m et ne sont pas affectées de kettles. Leur morphologie et le basculement des structures sédimentaires près des pentes de contact glaciaire indiquent nettement que le glacier était appuyé au sol lors de leur formation.

Aux altitudes inférieures à 250-270 m, entre la côte et la moraine de Sakami, les dépôts fluvioglaciers forment des accumulations évasées, souvent sub-horizontales, à contours flous, et dispersées à l'intérieur de larges corridors. Leur surface n'est jamais défoncée de kettles. Les matériaux sont constitués surtout de sable, avec des composantes mineures de silt et de gravier, et sont disposés en couches sub-horizontales non déformées. Les graviers sont souvent sub-anguleux et présentent une distribution erratique. La morphométrie et l'arrangement des matériaux, de même que la forme et la dispersion des dépôts, suggèrent une mise en place sous la marge glaciaire flottée plutôt qu'une accumulation sur les parois d'une glace appuyée au sol. La relation entre la distribution altitudinale de ces dépôts fluvioglaciers et le niveau du plan d'eau près des limites orientales du lac Ojibway (VINCENT et HARDY, 1977) montre que la marge glaciaire était flottée dans les secteurs où la profondeur de l'eau excédait 180-200 m.

La submersion des basses terres par les eaux marines a donné lieu à un abaissement du niveau de l'eau de la phase lacustre antérieure estimé à 170 m³. Suite à cet abaissement, la marge glaciaire jadis flottée s'est de nouveau appuyée sur le fond, comme en témoignent les affaissements près des pentes de contact glaciaire dans la moraine de Sakami et dans les autres dépôts fluvioglaciers situés plus à l'est. La profondeur de la nappe d'eau à la marge du glacier était inférieure à 160 m.

Dans les secteurs où la marge glaciaire était échouée, c'est-à-dire, de la moraine de Sakami vers l'est, et à l'ouest de la moraine aux altitudes supérieures à 250-270 m, les matériaux fluvioglaciers mis en place parallèlement au rebord du glacier sont concentrés dans une crête unique et aucune forme de terrain ne permet de supposer la stagnation de la glace sauf au rebord même du glacier. De même, les dépôts alignés parallèlement à l'écoulement glaciaire sont concentrés dans d'étroits corridors correspondant sans doute à des axes de drainage fluvioglaciers. Il apparaît donc que la moraine de Sakami et les trois autres moraines bordières discontinues qui traversent le secteur sud-est des basses terres marquent des moments de pause dans le retrait d'une glace active et qu'aucune stagna-

tion importante n'a affecté la marge du glacier du Nouveau-Québec pendant la déglaciation. Il est très probable que la plus grande partie de l'ablation s'est effectuée par vèlage d'icebergs dans les nappes d'eau proglaciaires.

A l'ouest de la moraine d'Harricana, la forme des eskers indique que la marge du glacier d'Hudson était échouée, du moins aux altitudes supérieures à 250 m, et qu'elle était peu active ou stagnante. Une courte moraine bordière évasée, traversant la frontière interprovinciale à la latitude 50°27'N, représente la dernière position pré-Cochrane connue.

La chronologie des séquences varvées indique que le retrait annuel moyen du glacier du Nouveau-Québec a été d'environ 320 m dans la moitié sud des basses terres et qu'il s'est accru progressivement pour devenir très rapide peu de temps avant la vidange du lac. Le taux moyen de retrait pour les 60 dernières années de l'épisode lacustre a été de 518 m/an à la latitude de l'Eastmain et de 900 m/an près de la Grande Rivière. Ces taux différentiels de retrait ont permis au rebord ouest du glacier du Nouveau-Québec d'acquies rapidement son contour en arc de cercle, correspondant au tracé de la moraine de Sakami et à la dispersion radiale de la glace de cette calotte. À l'est de la moraine de Sakami, le taux annuel de retrait a été de 200-250 m.

Rappelons que la bande de terrain qui a connu une déglaciation rapide correspond à la portion du territoire où la marge glaciaire était flottée. Ce mode de récession, en cours entre 8300 et 7900 ans BP, s'inscrit dans l'hypothèse proposée par BRYSON *et al.* (1969) à l'effet que le glacier des Laurentides (secteur glaciaire du Labrador) s'est désagrégé de façon catastrophique après le stade de Cockburn. Nous croyons cependant que le rythme accéléré du retrait, particulier aux terrains bas, est davantage lié à la profondeur de la masse d'eau lacustre, qu'à un réchauffement marqué du climat.

RÉAVANCÉES DE COCHRANE ET DE RUPERT

Une littérature abondante a déjà fait ressortir la complexité de l'épisode de Cochrane dans le contexte de la récession du glacier des Laurentides (secteur glaciaire du Labrador) (ANTEVS, 1928, 1953; KARLSTROM, 1956; LEIGHTON, 1957; HUGHES, 1965; BOISSONNEAU, 1966, 1968; PREST, 1970). Ainsi, la position stratigraphique de cet épisode et son importance dans la chronologie du Pléistocène sont demeurées des sujets controversés, et peu de données concluantes sont venues orienter les discussions au cours des dernières années. De plus, les modalités de récurrence de la glace cochranienne et son mode d'écoulement n'ont

3. Cette évaluation est basée sur la différence d'altitude entre les plus hautes plages lacustres et les plus hautes plages marines, formées immédiatement avant et après la vidange du lac.

pas été vraiment discutés avant PREST (1970, p. 734) qui a interprété les réavancées de Cochrane comme des crues glaciaires.

La portion des basses terres qui s'étend à l'est de la moraine d'Harricana occupe une position avantageuse pour l'étude des événements cochraniens. D'abord, les marques d'écoulement du glacier du Nouveau-Québec, tournées vers le sud-ouest, sont facilement distinguées de marques d'écoulement des glaces de Cochrane et de Rupert de composantes sud-est, est-sud-est et est. Le glacier du Nouveau-Québec a chevauché les ensembles volcano-sédimentaires et les roches intrusives du Précambrien, produisant ainsi un till grossier, non calcaire, alors que le chevauchement des formations paléozoïques et des argiles varvées par la glace de Cochrane a produit un till argileux, calcaire. Enfin, les caractéristiques des sédiments fins, issus du délavage du till et mis en place dans les eaux profondes du lac Ojibway, permettent de reconnaître facilement les apports du nord-est et du nord-ouest et, par conséquent, d'établir le rythme de progression et la chronologie relative des réavancées.

Sur le versant québécois des basses terres, les réavancées de Cochrane et de Rupert représentent trois mouvements qui peuvent être distingués par trois systèmes différents de stries, cannelures et formes profilées (fig. 3). Ces réavancées impliquent des progressions rectilignes de la marge du glacier d'Hudson sur des distances de 120 à 150 km.

Le Cochrane I, que nous corrélons tentativement avec le Cochrane I ontarien, est représenté par des marques d'écoulement ayant une orientation dominante vers l'est-sud-est. La seconde récurrence, que nous avons appelée réavancée de Rupert et qui semble confinée au versant québécois, a affecté une étroite bande de terrain au nord du Cochrane I, suivant un mouvement dirigé vers l'est. La glace du Cochrane II, corrélée avec le Cochrane II ontarien par la chronologie des varves, a chevauché à peu près le même territoire que les deux réavancées précédentes, mais elle déborde du côté nord. Ce dernier mouvement s'est effectué surtout vers le sud-est.

Une étude de la distribution des marques d'écoulement et des caractéristiques des matériaux associés au Cochrane II indique que cette glace n'était fermement appuyée au sol que sur une bande de terrain parallèle aux courbes de niveau, comprise entre les cotes d'altitude de 250-275 m d'une part et 120-200 m d'autre part, alors qu'elle était flottée près de ses limites extérieures et sur le pourtour de la baie de James. Au nord du Rupert, la glace était flottée sur toute son aire d'extension et seulement quelques marques d'écoulement, affectant les sommets, témoignent de la récurrence.

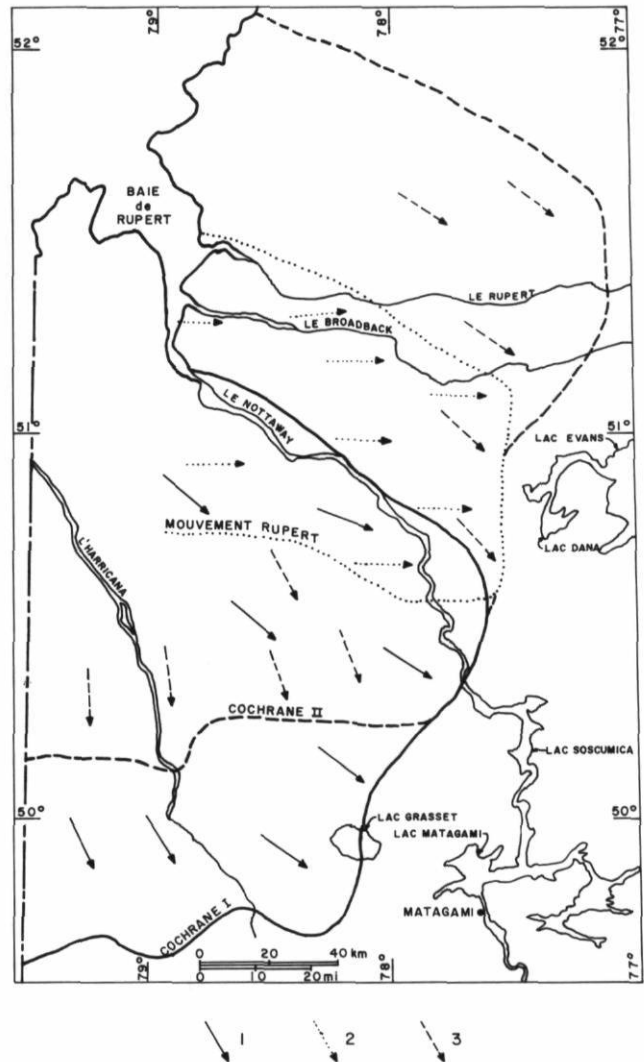


FIGURE 3. Limites des récurrences de Cochrane (I,II) et de Rupert, et directions des écoulements glaciaires. 1) Cochrane I; 2) Rupert; 3) Cochrane II.

Limits of the Cochrane (I,II) and Rupert readvances, and directions of ice flows. 1) Cochrane I; 2) Rupert; 3) Cochrane II.

L'altitude comparée des sites affectés et non affectés par la marge de la glace de Cochrane II nous a permis d'établir que cette plate-forme de glace s'épaississait de 1,9 m/km, de l'aval vers l'amont. Le modèle de la figure 4 présente le profil inférieur théorique de la glace, auquel nous avons donné la pente calculée de 1,9 m/km, superposé au profil topographique du terrain suivant un axe parallèle à l'écoulement de la glace de Cochrane II. Le point de départ du profil inférieur de la glace est fixé par l'altitude, à la marge glaciaire, à partir de laquelle la glace commence à être flottée. Ce modèle a pu être vérifié et rend compte très exacte-

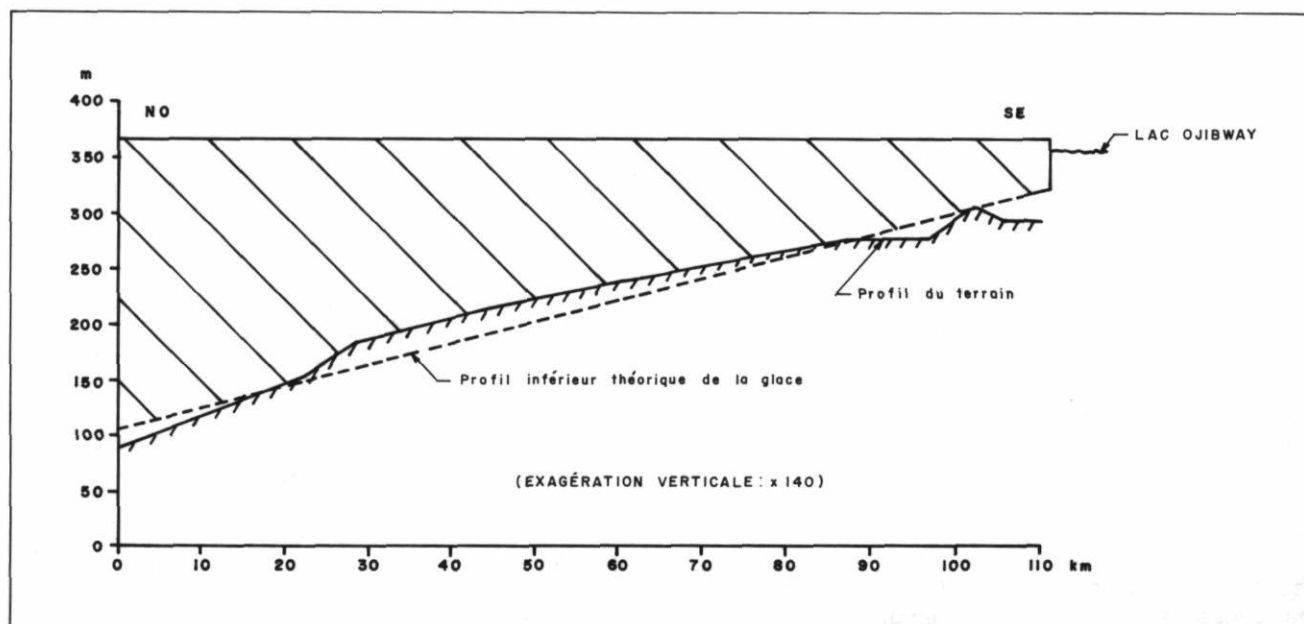


FIGURE 4. Superposition du profil inférieur théorique de la glace du Cochrane II sur le profil topographique du terrain.

The theoretical lower profile of the Cochrane II ice superposed on the topographic profile of the terrain.

ment de la distribution des marques d'écoulement et des caractéristiques des sédiments. Ainsi, aux endroits où la surface du terrain descend sous le profil inférieur théorique de la glace, les marques d'écoulement sont absentes ou peu marquées, et le till devient lâche et localement interstratifié avec des argiles varvées. Les formes profilées sont bien développées et le till est compact uniquement aux altitudes où le modèle montre que la glace était appuyée sur son lit. Cette interprétation permet aussi d'expliquer le fait que, sur les versants québécois et ontarien, la marge de la glace de Cochrane II a chevauché des eskers sans en modifier la forme. Comme le Cochrane I et le Rupert présentent plusieurs similitudes avec le Cochrane II, il apparaît vraisemblable qu'il s'agissait aussi de plates-formes de glace localement échouées.

Les pulsations de la marge glaciaire qui ont engendré les réavancées de Cochrane et de Rupert ont été enregistrées dans les séquences varvées situées à l'aval des positions maximales. Ces mouvements sont distingués notamment par un fort épaissement des varves et l'apparition de sédiments calcaires. La chronologie des varves montre que les différents mouvements de l'épisode de Cochrane s'intercalent dans les 400 dernières années de l'épisode lacustre Ojibway et que la dernière récurrence (Cochrane II) a culminé environ 75 ans avant la vidange du lac, ce qui confère une durée de 325 ans pour l'ensemble de cet épisode glaciaire. Les taux moyens de progression ont été respectivement de 1,5 km/an et 8,3 km/an pour les réavancées de

Cochrane I et II. Les taux de retrait seraient du même ordre de grandeur, mais il est possible qu'il y ait eu stagnation de la glace entre les phases de récurrence.

La chronologie des varves permet en outre d'établir les positions relatives des marges glaciaires du Nouveau-Québec et du Cochrane I et II au maximum des récurrences. Les figures 5a et 5b montrent que la portion du glacier de Cochrane en phase de récurrence était éloignée du glacier du Nouveau-Québec et que par conséquent l'épisode de Cochrane est lié exclusivement à des pulsations de la marge du glacier d'Hudson. Il paraît évident que la confluence de mouvements obliques aurait provoqué une déflexion des écoulements, particulièrement dans le cas de la glace de Cochrane qui était faiblement appuyée sur son lit. Un examen attentif des varves mises en place sur la côte est, au nord des limites du Cochrane II, n'a pas permis de déceler un quelconque ralentissement dans le recul du glacier du Nouveau-Québec pendant la dernière réavancée du glacier d'Hudson.

ÉPISODE LACUSTRE

La position limite des marges glaciaires en récession, pendant la scission du glacier du Labrador, a permis au lac proglaciaire, qui inondait les hautes terres de l'Abitibi, de s'étendre sur les basses terres de la baie de James jusqu'au delà de la Grande Rivière vers le nord et jusqu'à la moraine de Sakami vers l'est.

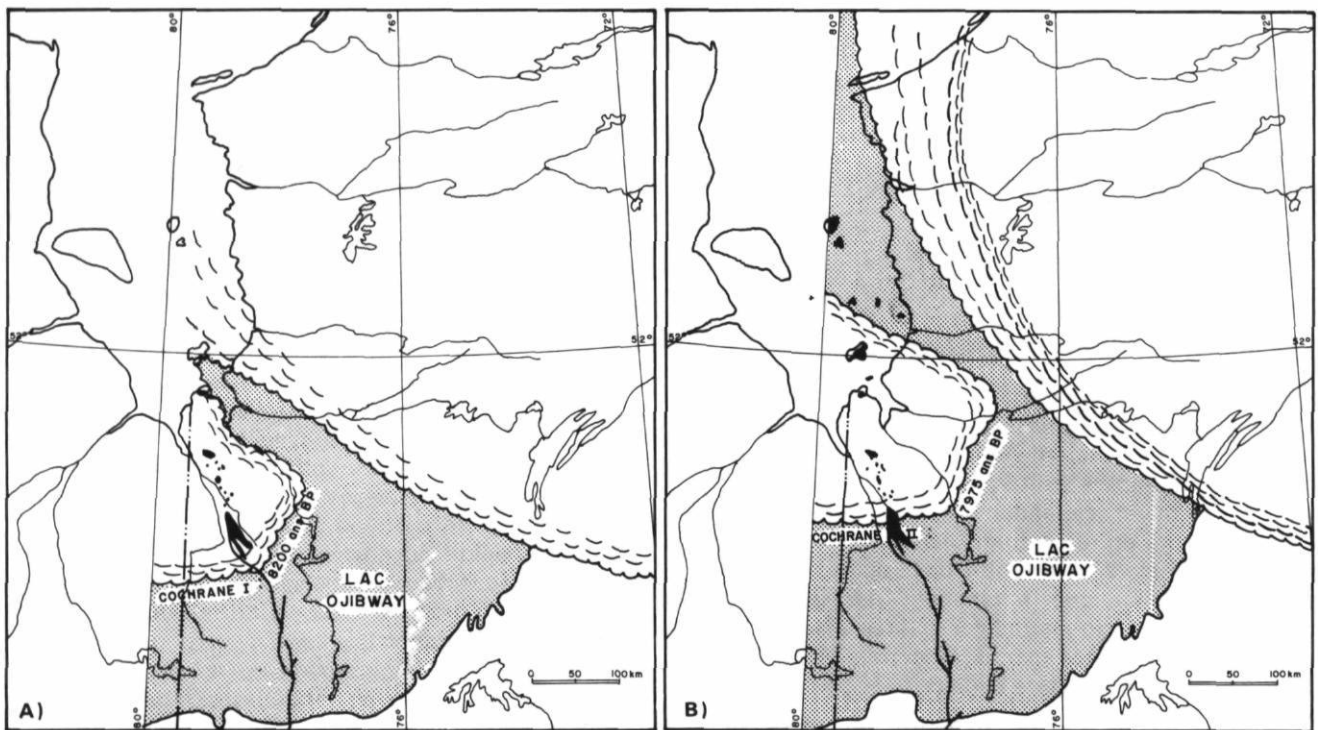


FIGURE 5. A. Positions des marges glaciaires pendant le Cochrane I. B. Positions des marges glaciaires pendant le Cochrane II.

A. Ice margins position during the Cochrane I. B. Ice margins position during the Cochrane II.

Sur le versant québécois des basses terres, on ne trouve que le faciès d'eau profonde des sédiments glacio-lacustres. Les lignes de rivage, reconnues sur les hautes terres des versants sud et est, suggèrent que les altitudes du plan d'eau ont dû varier entre 350 m et un peu plus de 460 m (VINCENT et HARDY, 1977).

Les épaisses accumulations argileuses qui occupent la section sud-est des basses terres font place, au nord du Rupert, à des couches minces et discontinues dans les vallées et les terrains bas où elles sont recouvertes d'argile marine. Au nord de l'Eastmain, les argiles glacio-lacustres sont confinées au fond des vallées et ne sont visibles qu'aux endroits où l'érosion a entaillé les matériaux meubles jusqu'aux sédiments glaciaires. De même, le nombre de varves dans les séquences diminue progressivement vers le nord-est et de la côte vers l'est. Le décompte des varves indique que l'épisode glacio-lacustre a duré environ 650 ans dans le secteur de Matagami, environ 150 ans près de la confluence de l'Eastmain et de l'Opinaca et moins de 10 ans à une dizaine de kilomètres à l'ouest de la moraine de Sakami. La régression dans le nombre de varves, de la côte vers l'est dans la moitié nord des basses terres, et vers le nord-est dans la moitié sud, implique que les glaciers d'Hudson et du Nouveau-Québec se sont séparés à l'ouest du trait de côte actuel, et confirme les directions de retrait du glacier du Nouveau-Québec.

Les sédiments glacio-marins apparaissent en premier sur la face distale de la moraine de Sakami et indiquent nettement que cette longue moraine marque la position du glacier du Nouveau-Québec au moment du drainage du lac Ojibway, ce qui correspond à l'extension maximale du lac vers le nord-est. La continuité de la moraine de Sakami jusqu'au Poste-de-la-Baleine (PREST, GRANT et RAMPTON, 1968) permet de supposer que le lac Ojibway a occupé la bordure côtière jusqu'à l'embouchure de la Grande Rivière de la Baleine et qu'il s'est possiblement étendu plus au nord, au droit de la mer d'Hudson actuelle.

Les argiles varvées sont partout séparées des argiles marines par un horizon de transition correspondant à la vidange du lac et à l'incursion des eaux marines dans les basses terres. L'horizon de transition a généralement une épaisseur de 20 à 40 cm et est constitué, à la base, d'un lit de silt argileux stratifié, sans faune, contenant des graviers arrondis composés d'argile varvée, surmonté d'une couche de silt argileux très calcaire contenant du sable et des graviers de 1 à 2 cm dont une forte proportion provient des formations paléozoïques. Les foraminifères apparaissent dans cette dernière couche mais la macro-faune est absente. D'une façon générale, la teneur en carbonates, la proportion de graviers paléozoïques et la fraction d'éléments gros-

siers diminuent vers le nord ; ce qui tend à montrer que le corridor libre de glace entre les glaciers du Nouveau-Québec et d'Hudson aurait servi de passage pour la vidange du lac Ojibway et la pénétration de la mer de Tyrrell. La vidange serait intervenue au moment où les deux glaciers se sont complètement séparés à la latitude de la mer d'Hudson. La continuité verticale des séquences varvées sous-jacentes à l'horizon de transition rend très peu probable une vidange intermédiaire, partielle ou totale, des eaux du lac Ojibway.

ÉPISODE MARIN

La glace du Cochrane II, fortement morcelée, s'est abîmée rapidement dans les eaux du lac Ojibway. La mer de Tyrrell a pu alors submerger le versant sud des basses terres sans s'arrêter sur une barrière de glace. Sur le versant est, cependant, la mer s'est agrandie au fur et à mesure du recul du glacier du Nouveau-Québec qui occupait alors la position de Sakami. Le contact glace-mer est indiqué notamment par la présence de sédiments glacio-marins fossilifères à la base des accumulations d'argile marine, observés exclusivement sur la moraine et à l'est de celle-ci.

Des coquillages prélevés dans les sédiments glacio-marins sur la partie distale de la moraine ont donné des âges de 7880 ± 160 ans (Qu-122) et 7750 ± 180 ans BP (Qu-124) (tabl. I). Ces derniers voisinent ceux trouvés dans le secteur sud-ouest de la baie de James (SKINNER, 1973) et confirment que la mer de Tyrrell a envahi les basses terres, il y a environ 7900 ans.

Les plus hautes plages associées à l'épisode tyrrellien culminent à l'altitude de 290 m sur le versant est des basses terres. Elles ont été observées au sud de la latitude $52^{\circ}28'N$, sur une bande de terrain d'environ 45 km de largeur s'étirant vers le sud-sud-est immédiatement à l'ouest de la moraine de Sakami. Des données recueillies dans le prolongement de cette bande de terrain à l'est des basses terres, montrent que la limite y a atteint des altitudes équivalentes au moins jusqu'à la latitude de $51^{\circ}43'N$. L'ensemble des données indique que la limite marine maximum s'abaisse de part et d'autre de cette bande de terrain, passant de 265 m, à 80 km à l'est de la moraine de Sakami (sud de la Grande Rivière), à 246 m à la limite est de l'aire de submersion marine (J.-S. Vincent, *verbatim*). De même, sur la bordure sud de l'aire submergée, l'altitude de la limite marine décroît vers le sud-ouest au rythme moyen de 43 cm/km pour atteindre environ 198 m le long de l'Harricana.

Les datations au ^{14}C de coquillages prélevés dans des dépôts littoraux et pré-littoraux montrent que, sur le versant est, le taux d'émergence du terrain a varié entre 9 m/100 ans au début de l'épisode marin et 90 cm/100 ans dans les derniers 4000 ans (tabl. I).

LE RELÈVEMENT ISOSTATIQUE POST-GLACIAIRE

Le relèvement isostatique post-glaciaire a été calculé en ajoutant au niveau marin maximal, la valeur du relèvement eustatique complété depuis 7900 ans (environ 15-20 m) (CURRAY, 1965; MILLIMAN et EMERY, 1968) et la valeur estimée du relèvement isostatique effectué pendant l'épisode lacustre. Ces différentes données suggèrent que, depuis la déglaciation, le terrain s'est relevé de 310-315 m sur le versant est et de 245-250 m sur le versant sud.

Les variations du relèvement isostatique post-glaciaire, suivant une ligne sub-parallèle à la direction de retrait du glacier du Nouveau-Québec, ont été mises en relation avec le taux différentiel de recul de la marge glaciaire. Les fortes valeurs obtenues le long d'une ligne parallèle à la moraine de Sakami sont reliées au retrait très rapide du glacier, immédiatement avant la vidange du lac Ojibway. L'abaissement de la limite marine, à l'est de la moraine, découle du relèvement isostatique effectué pendant la mise en place de cette moraine et d'un net ralentissement du retrait glaciaire au contact des eaux relativement peu profondes de la mer de Tyrrell.

L'épaisseur relative de la glace aurait joué un rôle secondaire dans le soulèvement différentiel, contrairement à l'opinion généralement admise à l'effet que l'abaissement de la limite marine à partir d'un petit centre situé sur la côte sud-est de la mer d'Hudson témoigne du lieu d'épaisseur maximale du glacier des Laurentides (ARCHER, 1968; ANDREWS, 1973). En effet, les basses terres sont situées tout près ou même à l'intérieur de la vaste région qui constituait le centre géographique du glacier des Laurentides et qu'en conséquence, le profil de la glace au pléni-Wisconsinien devait être sub-horizontale. En assumant un tel profil et en tenant compte des altitudes actuelles du terrain, il faut admettre que les dépressions occupées par la baie de James et la mer d'Hudson devaient porter une surcharge d'environ 300 m de glace par rapport à la bordure est des basses terres, pour un enfoncement différentiel maximum de 100 m. Nous avons indiqué précédemment que les centres de dispersion d'Hudson et du Nouveau-Québec, situés à l'ouest et à l'est de la baie de James, avaient commencé à se manifester comme entités distinctes alors que le rebord sud du glacier des Laurentides (secteur labradoréen) se situait un peu au sud de la latitude $48^{\circ}N$. Le partage des écoulements implique nécessairement que la glace s'était amincie à l'endroit de la baie de James et aux mêmes longitudes dans la mer d'Hudson. Cet amincissement s'est produit sur une période de près de 2000 ans, telle qu'indiquée par la durée de la déglaciation entre la latitude de $48^{\circ}N$ et l'extrémité nord de la baie de James.

TABLEAU I

Datations au ^{14}C pertinentes à l'étude géomorphologique des basses terres de la baie de James*Radiocarbon dates relative to the geomorphological study of the James Bay lowlands*

Localisation	n° du lab.	altitude (m)	âge (1 σ) (BP)	remarques
53°21' lat. N; 77°34' long. O	Qu-122	162 ± 5	7880 ± 160	Coquillages prélevés dans un silt argileux et sableux glacio-marin recouvrant la partie distale de la moraine de Sakami.
53°21' lat. N; 77°34' long. O	Qu-124	162,1 ± 5	7750 ± 180	Coquillages prélevés à 10 cm au-dessus de l'échantillon Qu-122
53°35' lat. N; 77°30' long. O	GSC-2239	175	7290 ± 90 (2 σ)	Coquillages prélevés dans une couche de silt argileux, interstratifiée avec des lits de gravier fluvio-glaciaire à 13 km à l'est de la moraine de Sakami
52°25' lat. N; 77°16' long. O	Qu-258	200	7440 ± 210	Coquillages prélevés dans une couche de sable silteux pré littoral, et datant un plan d'eau à environ 245 m d'altitude.
52°47'40" lat. N; 77°20' long. O	Qu-369	235	7370 ± 100	Coquillages prélevés dans une couche de sable silteux pré littoral, et datant un plan d'eau d'environ 245 m d'altitude.
52°18'30" lat. N; 77°05' long. O	Qu-254	218	7140 ± 210	Coquillages prélevés à la base d'une accumulation de gravier littoral, et datant un plan d'eau d'environ 225 m d'altitude.
53°42' lat. N; 77°52' long. O	Qu-245	166	7110 ± 180	Coquillages prélevés dans un silt sableux pré littoral, et datant un plan d'eau d'environ 180 m d'altitude
52°13' lat. N; 77°08' long. O	Qu-252	222	7030 ± 210	Coquillages prélevés dans un sable silteux pré littoral et datant un plan d'eau d'environ 230 m d'altitude.
52°34' lat. N; 77°20' long. O	Qu-253	200	6950 ± 210	Coquillages prélevés dans un sable littoral.
52°46'30" lat. N; 77°18' long. O	Qu-250	170	6930 ± 190	Coquillages prélevés dans un silt argileux, sableux et graveleux pré littoral, et datant un plan d'eau d'environ 195 m d'altitude.
53°44' lat. N; 77°52' long. O	Qu-247	183	6910 ± 350	Coquillages prélevés dans un gravier littoral.
53°43' lat. N; 77°58' long. O	Qu-255	172	6810 ± 200	Coquillages prélevés à la base d'un sable graveleux littoral, et datant un plan d'eau d'environ 180 m d'altitude.
53°28' lat. N; 77°39' long. O	Qu-249	164	6660 ± 190	Coquillages prélevés dans un silt argileux, sableux et graveleux pré littoral, et datant un plan d'eau d'environ 180 m d'altitude.
53°41' lat. N; 78°09' long. O	Qu-119	123	5560 ± 130	Coquillages prélevés dans un gravier littoral.
53°40' lat. N; 78°20' long. O	Qu-256	99	5080 ± 180	Coquillages prélevés dans un gravier littoral.
53°44'25" lat. N; 78°45'10" long. O	Qu-121	37	4110 ± 120	Coquillages prélevés dans un gravier littoral.

Il semble évident que le relèvement effectué pendant cette période (*restrained rebound*) égale ou dépasse les 100 m d'enfoncement différentiel discutés plus haut. En conséquence, les effets d'une épaisseur maximale de glace sur l'enfoncement du terrain auraient été compensés au moment de la déglaciation et ne peuvent être enregistrés de façon significative par les variations dans l'altitude de la limite marine. Nous croyons que ces variations sont plutôt reliées au rythme de déglaciation.

CHRONOLOGIE ET CONCLUSION

La chronologie relative des événements est basée sur les séquences varvées et a été raccordée à un âge absolu fourni par les datations au radio-carbone de coquillages marins indiquant le début de l'invasion marine et donc la fin de la sédimentation lacustre. Sur les versants ontarien et québécois, plusieurs datations au ^{14}C indiquent que la mer de Tyrrell a envahi les basses terres, il y a environ 7900 ans (tabl. I) (SKINNER, 1973).

Si l'on ajoute le nombre de varves à cette date, on constate que, dans l'extrémité sud des basses terres, le glacier du Labrador était en voie de scission au droit de la moraine d'Harricana, il y a 8600 ans. Les deux calottes résiduelles se sont retirées vers le nord-est et le nord-ouest au contact des eaux profondes du lac Ojibway. Cette masse d'eau a eu pour effet de créer des plate-formes de glace dans les secteurs où sa profondeur excédait 180-200 m, et de favoriser un recul rapide de la marge par vèlement d'icebergs.

La séparation des calottes d'Hudson et du Nouveau-Québec a progressé du sud vers le nord et a probablement atteint l'extrémité septentrionale de la baie de James, il y a environ 8150 ans. Suite à cette séparation, l'écoulement est devenu radial à la marge du glacier du Nouveau-Québec et le taux différentiel de retrait, lié à la profondeur variable de la nappe d'eau, a permis au rebord du glacier d'acquiescer rapidement un contour en arc de cercle.

Peu de temps avant la scission complète du glacier du Labrador, le glacier d'Hudson a réavancé vers l'est-sud-est pour atteindre sa position limite, il y a environ 8200 ans. Cette récurrence fut suivie de près par la réavancée de Rupert et finalement par le Cochrane II vers 7975 ans BP.

Les caractéristiques du till Cochrane et des argiles associées, ainsi que les rythmes de progression de la glace et les relations chronologiques avec les autres événements, indiquent qu'il s'agit de réavancées rapides et périodiques, dans le lac Ojibway, d'une glace mince tantôt échouée et tantôt sous l'état de plate-forme de glace flottante. Parmi les types de crues glaciaires, MEIER et POST (1969, p. 811-812) distinguent entre autres des réavancées rapides de gros glaciers. Après un rappel des hypothèses classiques sur l'origine des crues glaciaires, ils précisent que, dans le cas des gros glaciers, il faut une cause supplémentaire qui pourrait être le flottement de la glace dans une nappe d'eau (MEIER et POST, 1969, p. 815). Les observations sur la portion québécoise des basses terres suggèrent fortement que les récurrences de Cochrane et de Rupert, qui ont été rapides, cycliques, et qui ont progressé dans une nappe d'eau profonde, appartiennent à ce type de crue impliquant un gros glacier.

Les mouvements de Cochrane et de Rupert n'ont pu être corrélés de façon satisfaisante avec d'autres pauses ou récurrences de la marge des différentes constituantes du glacier des Laurentides. Bien que ces mouvements représentent des progressions de l'ordre de 150 km affectant une marge glaciaire de 600 km de longueur, il apparaît que l'épisode de Cochrane représente un comportement très particulier du rebord sud du glacier d'Hudson avant la phase finale de disparition.

La glace du Cochrane II a conservé sa position limite jusqu'au drainage du lac Ojibway, mais s'est désagrégée très rapidement par la suite. La vidange s'est probablement effectuée vers le nord entre les deux glaciers au moment de leur séparation à la latitude de la mer d'Hudson. La marge du glacier du Nouveau-Québec occupait la position de Sakami au début de l'épisode marin. Des coquillages prélevés dans une argile glaciomarine à 13 km à l'est de la moraine de Sakami ont été datés à 7290 ± 90 BP (GSC-2239). Cette date suggère une durée d'environ 400 ans pour la pause de Sakami.

Le taux différentiel du retrait pour le rebord ouest du glacier du Nouveau-Québec, avant et après la vidange du lac Ojibway, a entraîné de fortes variations dans les valeurs du *restrained rebound* et donc, une progression dans les valeurs du relèvement post-glaciaire qui a atteint 310-315 m sur le versant est. Le schéma général de la déglaciation, au nord de la latitude 48° N, indique que les variations dans les valeurs du relèvement post-glaciaire ne peuvent être reliées directement à un hypothétique profil en dôme du glacier des Laurentides qui aurait été centré sur la côte sud-est de la mer d'Hudson au pléni-Wisconsinien.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLARD, M. (1974): Géomorphologie des eskers abitibiens, *Cah. Géogr. Qué.*, 18 (44), 271-296.
- ANDREWS, J. T. (1973): Maps of the maximum post-glacial marine limit and rebound for the former Laurentide ice sheet, (The National Atlas of Canada), *Arctic and Alpine Res.*, 5 (1), 41-48.
- ANDREWS, J. T. et FALCONER, G. (1969): Late-glacial and post-glacial history and emergence of the Ottawa Islands, Hudson Bay, Northwestern Territories: evidence on the deglaciation of Hudson Bay, *Can. J. Earth. Sci.*, 6 (5), 1263-1276.
- ANTEVS, E. (1928): *The last glaciation, with special reference to the ice retreat in northeastern North America*, Am. Geogr. Soc., Res. ser. 17, 292 p.
- (1953) Geochronology of the deglacial and neothermal ages, *J. Geol.*, 61 (3), 195-230.
- ARCHER, D. R. (1968): The upper marine limit in the Little Whale River area, New Quebec, *Arctic*, 21, 153-160.
- BOISSONNEAU, A. N. (1966): Glacial history of northeastern Ontario. Pt. 1: The Cochrane — Hearst area, *Can. J. Earth. Sci.*, 3 (5), 559-578.
- (1968): Glacial history of northeastern Ontario. Pt. 2: The Temiskaming-Algoma area, *Can. J. Earth. Sci.*, 5 (1), 97-109.
- BRYSON, A. et al. (1969): Radiocarbon isochrones on the disintegration of the Laurentide ice sheet, *Arctic and Alpine Res.*, 1 (1), 1-13.

- CURRAY, J. R. (1965): Late Quaternary history, continental shelves of the United States, dans *The Quaternary of the United States*, H. E. Wright Jr. et D. G. Frey, éd., Princeton Univ. Press, 723-735.
- EADE, K. E. (1966): *Fort George River and Kaniapiskau River (West half) map-areas, New Quebec*, Geol. Surv. Can., Mem. 339, 84 p.
- FLINT, R. F. (1943): Growth of the North American ice sheet during the Wisconsin age, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 54, 325-362.
- HARDY, L. (1976): *Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la baie de James*, thèse de doctorat non publiée, McGill Univ., Montréal, 264 p.
- HUGHES, O. L. (1965): Surficial geology of part of the Cochrane District, Ontario, Canada, dans *International Studies on the Quaternary*, H. E. Wright Jr et D. G. Frey, éd., Geol. Soc. Am. Spec. Paper 84, 535-565.
- KARLSTROM, T. N. V. (1956): The problem of the Cochrane in Late Pleistocene chronology, *U. S. Geol. Surv., Bull.* 1021-J, 303-331.
- LEIGHTON, M. M. (1957): The Cary — Mankato — Valdres problem, *J. Geol.*, 65, 108-111.
- LOW, A. P. (1889): *Rapport sur l'exploration de la baie James et du pays situé à l'est de la baie d'Hudson et arrosé par la Grande Rivière, la Grande Rivière de la Baleine et la rivière à l'Eau-Claire, 1887-1888*, Comm. géol. Can., rapp. ann., 3 (2-J), 105 p.
- MEIER, M. F. et POST, A. (1969): What are glacier surges? *Can. J. Earth Sci.*, 6 (4), 807-817.
- MILLIMAN, J. D. et EMERY, K. O. (1968): Sea levels during the past 35,000 years, *Science*, 1962, 1121-1123.
- PREST, V. K. (1970): Quaternary geology of Canada, dans *Geology and Economic Minerals of Canada*, R. D. W. Douglas, éd., Geol. Surv. Can., Econ. Geol., Rept 1, 5^e édition, 677-764.
- PREST, V. K., GRANT, D. R. et RAMPTON, V. N. (1968): *Carte glaciaire du Canada*, Comm. géol. Can., Carte 1253 A.
- REMICK, J. H. (1963): *Géologie de la région de Colomb — Chabouillié — Fabulet*, Min. Rich. nat. Qué., rapp. préel. 514, 26 p.
- (1964): *Géologie de la région de Mannerelle — Joncas, Territoire d'Abitibi*, Min. Rich. nat. Qué., rapp. préel. 517, 12 p.
- (1969): *Géologie de la région d'Harricana — Turgeon, Co. d'Abitibi-Ouest et d'Abitibi-Est*, Min. Rich. nat. Qué., rapp. préel. 564, 255 p.
- REMICK, J. H., GILLAIN, P. R. et DURDEN, C. J. (1963): *Géologie de la baie de Rupert — rivière Missisicabi, Territoires de Mistassini et d'Abitibi*, Min. Rich. nat. Qué., rapp. préel. 498, 24 p.
- SKINNER, R. G. (1973): *Quaternary stratigraphy of the Moose River basin, Ontario*, Geol. Surv. Can., Bull. 225, 77 p.
- TREMBLAY, G. (1974): *Géologie du Quaternaire, régions de Rouyn — Noranda et d'Abitibi, comtés d'Abitibi-est et d'Abitibi-ouest*, Min. Rich. nat. Qué., Doss. publ. 236, 100 p.
- TREMBLAY, L. P. (1956): *Région de Fiedmont, Co. d'Abitibi, Québec*, Comm. géol. Can., mém. 253, 141 p.
- TYRRELL, J. B. (1898): The glaciation of north central Canada, *J. Geol.*, 6, 147-160.
- VINCENT, J. S. et HARDY, L. (1977): L'évolution et l'extension des lacs Barlow et Ojibway en territoire québécois, *Géogr. phys. Quat.*, vol. XXXI, nos 3-4, p. 359-372.
- WILSON, J. T. (1938): Glacial geology of part of northwestern Quebec, *Proc. Trans. Roy. Soc. Can.*, Ser. 3, 32 (4), 49-59.

QUESTIONS ET COMMENTAIRES

G. PRICHONNET:

«Quelle était la hauteur du plan d'eau qui «baignait» le front glaciaire «réavançant» et ne déformant pas les eskers déposés antérieurement?»

L. HARDY:

«La marge du Cochrane II a atteint sa position la plus avancée environ 75 ans avant le drainage du lac. L'altitude du plan d'eau, estimée à partir des lignes de rivage sur les hautes terres du sud et de l'est, devait être d'environ 350 m.»