

Article

« Le rôle d'un courant de glace tardif dans la déglaciation de la baie James »

Jean J. Veillette

Géographie physique et Quaternaire, vol. 51, n° 2, 1997, p. 141-161.

Pour citer cet article, utiliser l'information suivante :

URI: <http://id.erudit.org/iderudit/033115ar>

DOI: 10.7202/033115ar

Note : les règles d'écriture des références bibliographiques peuvent varier selon les différents domaines du savoir.

Ce document est protégé par la loi sur le droit d'auteur. L'utilisation des services d'Érudit (y compris la reproduction) est assujettie à sa politique d'utilisation que vous pouvez consulter à l'URI <https://apropos.erudit.org/fr/usagers/politique-dutilisation/>

Érudit est un consortium interuniversitaire sans but lucratif composé de l'Université de Montréal, l'Université Laval et l'Université du Québec à Montréal. Il a pour mission la promotion et la valorisation de la recherche. Érudit offre des services d'édition numérique de documents scientifiques depuis 1998.

Pour communiquer avec les responsables d'Érudit : info@erudit.org

LE RÔLE D'UN COURANT DE GLACE TARDIF DANS LA DÉGLACIATION DE LA BAIE JAMES*

Jean J. VEILLETTE**, Division de la science des terrains, Commission géologique du Canada, 601, rue Booth, Ottawa, Ontario K1A 0E8

RÉSUMÉ D'énormes quantités de glace du secteur du Labrador de l'Inlandsis laurentidien ont été évacuées du bassin d'Hudson durant les 1000 à 1500 ans précédant la transgression de la Mer de Tyrrell vers 8 ka. Cette période de déglaciation intensive fut marquée par la formation de courants de glace de direction générale SO dont l'existence a été démontrée dans le nord-ouest ontarien. De nouvelles mesures d'écoulement et de transport glaciaire dans le bassin de la baie James et dans le nord de l'Abitibi indiquent que par suite de l'amincissement du glacier d'Hudson et de la progression vers le nord du Lac Barlow-Ojibway, l'écoulement dominant vers le SO du glacier du Labrador fut graduellement défléchi vers le SE, jusque dans le sud de l'Abitibi. Cet important virage, qui eut lieu quelque temps après 9,5 ka, correspond au début d'un écoulement plus rapide des glaces d'Hudson dans le couloir de la baie James et au sud de celle-ci dans l'ouest de l'Abitibi. Cet écoulement donna lieu à la formation d'un courant de glace, à des crues glaciaires et à la mise en circulation d'icebergs dans le nord de l'Abitibi peu de temps avant la vidange du Lac Ojibway dans la Mer de Tyrrell. Ce courant de glace, de direction générale SSE, et dont les marques ont recoupé celles de l'écoulement vers le SO de part et d'autre de la baie James, précéderait donc de peu, quelques centaines d'années tout au plus, le début (8,3 ka) des crues de Cochrane. La déglaciation des parties médiane et nordique de la baie James fut très rapide, sinon catastrophique, après l'extension de courte durée du Lac Ojibway jusque dans la partie sud-est de la baie d'Hudson. Cette interprétation du mode de déglaciation de la baie James se fonde sur de nouvelles données d'écoulement et de transport glaciaire qui nous ont amené à revoir les mesures et les interprétations de la chronologie des écoulements glaciaires provenant de travaux antérieurs.

ABSTRACT *The role of late glacial ice streaming in the deglaciation of James Bay.* During the last 1000 to 1500 years preceding Tyrrell Sea transgression at about 8 ka, large quantities of ice disappeared from the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet in the Hudson Bay basin. The onset of this period of rapid deglaciation coincides with the formation of southwestward flowing ice streams, the existence of which has been demonstrated in northwestern Ontario. New ice-flow and glacial transport data in the Abitibi and James Bay regions indicate that the early dominant SW flow from the Labrador Sector was gradually deflected to the SSE, as far south as southern Abitibi due to the thinning of the ice sheet and the northward progression of Lake Barlow-Ojibway. This major shift in ice-flow direction which took place sometime after 9.5 ka, marks the beginning of accelerated ice flow in the James Bay corridor which led to the formation of an ice stream followed by surges, and the intensive production of icebergs in northern Abitibi shortly before the drainage of Lake Ojibway into Tyrrell Sea at about 8 ka. The James Bay ice stream flowed to the SSE and cut across an earlier southwestward ice flow indicated by striations and the orientation of landforms on both sides of James Bay. Its formation preceded the Cochrane surges (8.3 ka) by a few hundred years at the most. Deglaciation of the northern half of James Bay was rapid, possibly catastrophic, following a short-lived Lake Ojibway transgression in southeastern Hudson Bay. The new ice-flow and glacial transport data presented here led to the questioning of measurements and interpretation regarding ice-flow chronology reported by previous investigators to explain the deglaciation of James Bay.

ZUSAMMENFASSUNG *Die Rolle eines späten Eisflusses bei der Enteisung der James Bay.* Riesige Mengen von Eis aus dem Labrador-Gebiet der laurentischen Eiskecke wurden während der 1000 bis 1500 Jahre, welche der Transgression des Meeres von Tyrrell um etwa 8 ka vorausgingen, vom Hudson Becken evakuiert. Diese Periode intensiver Enteisung zeichnete sich durch die Bildung von Eisströmen in allgemein südwestlicher Richtung aus, und ihre Existenz wurde im Nordwesten Ontarios nachgewiesen. Neue Messungen des Abfließens und des glazialen Transports im Becken der James Bay und im Norden von Abitibi zeigen, dass infolge der Ausdünnung des Hudson-Gletschers und des Vordringens des Barlow-Ojibway-Sees in nördlicher Richtung der Abfluss des Gletschers von Labrador, zunächst dominierend nach SW, allmählich nach SO abgelenkt wurde, bis in den Süden von Abitibi. Diese bedeutende Wende, die einige Zeit nach 9,5 ka stattfand, entspricht dem Anfang eines schnelleren Fließens des Hudson-Eises in den Korridor der James Bay und südlich von dieser in den Westen Abitibis. Dieses Abfließen führte zu der Bildung eines Eisflusses, glazialer Fluten und der Verbreitung von Eisbergen im Norden von Abitibi kurz vor der Entleerung des Ojibway-Sees in das Tyrrell-Meer. Dieser Eisstrom in allgemein süd-südöstlicher Richtung, und dessen Spuren die des Abfließens nach SW dies- und jenseits der James Bay kreuzen, geht also um wenig, höchstens einige hundert Jahre, dem Anfang der Fluten von Cochrane (8,3 ka) voraus. Die Enteisung des mittleren und nördlichen Teils der James Bay geschah sehr schnell, wenn nicht sogar katastrophentypisch, nach der kurzen Ausdehnung des Ojibway-Sees bis in den südöstlichen Teil der Hudson Bay. Diese Interpretation der Weise der Enteisung der James Bay stützt sich auf neue Daten zum Abfließen und glazialen Transport, die uns veranlassen haben, die Messungen und Interpretationen der Chronologie des glazialen Fließens in früheren Arbeiten zu revidieren.

Manuscrit reçu le 24 octobre 1996 ; manuscrit révisé accepté le 4 mars 1997

* Contribution 1996102 de la Commission géologique du Canada

** Adresse électronique : jveillette@gsc.nrcan.gc.ca

INTRODUCTION

Sur une période de quelques siècles à peine, une énorme étendue de glace, coincée entre l'avancée vers le nord des lacs Ojibway et Agassiz, et celle vers le sud des eaux marines pénétrant par le détroit d'Hudson, a disparu par deux voies d'évacuation principales : le détroit d'Hudson au nord et les basses terres de la baie James au sud (fig. 1). Cette déglaciation rapide fut suivie par la transgression de la Mer de Tyrrell et la mise en place d'épaisses couches de sédiments marins qui ont probablement masqué une grande partie des indices de déglaciation inscrits dans le substrat. Ces dépôts et le plan d'eau actuel entravent l'étude de la déglaciation de la dépression topographique de la baie James, laquelle a traditionnellement été reconstituée à partir de mesures et observations obtenues uniquement sur la rive est de la baie (Lee *et al.* 1960 ; Prest *et al.*, 1968 ; Hardy, 1976).

Les nouvelles données d'écoulement et de transport glaciaire le long des côtes est et ouest, à l'intérieur de la baie James et au sud de celle-ci, en Abitibi, présentées ici, permettent de démontrer l'existence d'un courant de glace de direction générale SSE, précédant les crues de Cochrane. Le courant aurait occupé la dépression topographique de la baie James peu de temps avant sa déglaciation finale. Les mesures d'écoulement glaciaire et la séquence de déglaciation de la région résultant de travaux antérieurs (Lee *et al.*, 1960 ; Hardy, 1976), ont été revues à la lumière de la chronologie relative de l'écoulement glaciaire récemment proposée pour tout le bassin de la baie James et de l'Abitibi (Veillette, 1995 ; Veillette et McClenaghan, 1996). Cet examen conduit à conclure que la déglaciation des parties médiane et nordique de la baie James a été rapide, peut-être même catastrophique, et que contrairement à la partie sud, il

n'existe pas pour la partie nord de la baie James de preuves d'écoulement convergent au droit de la Moraine d'Harricana. Il n'y aurait donc aucun indice physique d'une baie James libre de glaces ou en contenant très peu pendant que le glacier du Labrador occupait encore la côte est immédiate de la baie James — condition requise pour expliquer les écoulements glaciaires tardifs vers l'OSO recoupant les écoulements précédents vers le SO proposés par Lee *et al.* (1960) et Hardy (1976) pour le versant est de la baie James. La partie distale du courant de glace de la baie James a culminé dans une série de crues glaciaires, les crues de Cochrane, caractérisées par une abondante production d'icebergs dans le Lac Ojibway, du nord de l'Abitibi québécois et ontarien.

UNE AIRE DE GLACES À ÉCOULEMENT RAPIDE : LE SECTEUR COCHRANE

Un courant de glace est une bande étroite de glace qui s'écoule plus rapidement que le glacier qui l'entoure (Flint, 1971). Selon Clayton *et al.* (1985), de façon générale, on appelle courant de glace (*ice stream*) un écoulement très rapide se produisant pendant une longue période et crue, un écoulement très rapide de courte durée. Les indices du passage de ces courants se manifestent habituellement par une différence de composition, par une plus grande distance de transport des débris glaciaires à l'intérieur du couloir comparées à celles des dépôts environnants et par des caractéristiques géomorphologiques : absence d'eskers et de moraines frontales (Dyke et Morris, 1988 ; Hicock, 1988 ; Hicock *et al.*, 1989 ; Thorleifson et Kristjansson, 1993). Hicock (1988) et Hicock *et al.* (1989) ont proposé que le till silteux et calcareux provenant des roches paléozoïques et protérozoïques du pourtour des baies James et d'Hudson et

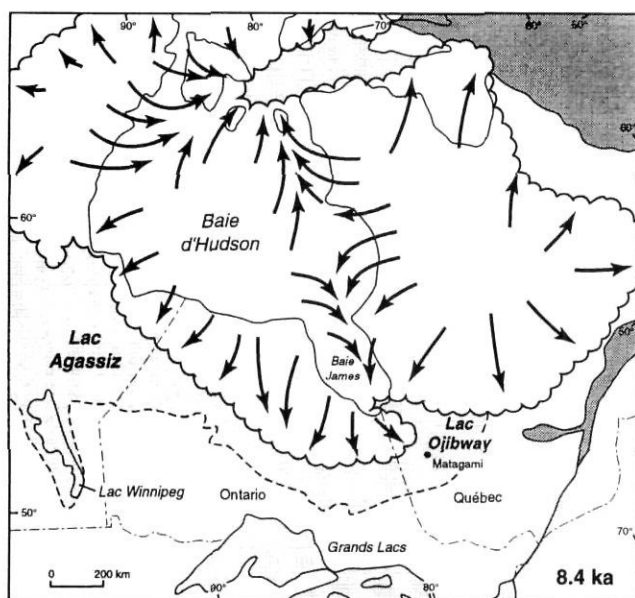
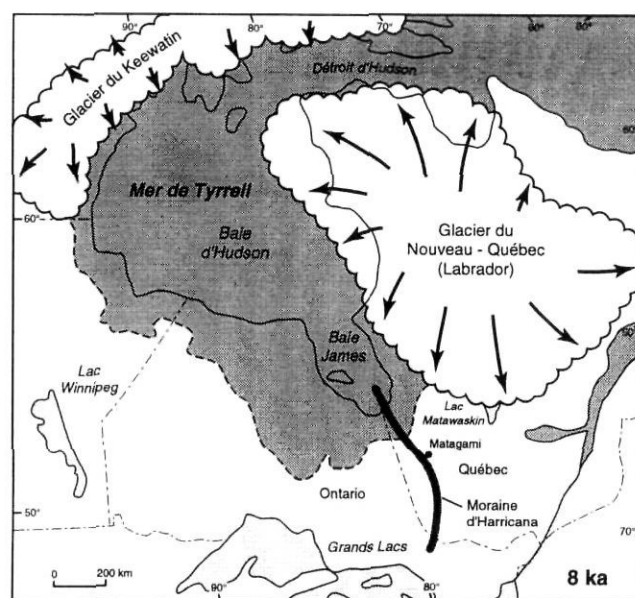


FIGURE 1. Modèle de déglaciation de la région des baies d'Hudson et de James de 8,4 à 8,0 ka selon Dyke et Prest (1987).



Déglaciation model for Hudson Bay and James Bay region from 8.4 to 8.0 ka, according to Dyke and Prest (1987).

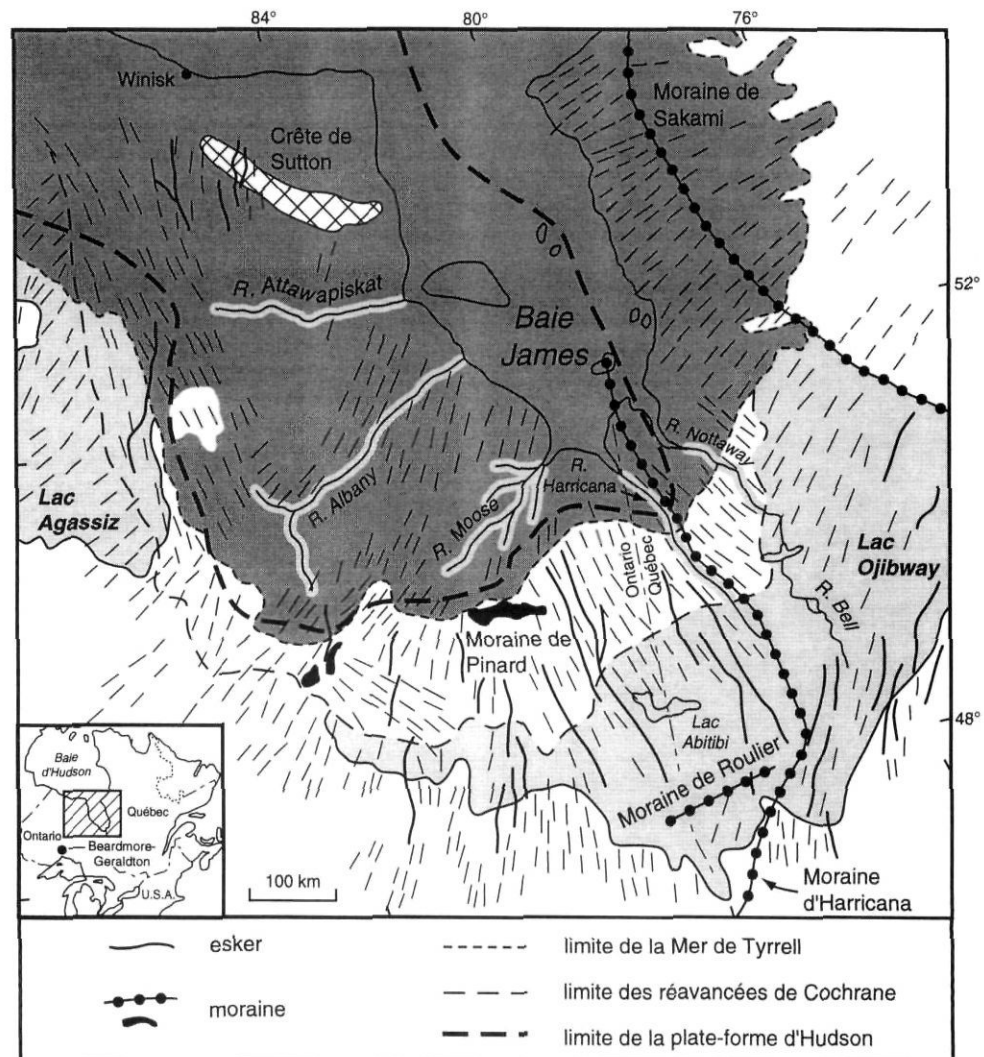
mis en place sur le socle précambrien du nord de l'Ontario par des glaces s'écoulant vers le sud-ouest, a formé un substrat offrant une faible résistance à l'écoulement des glaces. Au Wisconsinien supérieur, ce substrat carbonaté aurait agi comme lubrifiant et favorisé la formation de nombreux courants de glace dans le nord ontarien. Le plus important, selon Hicock (1988), serait issu de la baie James et aurait emprunté la vallée de la rivière Albany vers le sud-ouest, à l'ouest de la baie James. Thorleifson et Kristjansson (1993) attribuent la formation des courants de glace de la région de Beardmore-Geraldton située à la marge SO du bassin de la baie James sur le bouclier du nord-ouest ontarien (fig. 2), à une courte période (moins de 1500 ans) précédant la déglaciation de la région. Ces couloirs d'écoulement glaciaire rapide ont été reconnus par des formes fuselées moulées dans un diamicton à grain fin contenant une proportion élevée de roches paléozoïques carbonatées de la plate-forme d'Hudson par rapport au terrain environnant. Dans les basses terres de la baie James, on trouve aussi des indices de courant de glace à l'intérieur du secteur Cochrane (fig. 2), défini ici de façon générale comme cette partie des basses terres de la baie James

soumise à des reprises d'expansion des glaces dans les lacs glaciaires Agassiz et Ojibway (Prest *et al.*, 1968). Thorleifson *et al.* (1992, 1993) ont attribué à un courant de glace partant de la baie d'Hudson la linéation NO-SE au sud de Winisk, en Ontario, laquelle tronque la linéation discontinue NE-SO de toute la région à l'ouest de la baie James (fig. 2). Ces derniers proposent d'appeler Till de Winisk le diamicton argileux superficiel de ce corridor d'écoulement dont la composition indique une provenance de l'intérieur de la baie d'Hudson (L. H. Thorleifson, communication personnelle, 1995). Parent *et al.* (1995) reprennent le concept du courant de glace majeur de la baie James proposé par Hicock (1988) dont ils relient la durée, évaluée à environ 2500 ans, à celle du Lac Barlow-Ojibway.

Peu d'études ont été consacrées au secteur Cochrane même si certaines questions fondamentales demeurent sans réponse. Comment expliquer la remarquable continuité de la linéation glaciaire de part et d'autre de la limite du secteur Cochrane si on croit qu'il y ait eu un important retrait de la marge glaciaire avant une réavancée ? Ce style de déglaciation suppose une similarité d'orientation des écoulements

FIGURE 2. La linéation glaciaire du bassin de la baie James reconstituée par l'orientation des formes de terrain (traits noirs, et la zone ennoyée par les grands lacs proglaciaires et la Mer de Tyrrell. Modifié de Prest *et al.* (1968).

Glacial lineation in James Bay basin reconstructed from the orientation of glacial landforms (straight lines), and the area submerged by the large proglacial lakes and the Tyrrell Sea. Modified from Prest *et al.* (1968).



successifs, similarité qui se conçoit mal dans un milieu aussi dynamique. De même, la répartition des sillons d'icebergs, qui constitue pourtant un indice sûr d'un front de vêlage intensif, donc étroitement lié à la partie distale des réavancées, a suscité peu d'intérêt de la part des chercheurs autant dans la partie ontarienne que québécoise du Lac Ojibway.

L'étude des réavancées remonte à Antevs (1925), qui a proposé une réavancée majeure du glacier dans le Lac Ojibway dans le nord de l'Ontario. Hughes (1959, 1965) a proposé, à la suite d'une étude détaillée des séquences de varves complémentaire à celle d'Antevs, que la réavancée de Cochrane dans le nord de l'Ontario habitée a été d'environ 115 km, tout en reconnaissant la fragilité de cette interprétation. Boissonneau (1966) a subdivisé l'épisode de Cochrane en deux réavancées majeures, la première vers le SE et la deuxième vers le sud, le SE et le SO, dans le nord de l'Ontario. Skinner (1973) considérait le till supérieur (Till de Kipling) du bassin de la rivière Moose mis en place par un glacier s'écoulant vers le SO, comme étant l'équivalent du Till de Cochrane de Hughes. Hardy (1976, 1982) a reconnu trois reprises d'expansion principales du glacier d'Hudson, sur le versant québécois, Cochrane I (plus ancienne), Rupert et Cochrane II, et établi une chronologie de la déglaciation fondée principalement sur l'étude des varves. Enfin, Dionne (1977), Veillette *et al.* (1991) et Veillette et Paradis (1996) ont démontré qu'un vêlage intensif et une abondante production d'icebergs et de blocs délestés caractérisent la marge distale des crues de Cochrane, dans le nord de l'Abitibi.

Les surfaces sans linéation glaciaire nette et couvrant de grandes superficies, comme celle du bassin de la rivière Moose (fig. 2), correspondent aux grandes vallées de la frange côtière remblayées par d'épais sédiments de la Mer de Tyrrell et entaillées par les principales rivières. Les linéaments d'origine glaciaire du secteur Cochrane se recoupent dans une séquence difficile à reconstituer dans un ordre chronologique distinct. Cette contrainte a été au moins partiellement amoindrie par l'étude des surfaces striées sur le pourtour de la baie James (Veillette, 1995).

LA CHRONOLOGIE DES ÉCOULEMENTS GLACIAIRES DE LA BAIE JAMES ET DU NORD DE L'ABITIBI

LE POURTOUR DE LA BAIE JAMES

Des levés récents le long des côtes, dans les îles à l'intérieur de la baie James et à l'intérieur des terres (Veillette, 1995), révèlent la répartition d'une séquence d'écoulement glaciaire dont Low (1889, 1903) avait correctement reconnu l'ordre chronologique de formation un siècle auparavant, le long de la côte est des baies James et d'Hudson (fig. 3). Grâce aux levés de stries préservées le long de la côte est et à l'intérieur de la baie James en raison des caractéristiques favorables du terrain (Veillette et Roy, 1995) et de plusieurs autres mesures obtenues à l'intérieur des terres (Veillette, 1995), il a été possible d'établir une chronologie détaillée des surfaces d'érosion. Ces levés n'ont toutefois révélé aucune marque d'écoulement glaciaire tardif vers l'OSO, c'est-à-dire vers la baie James, recoupant des marques d'écoulement plus

anciennes vers le SO. La plupart des marques d'écoulement glaciaire du versant ouest et de la partie centrale de la baie James laissées sur les roches sédimentaires paléozoïques de la plate-forme d'Hudson (fig. 3) ont été soit recouvertes par des dépôts marins et des dépôts postglaciaires, soit détruites par l'érosion postglaciaire. Les roches précambriennes du versant oriental portent, au contraire, les nombreuses marques d'une suite complexe d'écoulements provenant du versant québécois de la baie James et dont le caractère distinctif est une rotation à partir d'un premier écoulement vers le NO, attribuée à la dernière expansion de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien inférieur (Veillette, 1995), suivie par des écoulements successifs vers l'ouest et enfin vers le SO lors de la déglaciation (fig. 3). Ce sens de rotation, à l'inverse du sens des aiguilles d'une montre, a aussi été observé dans le nord de l'Abitibi au sud du 50° N (Veillette et Pomares, 1991 ; Veillette et McClenaghan, 1996) et le long de la côte est de la baie d'Hudson (Low, 1889 ; Parent *et al.*, 1995). Les stries indiquant des écoulements vers l'est et le SE résultent des crues de Cochrane et ne se retrouvent qu'au SE de la baie James.

INTERPRÉTATIONS ANTÉRIEURES

Les données provenant de diverses études d'écoulement glaciaire du versant est de la baie James, menées par différents chercheurs au cours des dernières décennies, comportent d'importantes disparités entre elles et avec les nôtres. Cette absence de cohérence conduit à de sérieuses différences d'interprétation quant au style de déglaciation de la baie James. Lee *et al.* (1960) et Hardy (1976) ont proposé un sens de rotation inverse au nôtre (Veillette, 1995) pour expliquer la chronologie des écoulements glaciaires du versant est de la baie James (fig. 4). Selon ces auteurs, les écoulements précédant ceux de la déglaciation finale auraient été dirigés d'abord vers le sud, puis vers le SO, avant d'être recoupés par des écoulements vers l'OSO provoqués par l'ouverture du glacier dans l'axe de la Moraine d'Harricana. Cette interprétation se fondait principalement sur la présence de drumlins superposés dont le plus jeune (en position supérieure) aurait été dirigé vers l'OSO et le plus ancien, vers le SO (Lee *et al.*, 1960) ou sur des formes de terrain ré-orientées (Hardy, 1976), dont la partie aval dirigée vers le SO aurait été formée par un premier écoulement (écoulement principal) et la partie amont d'orientation OSO, par un écoulement subséquent (écoulement secondaire). Plusieurs de ces formes de terrain d'origine diverse seraient présentes le long de la côte est de la baie James jusque dans la région de Kuujuarapik (Lee *et al.*, 1960). Les marques d'écoulement vers l'OSO, que nous avons mesurées sur les affleurements le long de la côte de la baie James et attribuées à des écoulements plus anciens, pourraient, selon la séquence d'écoulement présentée par ces auteurs, être incorrectement interprétées comme étant plus jeunes que celles orientées vers le SO (fig. 3). Leur description relative aux marques de recoupements ajoute davantage à la confusion : « *The drumlins intersect at an angle of 5 to 15 degrees, with the top one more westerly. The same intersecting angle is recorded in striations on the bedrock* ». C'est là la seule allusion aux recoupements de stries par Lee *et al.* (1960), et aucun site de stries

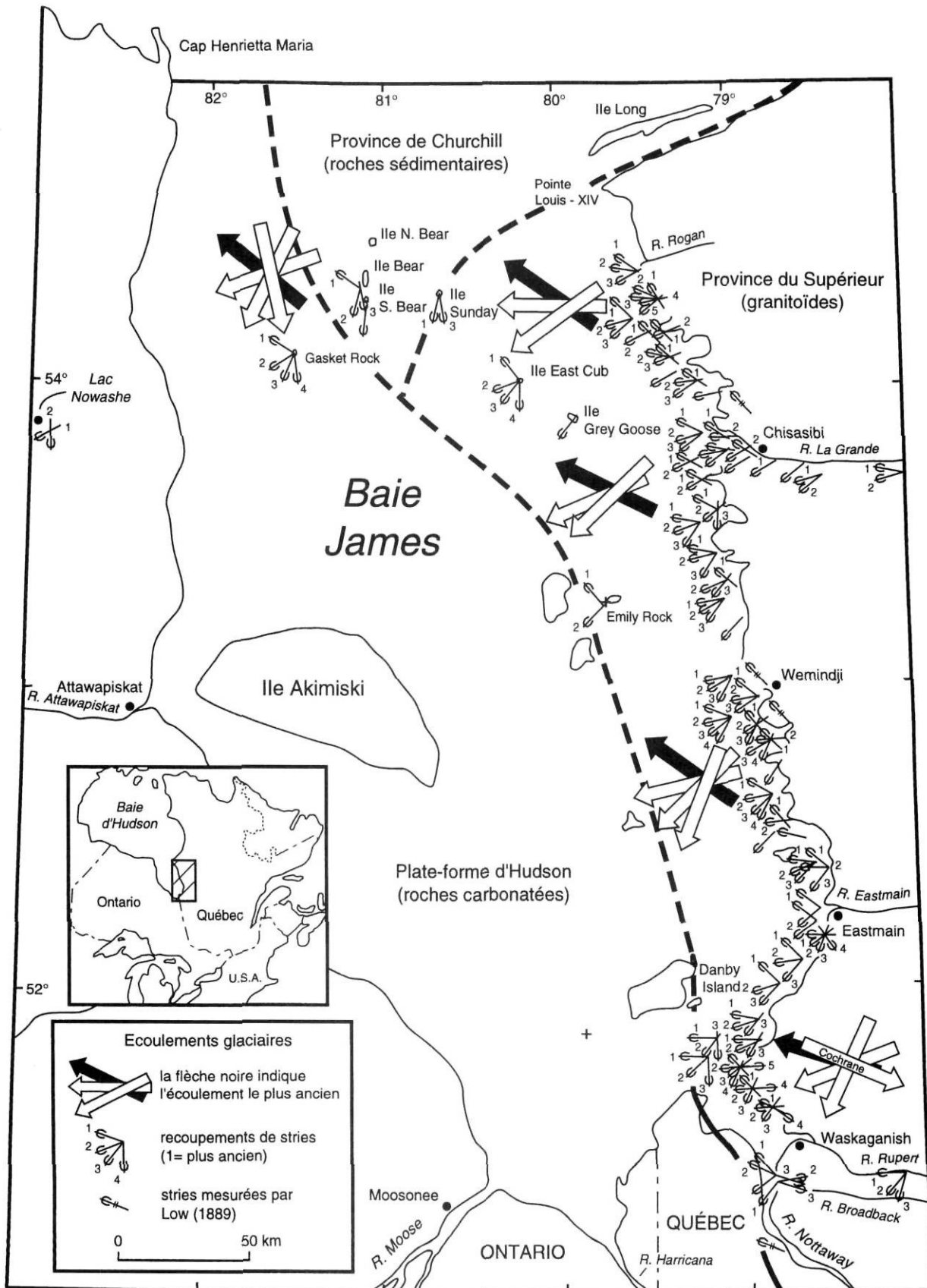
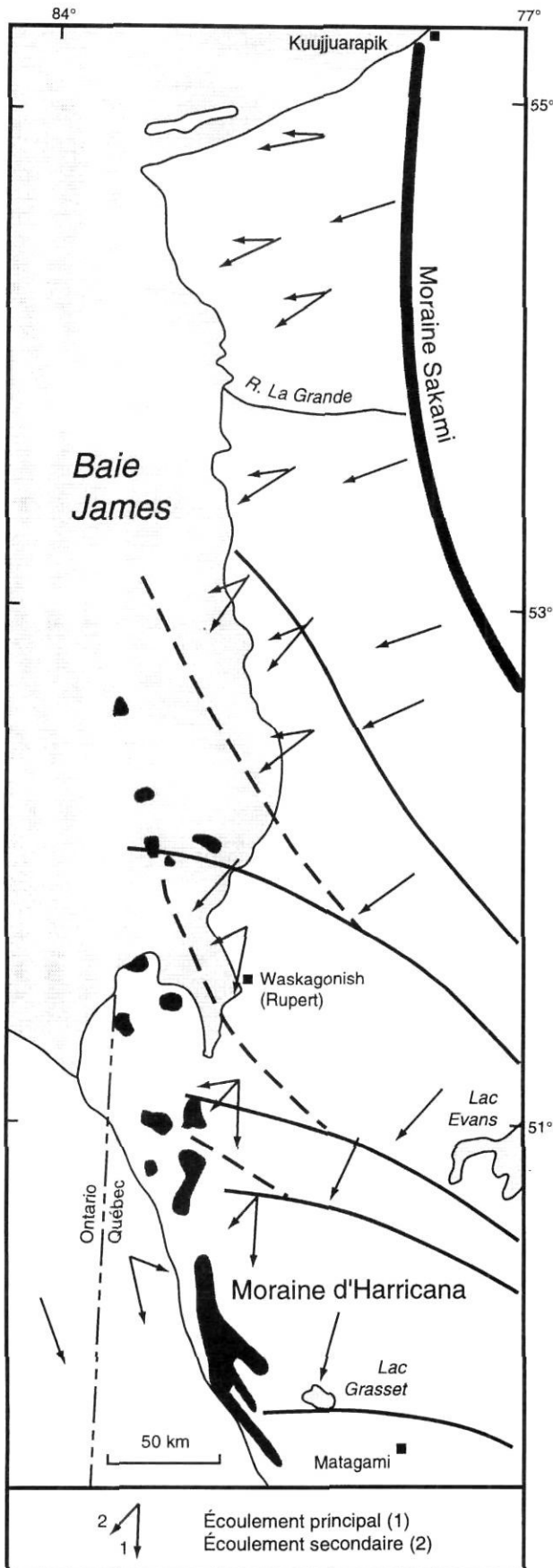


FIGURE 3. Chronologie des écoulements glaciaires sur le pourtour et à l'intérieur de la baie James. Adapté de Veillette (1995).

Ice-flow chronology on the periphery and within James Bay. Adapted from Veillette (1995).



montrant des recoupements dont l'ordre chronologique est précisé n'apparaît sur leur carte. Hardy (1976, p. 42), faisant référence aux déformations observées dans les formes fuselées, a noté que « ...cette déviation est parfois inscrite dans une même crête : moitié amont tournée vers l'OSO et moitié aval tournée vers le SO. Les crêtes défléchies vers le sud appartiennent au système principal. Un certain nombre de crêtes, particulièrement au nord de Rupert, présentent une orientation OSO comme les stries et cannelures du second système, et correspondent probablement à l'écoulement libre qui a suivi la scission complète du glacier du Labrador... ». Cet écoulement libre désigne en fait l'écoulement qui se serait produit vers l'espace interlobaire situé dans la baie James. Il n'est pas précisé si les stries du « second système » recoupent celles du « système principal ».

Ces descriptions de formes de terrain et de surfaces striées montrant des recoupements ne démontrent pas clairement l'ordre chronologique des écoulements glaciaires du versant est de la baie James. D'autres omissions, relatives aux marques d'écoulement glaciaire laissées sur le substrat rocheux, témoignent de levés incomplets. Ainsi, Lee *et al.* (1960) n'ont pas signalé d'indices relatifs au plus ancien écoulement vers le NO dont les marques, dans la même région, avaient pourtant été observées un siècle auparavant par Low. Hardy (1976, p. 76) a reconnu la présence d'indices indiquant un écoulement ancien vers le NO, mais l'a attribuée à des « renversements » des glaces Cochrane vers le NO : « Plusieurs marques d'écoulement affectant la surface du roc, à la marge et à l'intérieur de ces réavancées, indiquent nettement des mouvements opposés aux directions principales. De tels mouvements pourraient s'expliquer par un renversement local d'un écoulement engendré par des crues glaciaires dont la surface présente généralement une très faible pente. » Les directions principales dont il est ici question sont bien celles des crues de Cochrane vers le SE ou l'ESE, mais les « mouvements opposés » à ces directions sont les marques d'écoulement vers le NO, présentes partout dans le bassin de la baie James, que nous attribuons à l'expansion de l'Inlandsis laurentidien (Veillette, 1995, fig. 3). En se fondant sur de récentes données d'écoulement glaciaire (Veillette et Pomares, 1991 ; Veillette, 1995 ; Paradis et Boisvert, 1995), Parent *et al.* (1995) ont démontré que des traînées de dispersion glaciaire vers le NO correspondent aux mouvements glaciaires anciens vers le NO, dans la même région. Ces nouvelles données apportent une correction importante aux observations

FIGURE 4. Reconstitution schématique de la séquence des écoulements glaciaires de l'est de la baie James selon l'orientation des formes de terrain. Les lignes pleines représentent les positions successives de la marge du glacier du Labrador et les tiretés, les réajustements de la marge par suite de la séparation des glaces. Les flèches indiquent le sens et la séquence des écoulements glaciaires (longue = premier écoulement (1), courte = écoulement secondaire près de la marge (2)). Adapté de Hardy (1976, 1977) et Lee *et al.* (1960).

*Schematic reconstruction of ice-flow sequence east of James Bay derived from landform orientation. Solid lines represent ice margin positions of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet and broken lines the readjustment of the ice margin following the separation of the ice mass. Arrows indicate the sense and sequence of ice flow (long = first or main flow (1), short = secondary flow close to ice margin (2)). Adapted from Hardy (1976, 1977) and Lee *et al.* (1960).*

antérieures de Parent (1992, p. 62) après des études de dispersion glaciaire dans la bande volcano-sédimentaire de la rivière Eastmain : « Les formes glaciaires observées (drumlins, moraines fuselées, eskers) indiquent un écoulement glaciaire régional dirigé vers le SW (240°) et l'examen détaillé des micro-formes glaciaires sur les affleurements rocheux n'a pas permis de reconnaître des directions d'écoulement autres que cette dernière. »

Nos levés de terrain indiquent que les réavancées de Cochrane ne sont manifestes dans les stries qu'au sud d'Eastmain, particulièrement dans les îles le long de la côte (fig. 3). Les sommets des affleurements sont en général faiblement striés vers l'ESE et certains portent des stries et des broutures indiquant un mouvement vers le NO, inscrites sur les parois faisant face au SE, et des marques semblables indiquant un mouvement vers l'ESE sur les parois faisant face au NO. Le long de la route de la baie James dans la région du lac Evans (fig. 4), située à l'intérieur des réavancées, plusieurs affleurements laissent voir d'excellents exemples de façonnement par des écoulements de sens opposé dont les marques sont visibles sur le même affleurement ; ancien vers le NO, sur les parois faisant face au SE, et dernier (Cochrane) vers l'est, sur les parois faisant face au NO et sur le sommet des affleurements (Veillette, 1995). Cette inversion dans le sens de l'écoulement s'explique facilement par la chronologie des écoulements glaciaires déjà présentée pour la région (fig. 3).

Ces disparités dans les observations et les interprétations des différents chercheurs témoignent soit de situations de terrain difficiles ou complexes, soit d'une recherche insuffisante des affleurements susceptibles de fournir une chronologie adéquate des écoulements glaciaires. Le schéma de déglaciation du versant est de la baie James, encore en usage, résultant des travaux de Lee *et al.* (1960), au nord de 52° 50' N et de Hardy (1976) au sud de La Grande Rivière, apparaît à la figure 4. Dans ce modèle, la mise en place de la Moraine d'Harricana joue un rôle central dans la déglaciation de la région (Vincent et Hardy, 1977, 1979). Entre l'extrémité sud de la baie James et la région du lac Grasset, le premier écoulement fut vers le sud et les fléchissements, vers le SO (écoulements secondaires) sont attribués à la migration d'un rentrant vers le nord pratiqué dans le glacier en raison d'une déglaciation précoce au droit de la Moraine d'Harricana. Entre la partie sud de la baie James et son extrémité nord, les fléchissements passent du SSO à l'OSO en réponse à une marge glaciaire dont l'orientation passe de l'E-O au NO-SE. L'absence d'indices à l'appui d'un écoulement tardif vers l'OSO dans nos levés et l'attribution soutenue par Lee *et al.* (1960) et Hardy (1976, 1977) d'un sens de rotation inverse du nôtre pour la séquence des écoulements glaciaires nous ont amené à examiner de plus près les données sur les écoulements glaciaires identifiés par ces auteurs.

Lee *et al.* (1960) ont rapporté sur leur carte plus de soixante sites montrant une méga-forme de terrain comprenant deux formes fuselées (drumlins) d'orientation différente mais qui se fondent par endroits, surtout dans la partie amont, en une seule forme de terrain. L'une de ces formes est d'orientation OSO et l'autre SO, et pour une dizaine de sites

l'ordre de mise en place de chacune des formes est indiqué par les chiffres 1 (SO) et 2 (OSO). L'examen stéréoscopique de photographies aériennes à l'est de la baie James, le long d'une bande de terrain allant jusqu'à 45 km à l'intérieur des terres, à la recherche d'indices pouvant justifier la séquence d'écoulements proposée par Lee *et al.* (1960) et reprise par Hardy (1976 ; 1977) à partir de ces méga-marques d'écoulement glaciaires s'est avérée infructueuse. Quelques photographies aériennes (A23977-149,150,151, A15254-120,121, 122, A21580-133,134,135, A21578-3,4,5,6, Photothèque nationale, Ressources naturelles, Ottawa) de régions fortement drumlinisées entre 53° et 55° N le long de la côte, et contenant plusieurs formes fuselées doubles dont l'ordre de mise en place a été interprété par Lee *et al.* (1960), ont été examinées par moi-même et indépendamment par trois collègues expérimentés en photo-interprétation et en cartographie des dépôts meubles. Des formes de linéation glaciaire d'apparence complexe ont été observées (fig. 5), mais aucune n'indique explicitement la chronologie des écoulements proposée par Lee *et al.* (1960) et reprise par Hardy (1976). Deux orientations sont présentes dans certaines formes de terrain, mais il nous a été impossible d'en déterminer l'ordre chronologique de formation.

Le fléchissement dans l'axe longitudinal de formes fuselées, produisant une crête dont la moitié amont (plus jeune) est tournée vers l'OSO et la moitié aval vers le SO (fig. 6A), a été attribué par Hardy (1976, 1977) au changement de direction du glacier, c'est-à-dire à l'écoulement principal (SO) recoupé par l'écoulement secondaire (OSO). Si un tel changement de direction avait eu lieu en réponse à des changements dans la position et l'orientation de la marge glaciaire tel que proposé par Hardy, il semble plus probable que la morphologie de la partie aval (plus ancienne) ait été modifiée lors du dernier écoulement vers l'OSO (fig. 6 B) produisant ainsi des traînées de till, cannelures, etc. à partir de la crête de la forme la plus ancienne. Le type de déformation de l'ordre du kilomètre proposé par Hardy, c'est-à-dire un fléchissement graduel sans indices de mouvement secondaire modifiant la partie aval de la forme (fig. 6A), implique une courbure prononcée dans l'axe longitudinal de l'écoulement glaciaire lors de la mise en place de la forme de terrain. De telles courbures sans indices de déformations dans la partie aval, sont peu communes dans les linéations glaciaires des pénéplaines du Bouclier, mais pourraient être caractéristiques de fléchissements abrupts ayant eu lieu dans la zone de confluence entre le courant de glace de la baie James s'écoulant vers le SSE et l'écoulement vers le SO du glacier du Labrador. On trouve de petites formes fuselées superposées et moulées dans la partie aval (meuble) de crag and tail de plus grandes dimensions, et d'orientation différente, à plusieurs endroits sur le Bouclier, à la suite des changements de direction dans l'écoulement des glaces.

UN COURANT DE GLACE VERS LE SUD DANS LA BAIE JAMES

C'est de l'intérieur même de la baie James que proviennent les indices permettant de mieux comprendre son mode de déglaciation finale. L'absence de formes de terrain ou de marques d'écoulement dans la partie ouest-centrale et SO



FIGURE 5. Photographie aérienne d'une région comprenant de nombreuses formes fuselées à l'est de la baie James (54°30'N, 78°50'O) montrant une première linéation glaciaire vers le SO et une seconde vers l'OSO selon Lee *et al.* (1960). Photographie A23877-150, Photothèque nationale, Ressources naturelles, Ottawa.

Area of streamlined landforms east of James Bay (54°30'N, 78°50'W) showing a first glacial lineation toward the SW crossed by one toward the WSW according to Lee et al. (1960). Aerial photograph A23877-150, National Airphoto Library, Natural Resources, Ottawa.

de la baie James demeure contraignante, mais les mesures que nous avons prises sur les îlots de roche dénudée composés de métasédiments protérozoïques du nord de la baie indiquent que les dernières glaces qui ont marqué le substrat rocheux ont été canalisées dans la dépression topographique de la baie James. Les îles Gasket Rock (un îlot de roches protérozoïques à l'intérieur de la plate-forme d'Hudson), Bear, South Bear, Sunday et East Cub portent toutes les marques d'un dernier écoulement vers le sud ou

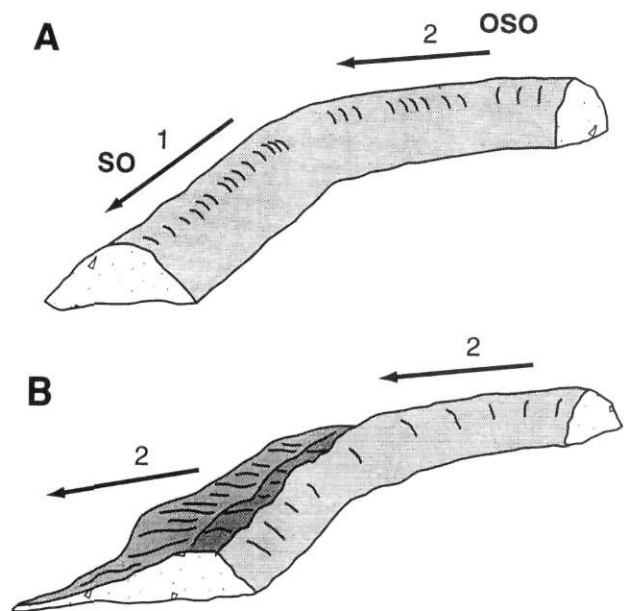


FIGURE 6. A) Forme fuselée hypothétique, dont la crête de la moitié aval (1) est tournée vers le SO et celle de la moitié amont (2) vers l'OSO, en raison d'un changement dans le sens d'écoulement des glaces à l'est de la baie James selon Hardy (1976). B) Morphologie probable de la partie aval de la forme fuselée par suite du changement dans le sens de l'écoulement régional passant du SO à l'OSO.

A) Hypothetical streamlined landform for which the down-ice part of the crest (1) is oriented toward the SW and the up-ice part (2) toward the WSW. According to Hardy (1976) the two orientations result from a regional change in ice-flow direction during the formation of the landform. B) Probable morphological changes in the down-ice part of the streamlined landform that would result from a regional change in ice-flow direction from SW to WSW.

vers le SSE. Il en est de même pour la région du lac Nowashe, à environ 40 km à l'ouest de la côte ouest, où les marques d'un écoulement antérieur vers le SO (240°) sont recoupées par des stries nettes vers 175° (fig. 3). Ces nouvelles mesures, dans une région où les affleurements rocheux sont rares, indiquent qu'il y a eu un dernier écoulement uniforme, vers le SSE (170°-180°), dans les parties nordique et centrale de la baie James et du versant ouest sur une largeur minimale de 250 km. Cet écoulement ne semble pas avoir laissé de traces visibles dans la linéation glaciaire de la côte ouest près de la côte ; elles sont probablement enfouies sous les sédiments marins postglaciaires ou encore une partie des glaces a emprunté les vallées des grandes rivières Albany et Moose dans le sud-ouest de la baie James (fig. 2). Fait encore plus significatif, on ne trouve aucun indice d'écoulements convergents sur le substrat rocheux des îles du nord de la baie James. Donc absence de preuves de terrain à l'effet que le rentrant dans le glacier associé à la formation de la Moraine d'Harricana aurait pénétré aussi loin vers le nord. On sait depuis les travaux de Tremblay (1950) et Allard (1974), en Abitibi, et de Veillette (1986), au Témiscamingue, que les écoulements convergents au droit de la Moraine d'Harricana, caractérisent sa partie sud. Les îles du nord de la baie James ne portent au contraire que les marques d'un écoulement vers le SSE, uniforme, typique d'un courant de glace. Ces écoulements convergents ont été interprétés par Brennand *et al.*

(1996) comme résultant d'un système de drainage des eaux de fonte, mis en place sous le glacier, avant la déglaciation finale.

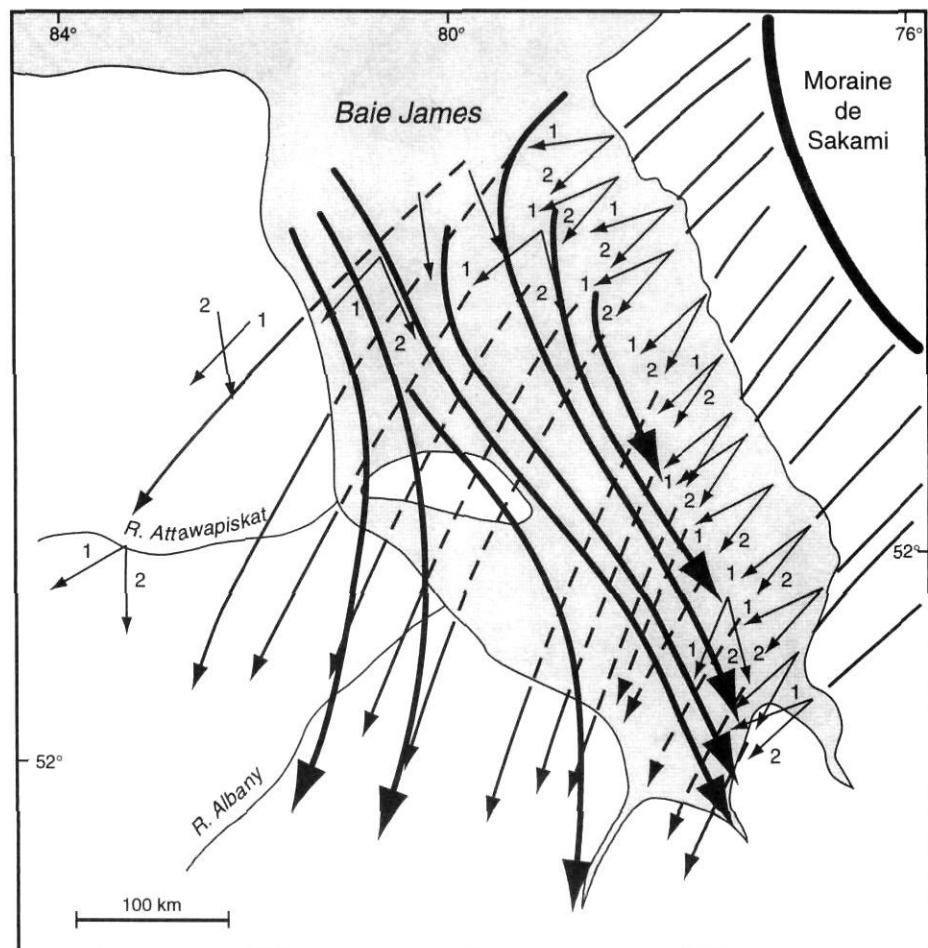
La différence marquée (70°) entre le sens du dernier écoulement (180°) inscrit dans la roche de fond de l'île East Cub, située à environ 50 km de la côte [Burns (1952) avait déjà relevé des stries vers 155° sur l'île Sunday], et celui vers l'OSO (250°) décelé sur la côte est de la baie James, à la même latitude (fig. 3), résulte soit d'un changement abrupt dans le sens de l'écoulement des glaces, soit d'une « capture » de l'écoulement vers le SO par l'écoulement vers le SSE. La formation des stries vers l'OSO et des méga-formes de linéation glaciaire vers 250° pourrait même être antérieure à celle des stries vers le SSE de l'île East Cub que nous attribuons au courant de glace de la baie James. Les formes de terrain parallèles à la direction du retrait glaciaire (drumlins, crag and tail) de la côte est, à l'ouest de la Moraine de Sakami, ont pu être mises en place à plusieurs dizaines de kilomètres à l'intérieur de la marge glaciaire (Lundquist, 1970 ; Punkari, 1985), même jusqu'à 200 km (Punkari, 1994) par l'écoulement vers le SO, avant la formation du courant de glace. Les stries vers l'OSO et le SO tronquées par celles vers le SSE à l'intérieur de la baie James témoignent d'une cassure nette entre ces deux directions générales d'écoulement ou tout au moins d'un virage à faible rayon de courbure. On trouve des preuves d'écoulement antérieur vers l'OSO à l'ouest de la baie James sur des surfaces striées de la région du lac Nowashe (fig. 3), et le long de la rivière

Attawapiskat (Veillette, 1995 ; R. Kelly, Ontario Geological Survey, comm. pers. 1994, J.J. Veillette, mesures inédites). À l'entrée de la rivière Rupert, au nord-ouest de Waskaganish (fig. 3), les sites les plus à l'ouest, c'est-à-dire vers l'intérieur de la baie, indiquent aussi un dernier écoulement vers le sud relié au courant de glace, mais recoupant toujours des écoulements plus anciens vers l'OSO ou le SO.

La plus jeune génération de stries pré-Cochrane de la côte orientale, allant du nord vers le sud entre les rivières Rogan et Eastmain, indique une migration graduelle du sens de l'écoulement régional vers l'OSO (240° - 250°), au niveau de la rivière Rogan, et vers le SO (220° - 230°), dans la région d'Eastmain (fig. 3). Ce fléchissement, plus prononcé dans la partie sud de la baie James, démontre la mise en place d'un système d'écoulement commandé par la dépression topographique de la baie James lors de la déglaciation initiale de la région. Ainsi, il est inutile de faire appel à des écoulements tardifs vers l'OSO (Lee *et al.*, 1960 ; Hardy, 1976), pour lesquels nous ne trouvons pas de preuves, pour expliquer la déglaciation de la baie James. L'orientation des formes de terrain et la chronologie des stries suffisent à indiquer que, dans l'axe de la baie James et au sud de celle-ci, l'écoulement glaciaire vers le SO a été défléchi, presque à angle droit vers le sud, par des glaces s'écoulant plus rapidement (vers le sud) à l'intérieur de la baie James, pour ensuite reprendre son orientation SO initiale sur le versant est par suite de la transgression de la Mer de Tyrrell. Cette interprétation, illustrée à la figure 7, tient compte de la chronologie des stries et

FIGURE 7. Chronologie relative des écoulements glaciaires dans la baie James à partir des recouvrements de stries (flèches 1 et 2, tiré de la fig. 3) des deux derniers mouvements glaciaires de la baie James antérieurs au courant de glace (mouvements 2, 3 ou 4 de la fig. 3), comparés à la linéation glaciaire vers le SO (tireté à l'intérieur de la baie James) fournie par l'orientation des méga-formes des rives est et ouest. Les grandes flèches noires vers le SE représentent le tracé du courant de glace.

Relative ice-flow chronology of James Bay reconstructed from cross-striations (arrows 1 and 2, from fig. 3) formed by the two last ice flows in James Bay that preceded the formation of the ice stream (flows 2, 3 or 4, fig. 3), compared with the glacial lineation (dashed lines within James Bay) obtained from the orientation of landforms on the west and east coasts. Large black arrows represent the path of the ice stream.



fournit une cause plus probable pouvant expliquer l'origine des formes fuselées doubles de Lee *et al.* (1960). Ainsi, la partie de la forme fuselée tournée vers l'OSO dans la frange côtière pourrait être plus ancienne que celle tournée vers le SO, cette dernière résultant entièrement du changement d'orientation subit attribué au courant de glace de la baie James. Cette séquence de mise en place est l'inverse de celle proposée par Lee *et al.* (1960) et Hardy (1976), mais respecte la chronologie relative des surfaces d'érosion (stries) que nous avons établie pour la région (fig. 3). La linéation glaciaire vers le SO, décelable dans les formes de terrain de part et d'autre de la baie James, révèle une continuité d'orientation apparente (fig. 2 et 7) qui a été tronquée par le courant

de glace. On verra plus loin que l'écoulement vers le SO a aussi marqué le nord de l'Abitibi avant la mise en place du dernier écoulement vers le SE (Veillette, 1995 ; Veillette et McClenaghan, 1996).

La partie distale du courant de glace se situe dans le nord de l'Abitibi. Entre la partie sud de la baie James et le nord de l'Abitibi (tracé ici à 50°N), la linéation glaciaire originale est obscurcie par celles des crues de Cochrane. Des indices d'un dernier écoulement vers le SSE ont été découverts le long des rivières Bell et Laflamme sur des surfaces striées, au sud des limites des réavancées de Cochrane tracées par Prest *et al.* (1968), par Hardy (1976) et par Veillette *et al.* (1991) dans le secteur (fig. 8 et 9). Ces stries recourent celles

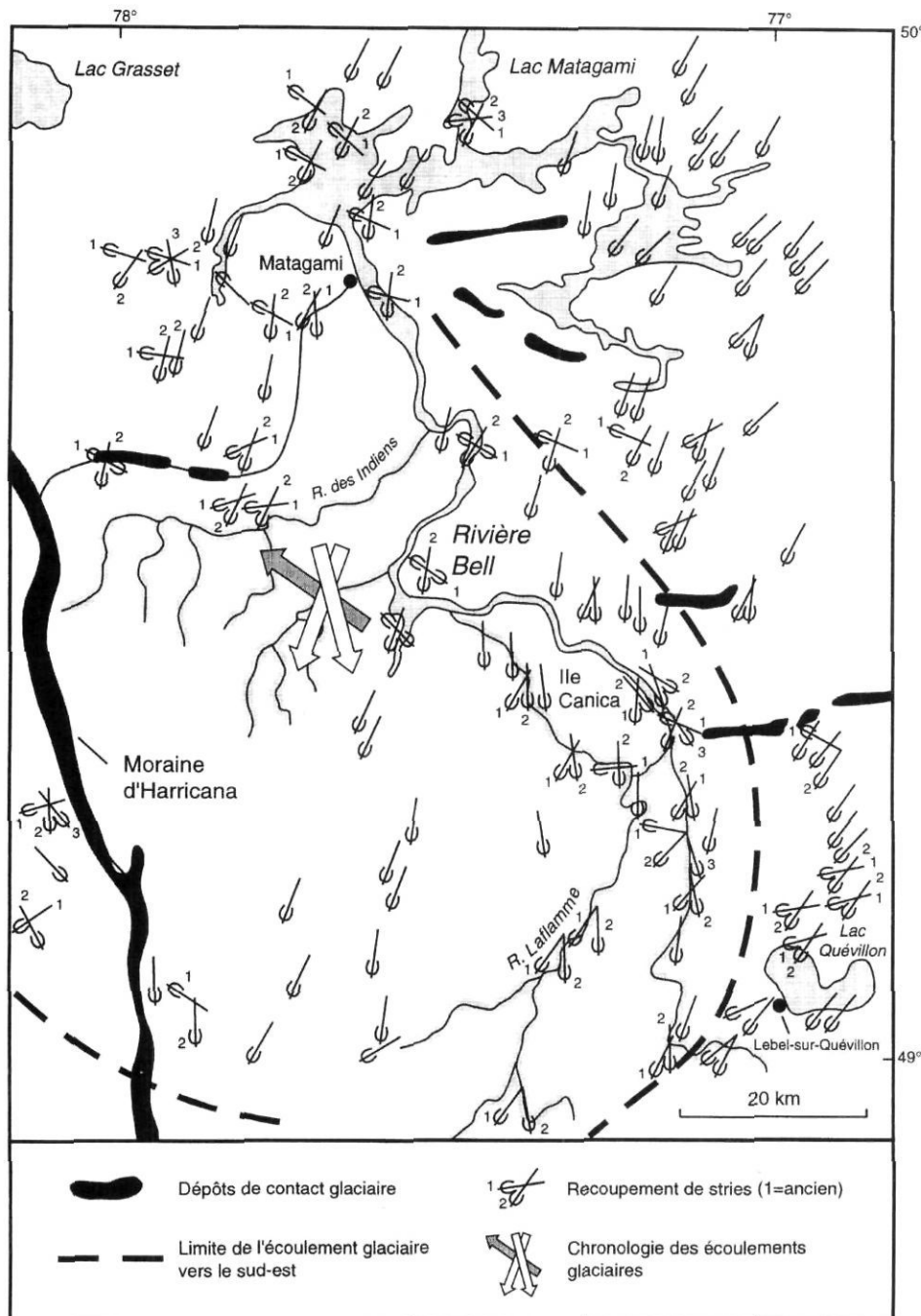
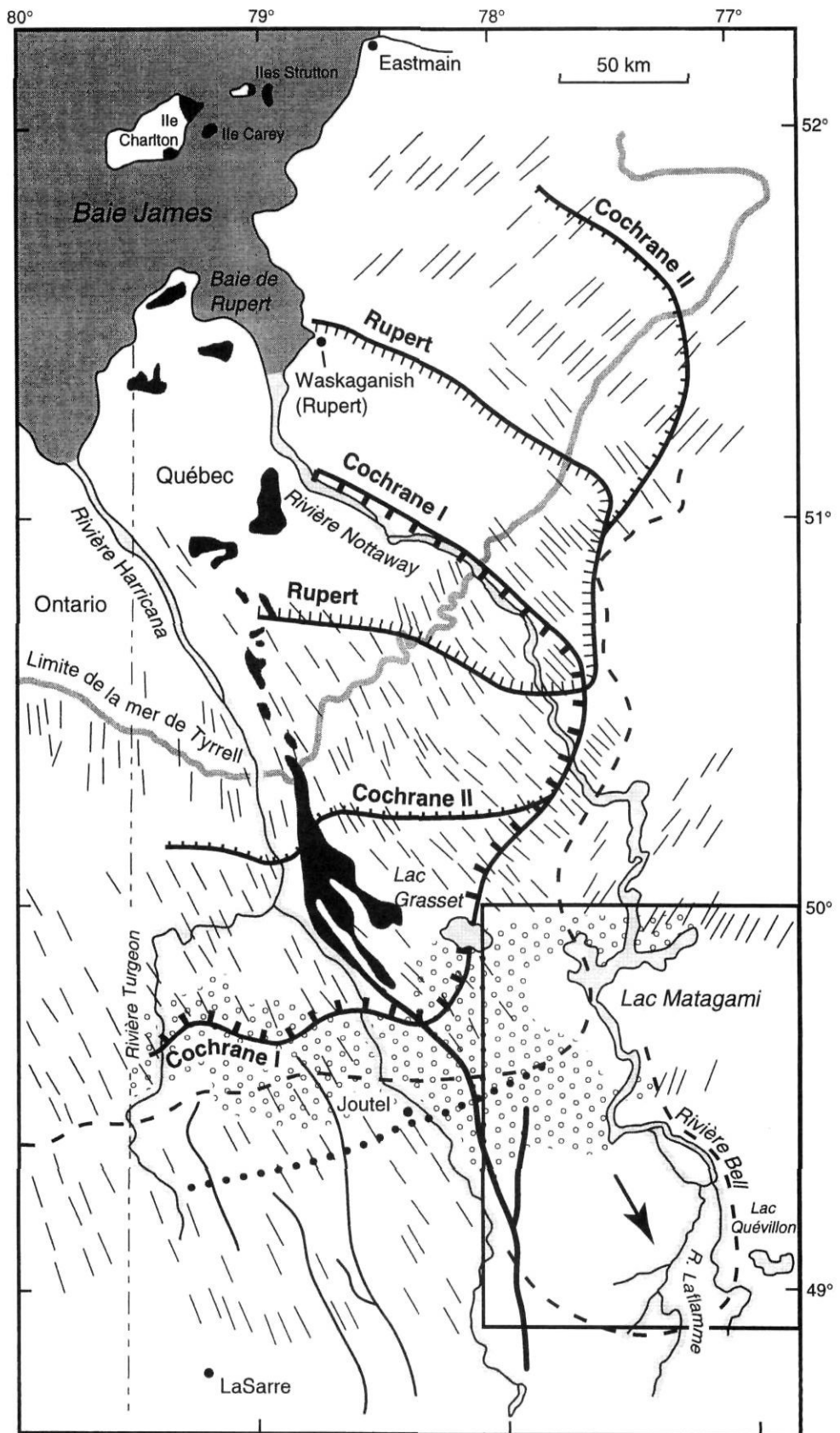


FIGURE 8. Étendue approximative d'un écoulement glaciaire tardif vers le SSE dans le bassin de la rivière Bell (tiré de cette étude et de S. J. Paradis, en préparation).

Approximate extent of a late ice flow toward the SSE in the Bell River basin (this report and S. J. Paradis, under preparation).

FIGURE 9. Limite maximale des réavancées de Cochrane selon Prest *et al.* (1968) en tireté, selon Veillette *et al.* (1991) en pointillé, et limites des réavancées de Cochrane I, II et Rupert, selon Hardy (1976). Les plages en noir représentent la Moraine d'Harricana, les traits droits indiquent la linéation glaciaire, les lignes sinueuses, les eskers, et la trame formée de petits cercles, la zone à forte densité de sillons d'icebergs. Le rectangle donne la localisation de la figure 8.

Maximum limit of Cochrane readvances drawn by Prest *et al.* (1968) dashed line, and Veillette *et al.* (1991) dotted line, and limits of the Cochrane I, II, and Rupert according to Hardy (1976). Heavy black line and patches show the northern extent of the Harricana Moraine, short straight lines represent glacial lineation, sinuous lines the eskers, and the circles the areas of high concentrations of iceberg furrows. The rectangle at bottom right shows the location of Figure 8.



formées par l'écoulement vers le SO, jusqu'à maintenant considéré comme le dernier écoulement glaciaire de la région, et constituent les premières preuves d'un écoulement plus récent vers le SE à l'est de la Moraine d'Harricana et aussi loin vers le sud (Veillette et McClenaghan, 1996 ; Paradis, en préparation). L'absence de mégaformes d'écoulement glaciaire reliées à l'écoulement vers le SO à l'intérieur du bassin de la rivière Bell, alors qu'elles abondent à l'est et au NE du bassin, est aussi anomal (Prest *et al.*, 1968 ; Paradis, en préparation). Rappelons que la complexité de la séquence des écoulements de cette région est semblable à celle déjà décrite pour la baie James (fig. 3) et pour une grande partie de l'Abitibi (Veillette et McClenaghan, 1996). Les plus anciennes stries du secteur indiquent un écoulement initial vers le NO relié à l'expansion des glaces wisconsiniennes, suivi d'un sens de rotation inverse à celui des aiguilles d'une montre avec les stries les plus jeunes reliées à l'écoulement vers le SE (fig. 8).

Contrairement à la région au nord-ouest du lac Matagami où les réavancées Cochrane se distinguent par le parallélisme des formes fuselées, composées d'un diamicton argileux qui recouvre et tronque l'argile Ojibway, le bassin de la rivière Bell ne montre qu'une épaisse couche d'argile Ojibway sans déformation superficielle. La couverture d'argile est quasi continue dans toute la partie de la région située entre la Moraine d'Harricana et l'île Canica et les affleurements y sont extrêmement rares (Paradis, communication personnelle, 1991 et fig. 9). Cette absence de preuves stratigraphiques ou glacio-tectoniques de réavancées dans la partie supérieure des dépôts glaciolacustres de la rivière Bell indique que ce dernier écoulement vers le SE a probablement précédé la submersion lacustre Ojibway et représente l'avancée d'une langue du glacier d'Hudson dans la grande vallée de la rivière Bell et non pas nécessairement la partie distale des crues de Cochrane. Cet épisode est probablement relié au passage d'un écoulement dominant vers le SO à un autre vers le SE dans l'ouest de l'Abitibi après 9,5 ka. Seuls les indices d'érosion (stries) de l'écoulement glaciaire vers le SE subsistent sur le roc, là où l'argile a été érodée par les cours d'eau actuels. Plusieurs des mesures ont été obtenues à la fin des étés de 1990 et 1995 alors que le niveau des lacs et rivières de la région était exceptionnellement bas. Une constante se dégage donc : aux deux extrémités du système, dans les îles du nord de la baie James et dans le bassin de la rivière Bell, et entre les deux, sur une distance de 600 km, on trouve la même séquence, soit l'écoulement vers le SSE du glacier d'Hudson qui tronque celui vers le SO du glacier du Labrador. Les deux écoulements n'ont donc pas toujours été convergents au droit de la Moraine d'Harricana.

LE TRANSPORT GLACIAIRE

Même si l'analyse des recoupements de stries et celle des formes de terrain suffit à indiquer que la dépression topographique de la baie James a connu un style de déglaciation nettement différent de celui de son versant est, l'étude du transport glaciaire du bassin de la baie James vient démontrer que la mise en place du courant de glace fut un phénomène tardif. Le recours aux indicateurs lithologiques provenant du

bassin de la baie James et transportés vers le sud en Abitibi est complexe pour deux raisons : (1) la répartition des indicateurs est fonction de changements importants dans les directions d'écoulement lors de la déglaciation de toute la région au sud de la baie James, et (2) elle dépend du mode de mise en place soit directement par le glacier, par des glaces de plate-formes comme celles des crues de Cochrane, soit indirectement par des glaces flottantes, icebergs et petits radeaux de glace.

LA SIGNIFICATION DE LA RÉPARTITION DE LA TENEUR EN CARBONATE DES TILLS DE MATHESON ET DE COCHRANE

La répartition de la teneur en carbonate de la fraction fine (< 0,063 mm) du till régional précédant la mise en place du Till de Cochrane (Till de Matheson) au Québec et en Ontario (Veillette *et al.*, 1992 ; Veillette et McClenaghan, 1996) indique que le transport vers le SE s'est effectué sur de courtes distances, quelques dizaines de kilomètres tout au plus, lors de la déglaciation de la région à l'ouest de la Moraine d'Harricana (fig. 10). Le faible apport de roches carbonatées en provenance des basses terres, compte tenu d'un dernier écoulement dominant vers le SE dans toute la région à l'ouest de la Moraine d'Harricana, s'explique par le changement rapide du sens de l'écoulement passant du SO vers le SE lors de la déglaciation finale de l'Abitibi (Veillette, 1986, 1989 ; Veillette *et al.*, 1989 ; Veillette et McClenaghan, 1996). La plus longue durée de l'écoulement vers le SO, qui a précédé l'écoulement vers le SE de la déglaciation finale, se traduit par l'orientation NE - SO de l'isoligne de 10 % du till carbonaté au sud de la baie James et par une rapide décroissance de la teneur en carbonate du till vers le SE à partir de cette isoligne (fig. 10). Une déglaciation rapide au contact des eaux glaciolacustres Ojibway, caractérisée par un retrait moyen de 450 m/an (Veillette, 1994) et un glacier considérablement aminci expliquent probablement le faible transport vers le SE et l'absence de till carbonaté dans le triangle LaSarre, Rouyn-Noranda et Val d'Or, malgré le développement d'une linéation glaciaire SE nette dans les formes de terrain et dans les stries jusque dans la région de Val d'Or. Cette absence de carbonates à l'aval glaciaire de sédiments carbonatés, contraste fortement avec la situation observée dans le nord ontarien.

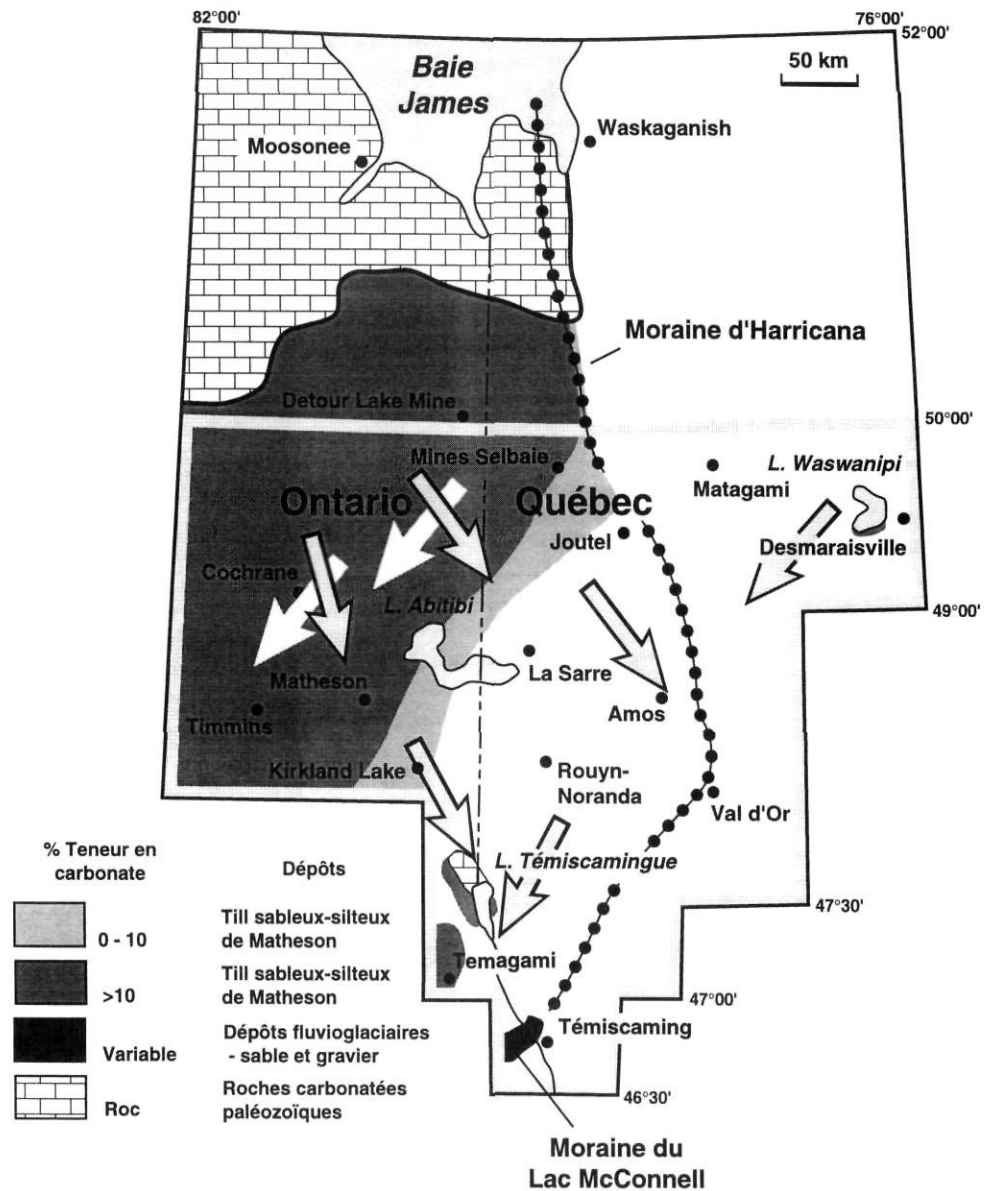
Le diamicton mis en place par le courant de glace de la baie James, dont les crues de Cochrane dans le nord ontarien et le nord-ouest québécois n'ont été que la manifestation ultime, possède une teneur en carbonate élevée (fig. 11), et sa répartition ne montre aucune relation avec la partie carbonatée du Till de Matheson (fig. 10). Le Till de Cochrane, contrairement au Till de Matheson, indique une provenance de l'intérieur de la baie James et comprend des indicateurs lithologiques provenant de roches sources paléozoïques à l'ouest de la baie James et de roches protérozoïques situées dans la partie SE de la baie d'Hudson.

INDICATEURS LITHOLOGIQUES DE TRANSPORT MIS EN PLACE PAR DES GLACES DE CRUES ET DES GLACES FLOTTANTES

La partie distale d'un courant de glace ou de crues glaciaires débouchant en eau profonde produit un vêlage

FIGURE 10. Répartition du faciès calcaireux du Till de Matheson (pré-Cochrane) au sud de la baie James établie à partir de la teneur en carbonate de la fraction fine (< 0,063 mm) du till. Les flèches surimposées représentent le sens et l'ordre de mise en place des deux derniers écoulements glaciaires reliés à la mise en place du till. Tiré de Veillette et McClenaghan (1996).

Distribution of calcareous facies of Matheson Till (pre-Cochrane) south of James Bay reconstructed from the carbonate content of the fine (< 0.063 mm) fraction of the till. Superimposed arrows represent the direction and sequence of the two last ice flows associated with the deposition of the till. From Veillette and McClenaghan (1996).



intensif et la mise en circulation d'icebergs et de radeaux de glace par des courants ou par le vent (Dowdeswell *et al.*, 1995). La cartographie de plus de 8000 sillons d'icebergs inscrits pour la plupart dans l'argile glaciolacustre du nord de l'Abitibi (Veillette et Paradis, 1996) démontre une forte concentration de sillons à la marge du terrain fortement rainuré, typique des réavancées de Cochrane (fig. 12). Cette répartition, largement déterminée par la topographie du bassin lacustre et par des vents dominants vers l'ESE, est l'une des principales caractéristiques de la marge sud du secteur Cochrane qu'avait observée Dionne (1977). La répartition des sillons indique un écoulement plus rapide et plus important des glaces vers le sud et vers le SE et une pénétration des glaces flottantes dans le bassin supérieur de la rivière Bell. L'inventaire systématique des sillons n'a pas été étendu du côté ontarien, mais l'examen sommaire des photographies aériennes, à l'ouest en Ontario et de récents travaux dans la

région de Timmins (Paulen et McClenaghan, 1997) indiquent que les sillons sont partout présents à la marge de la zone fortement drumlinisée par des écoulements vers le sud, le SE et le SO.

À partir du front de vêlage, les icebergs ont été transportés par le vent vers l'est et le SE (orientation moyenne des sillons, 108°, n = 8419, Veillette et Paradis, 1996, fig. 12). Le sens du mouvement a été déterminé à partir de la répartition même des sillons, absents à l'aval des obstacles topographiques et abondants à l'amont, des déformations dans les sédiments et de l'orientation de la « traînée glacielle » vers l'est. Seuls les plus gros icebergs ont formé des sillons encore visibles sur photographies aériennes à petite échelle (1/40 000), mais le transport d'erratiques par des glaces flottantes de petite taille est décelable loin à l'est, grâce à la présence de blocs délestés. Certains de ces blocs proviennent de la crête de Sutton (fig. 2) formée de métasédiments protérozoïques

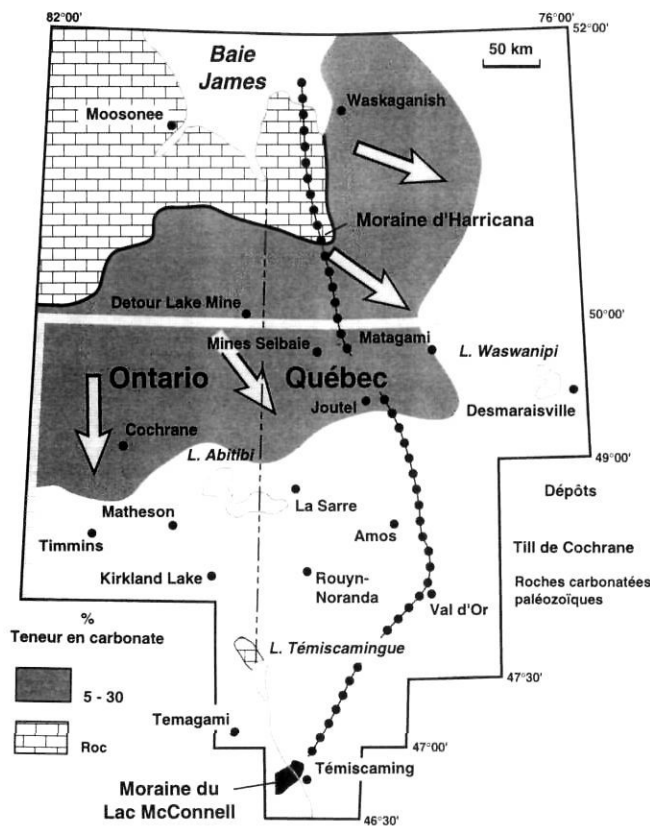


FIGURE 11. Répartition du Till de Cochrane au sud de la baie James établie à partir de la teneur en carbonate de la fraction fine (< 0,063 mm) du till.

Distribution of Cochrane Till south of James Bay reconstructed from the carbonate content of the fine (< 0.063 mm) fraction of the till.

et les autres, plus abondants, des grauwaques protérozoïques de la Formation d'Omarolluk des îles Belcher du SE de la baie d'Hudson, ont été trouvés jusque dans les régions de Desmaraisville et du lac Quévillon (fig. 12, Veillette *et al.*, 1991). La cartographie des dépôts superficiels de cette partie de l'Abitibi (Veillette et Pomares ; S. J. Paradis, en préparation) a démontré qu'un dépôt mince et discontinu, généralement calcaireux et composé d'argile massive contenant des quantités variables de matériaux détritiques et de blocs délestés de toutes tailles, recouvre l'argile Ojibway à l'intérieur de la zone à forte densité de sillons. Le dépôt s'étend jusque dans la région de Matagami et s'estompe graduellement sur une distance de 150 km, vers l'est et le SE, où l'on ne trouve que des placages isolés d'argile et des blocs délestés (striés pour la plupart) provenant du SE de la baie d'Hudson, en surface ou dans des sédiments littoraux Ojibway, mais jamais dans le till sous-jacent. Donc, la position stratigraphique des indicateurs lithologiques suffit à en déterminer l'origine et le mode de mise en place.

Des erratiques de grauwaques protérozoïques de la Formation d'Omarolluk de la Province de Churchill provenant des îles Belcher du SE de la baie d'Hudson ont été trouvés près de la limite interprovinciale, à la latitude 50° N, dans le Till de Matheson du nord ontarien (voir fig. 12 ; Prest, 1990 ;

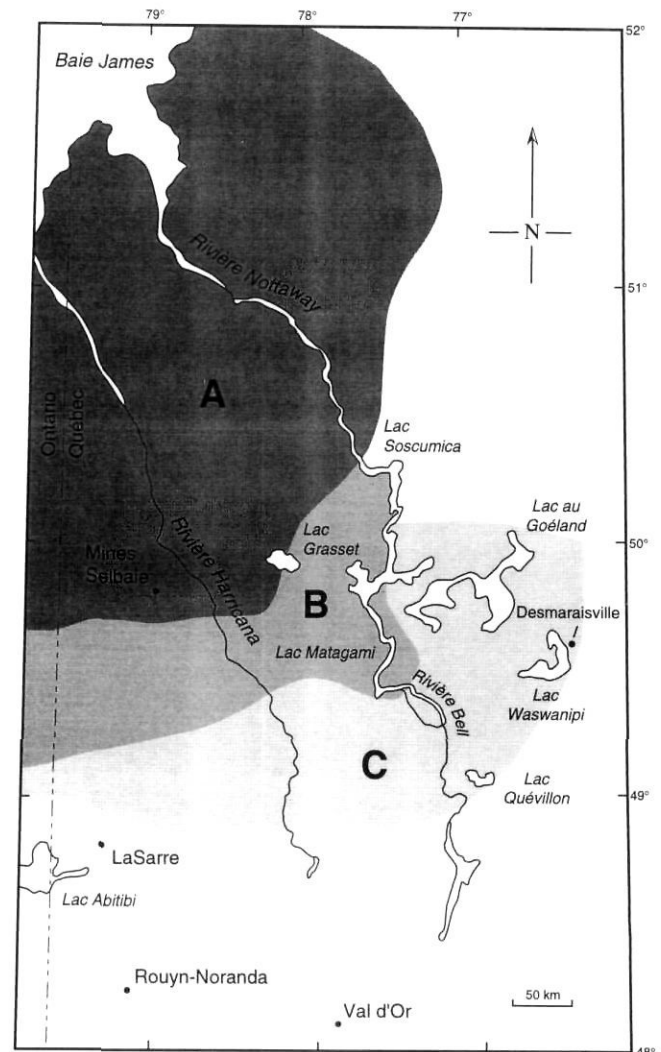


FIGURE 12. Répartition de quelques 8400 sillons d'icebergs (aire B) à la marge du secteur Cochrane (Aire A), et « traînée glaciaire » vers l'ESE (aire C) d'argile calcaireuse et caillouteuse et de blocs et cailloux délestés, dont certains proviennent des roches carbonatées de la plate-forme d'Hudson et des roches protérozoïques de la Province de Churchill du sud-est de la baie d'Hudson. Adapté de Hardy (1976) et Veillette et Paradis (1996).

Distribution of some 8400 iceberg furrows (Area B) near margin of Cochrane terrain (Area A) and "ice-rafted train" of calcareous clay and dropstones (Area C) from the carbonate rocks of the Hudson Bay Platform and from the Proterozoic rocks of Churchill Province in southeastern Hudson Bay. Adapted from Hardy (1976) and Veillette et Paradis (1996).

Prest et Nielsen, 1987). Ils indiquent un transport glaciaire minimal selon un axe nord-sud d'au moins 500 km à partir du contact Protérozoïque-Paléozoïque-Archéen du nord de la baie James (voir fig. 3). Le parcours des erratiques a probablement été plus long parce qu'il pourrait résulter du premier mouvement vers le SO, en travers la partie nord de la baie James, suivi du dernier vers le SE (capture du mouvement vers le SO par le courant de glace vers le SSE). Aucun grauwaque protérozoïque n'a encore été trouvé dans le Till de Matheson au Québec, même près de la limite interprovinciale dans l'ouest de l'Abitibi. Avant l'avènement

du courant de glace de la baie James, ces erratiques d'origine lointaine (abstraction faite de déplacements antérieurs possibles vers le NO et vers l'ouest, voir fig. 3) ont donc subi au moins un déplacement initial vers le SO à partir des roches-sources de la Province de Churchill de la baie d'Hudson, suivi d'un dernier vers le SE dans le Till de Matheson du nord-est de l'Ontario et de l'ouest québécois.

SÉQUENCE DE LA DÉGLACIATION DE L'ABITIBI-TÉMISCAMINGUE ET DE LA BAIE JAMES

La reconstitution séquentielle de la déglaciation du bassin de la baie James apparaît à la figure 13 (A à D). Dans la partie sud du bassin, l'âge absolu de la déglaciation a été estimé grâce aux nombreuses datations au radiocarbone provenant des plus bas niveaux de matière organique accumulée dans de petits lacs situés pour la plupart au-dessus du niveau maximal atteint par le Lac Barlow-Ojibway (Veillette, 1988 ; Richard *et al.*, 1989 ; Richard et Larouche, 1989). Peu de temps (vers 10 ka) avant la déglaciation de l'Abitibi (au nord du 48° N), l'écoulement glaciaire régional était dirigé vers le SO (fig. 13 A) sur l'ensemble du nord ontarien et de l'ouest québécois (Veillette et McClenaghan, 1996). Au sud du 48° N, la linéation glaciaire vers le SO est héritée de cette période. Les roches paléozoïques carbonatées du bassin de la baie James étaient alors transportées vers le SO et sont responsables du contact Till de Matheson carbonaté - Till de Matheson non carbonaté au sud de la baie James (fig. 10). Le Lac proglaciaire Barlow occupait le sud du Témiscamingue.

Vers 9,5 ka, au niveau du 48° N, un changement prononcé du sens de l'écoulement régional du SO vers le SSE (fig. 13 B) est indiqué par la mise en place d'une moraine frontale majeure, la Moraine de Roulier, et par le début de la mise en place de l'imposant système d'eskers de l'ouest abitibien résultant du retrait vers le NO. La Moraine d'Harricana marque la limite géomorphologique orientale du système (fig. 13 B). L'axe de transport des roches carbonatées des basses terres de la baie James est graduellement défléchi du SO vers le SSE dans le nord-est ontarien et l'ouest québécois. Entre environ 9,5 ka et une période antérieure à 8,3 ka, date proposée par Hardy (1977) pour le début des crues de Cochrane, un système d'écoulement convergent, vers le SE à l'ouest de la Moraine d'Harricana et vers le SO à l'est, fut mis en place en Abitibi. La rareté des moraines frontales caractérise la marge du glacier d'Hudson lors de cette phase de retrait rapide vers le NO.

L'ouverture de type fermeture éclair dans le glacier, au droit de la Moraine d'Harricana, a probablement atteint le sud de la baie James, mais la limite nordique de ce rentrant et la période précise à laquelle la marge glaciaire a atteint cette position demeurent inconnues (fig. 10 C). La pénétration de la moraine interlobaire dans la partie sud de la baie James, d'abord proposée par Wilson (1938) pour expliquer les dépôts fluvioglaciaires décrits par Low (1889) dans certaines îles du sud de la baie James, a été reprise par Hardy (1976). Cette interprétation a été généralement acceptée bien qu'on

ne trouve pas d'indices d'un écoulement convergent (marques des deux côtés de la moraine) aussi loin vers le nord. On note un second fléchissement, vers le NO, dans l'alignement de la moraine au niveau du 49° 30' N, suivi d'un retrait de direction uniforme vers le NO jusqu'à la baie James. Le retrait plus lent du glacier du Labrador vers le NE, à cette latitude, correspond à des profondeurs d'eau moindres du Lac Ojibway (Veillette, 1994) et au début de la zone caractérisée par d'abondantes moraines de De Geer (Prest *et al.*, 1968 ; Beaudry et Prichonnet, 1991).

D'épaisses séquences de rythmites de silt et de sable fin, s'affinant vers le haut des séquences et montrant des paléocourants de direction préférentielle vers le SSE, témoignent de cette période de retrait très rapide dans le nord-ouest abitibien. Les séquences et les varves Ojibway en général sont tronquées et déformées par un diamicton argileux et calcaireux, le Till de Cochrane (Veillette, *sous presse*). Ces dépôts sont dans le même ordre stratigraphique que les sédiments Friday Creek sous-jacents au Till de Kipling du bassin de la rivière Moose (Skinner, 1973) et montrent des caractéristiques sédimentologiques semblables. Un pavage de blocs orientés du type décrit par Clark (1991), comme celui du contact entre le Till de Adam (équivalent du Till de Matheson) et le Till de Kipling (équivalent du Till de Cochrane) de Skinner (1973), a été observé à plusieurs endroits dans le nord de l'Abitibi au contact du Till sableux de Matheson et du Till de Cochrane. Skinner (1973) hésitait à situer cet épisode de sédimentation, jugé très rapide, au court intervalle entre la mise en place des dépôts glaciolacustres (lacs Ojibway et Agassiz) et les reprises d'expansion des glaces (crues de Cochrane) faute de datations absolues, mais reconnaissait la corrélation entre le Till de Cochrane et le Till de Kipling. L'âge absolu de la mise en place des sables et des silts pré-Cochrane du nord de l'Abitibi de même que celui des sédiments de Friday Creek du bassin de la rivière Moose demeure inconnu, mais il est fort probable que ces dépôts glaciolacustres s'intercalent entre les varves Ojibway et le Till de Cochrane.

Vers ou avant 8,4 ka, deux courants de glace principaux, l'un à l'ouest de la crête de Sutton, au sud de Winisk, décrit par Thorleifson *et al.* (1992) et l'autre décrit ici, à l'est de la crête, dans la baie James actuelle, marquent le début d'un mouvement accéléré des glaces vers le SSE en provenance de la baie d'Hudson (fig. 13 D). Avec l'amincissement de la glace responsable de l'écoulement vers le SO qui dominait jusqu'alors, la crête de Sutton qui s'élève jusqu'à 150 m au-dessus du terrain environnant dans sa partie ouest, a divisé la masse glaciaire en deux courants principaux. Les mesures de stries dans la région du lac Nowashe (fig. 3, site mesuré sur des roches de la crête) indiquent nettement que les dernières glaces s'écoulaient vers le SE, recoupant un écoulement plus ancien vers le SW, qui est ici corrélé avec les écoulements vers le SO de la côte est de la baie James, précédant ceux de la déglaciation finale. La linéation glaciaire de l'ouest de la baie James témoigne de plusieurs patrons d'écoulement d'orientation différente, lesquels ont été simplifiés sur la carte de Prest *et al.* (1968). D'autres mesures de stries anciennes indiquant un écoulement vers 260° le long

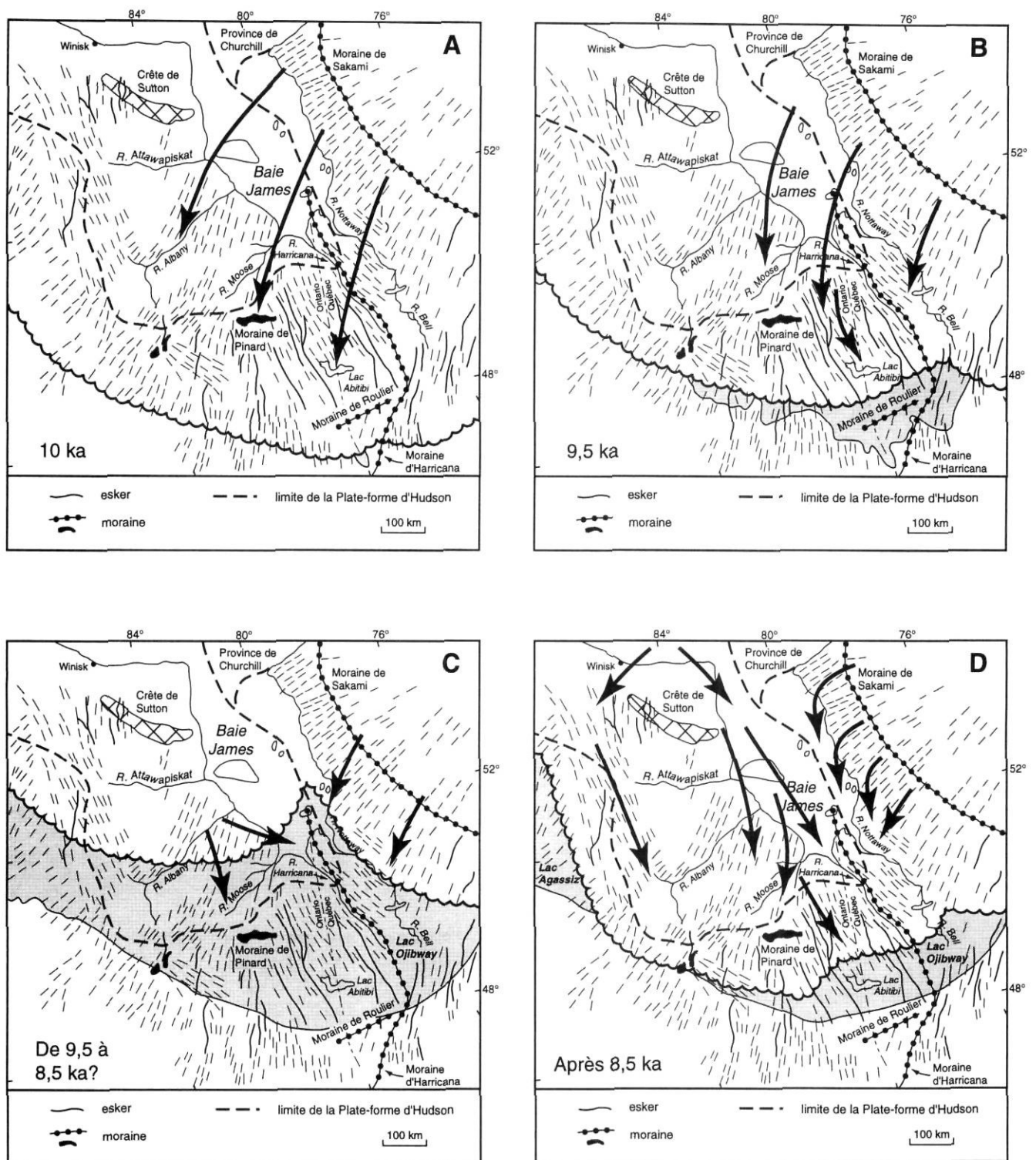


FIGURE 13. Séquence montrant l'évolution de la déglaciation de l'Abitibi et de la partie orientale du bassin de la baie James. Les flèches donnent le sens de l'écoulement des glaces (la position approximative de la marge glaciaire ne vaut que pour le bassin Ojibway).

Deglaciation of Abitibi and eastern James Bay basin from about 10 to 8 ka. Arrows indicate ice flow directions (ice margin position is assumed to be reliable for the Lake Ojibway basin only).

de la rivière Attawapiskat (Veillette, 1995, et mesures inédites) ne peuvent être corrélées avec l'orientation de la plupart des méga-formes d'écoulement glaciaire de la région. Ces patrons complexes situés dans une région entièrement sub-

mergée par la Mer de Tyrrell et couverte d'épaisses couches de sédiments marins rendent suspecte l'utilisation des méga-formes de linéation glaciaire pour reconstituer les mouvements successifs du glacier. Il est toutefois probable que, sous

l'influence de la topographie, des émissaires provenant du courant de glace de la baie James, aient pénétré dans les vallées des rivières Albany et Moose vers le SO, pour atteindre l'ouest du Lac Ojibway.

Il n'existe pas de données indiquant que des fronts de vêlage, comparables à ceux cartographiés dans la région de Matagami, ont existé dans ce secteur. Il est donc impossible de dater le début du courant de glace de la baie James avec précision, mais il est forcément antérieur au début de l'épisode des crues de Cochrane (vers 8,3 ka selon Hardy, 1977) et postérieur à la position la plus nordique du rentrant de la Moraine d'Harricana, puisque la moraine est par endroits recouverte par le Till de Cochrane. La partie distale du courant de glace était située dans un Lac Ojibway profond d'au moins 100-120 m. La profondeur a été déterminée par des levés de l'altitude maximale des blocs délestés de métasédiments de la Province de Churchill de la baie d'Hudson et par d'autres indicateurs d'activité paléo-glacière trouvés sur les flancs des plus hautes collines de la région (Veillette *et al.* 1991 ; Veillette et Paradis, 1996). L'altitude maximale des blocs délestés constitue un niveau minimal pour le Lac Ojibway à cette période. Les collines s'élevant au-dessus de la plaine lacustre sont rares et il est possible que le lac ait atteint des niveaux plus élevés lors de l'épisode Cochrane non décelés au cours de nos travaux. Le niveau maximal atteint par le Lac Ojibway dans la région avant les réavancées de Cochrane est de 462 m (Veillette, 1994) rendant ainsi probables des profondeurs d'eau de l'ordre de 200 m dans la partie distale du courant de glace initial et favorisant la production d'icebergs de grandes dimensions. Ces profondeurs d'eau (de plus de 100 m) sont comparables à celles du banc de Saglek sur le plateau continental de la mer du Labrador où l'on observe des sillons de dimensions semblables à ceux du nord de l'Abitibi, formés par des icebergs contemporains de grandes dimensions en provenance de l'ouest du Groenland (Todd *et al.*, 1988).

Le Lac Ojibway a pénétré loin vers le nord à l'est de la baie James et jusque dans le sud-est de la baie d'Hudson (Hillaire-Marcel *et al.*, 1981 ; Josenhans, *et al.*, 1990, 1991 ; Bilodeau *et al.*, 1990 ; Gonthier *et al.*, 1993) peu de temps avant sa vidange dans la Mer de Tyrrell. La mince couverture d'argile glaciolacustre cartographiée par Hardy (1976) au nord de la rivière Nottaway jusqu'à La Grande Rivière et l'absence apparente de sédiments glaciolacustres au nord de ce point dans toute la région entre La Grande Rivière et Kuujuarapik (Lee *et al.*, 1960) témoignent d'une déglaciation extrêmement rapide, probablement catastrophique, suivie d'une brève période de submersion glaciolacustre précédant la transgression de la Mer de Tyrrell, dans le nord de la baie James et dans le sud-est de la baie d'Hudson.

DISCUSSION

Il a été démontré (1) que l'ouverture de type fermeture éclair qui s'est formée dans le glacier au droit de la Moraine d'Harricana ne s'applique qu'à l'Abitibi-Témiscamingue, peut-être aussi au sud de la baie James, mais pas à ses parties médiane et nordique, et (2) qu'un courant de glace tardif, précédant de peu les crues de Cochrane et situé dans la

dépression topographique que constitue la baie James a laissé des marques d'érosion et de transport jusque dans le nord de l'Abitibi. La formation de courants de glace ne peut cependant être dissociée du contexte de la déglaciation régionale de tout le bassin des baies James et d'Hudson. La forme digitée des anciennes marges glaciaires du sud-est de la baie d'Hudson et de l'ouest de la baie James indique un glacier très mobile, soumis à de nombreuses reprises d'expansion des glaces lors de la déglaciation du bassin d'Hudson (Prest, 1969 ; Dredge et Cowan, 1989). Recouverte de sédiments à granulométrie fine, la plate-forme d'Hudson, comme la région des Prairies et celle des Grands Lacs, a favorisé un mode de déglaciation plus rapide que celui des régions adjacentes sur le Bouclier, recouvertes principalement par des tills grossiers et sableux. Les roches carbonatées de la plate-forme d'Hudson et les sédiments issus de ce substrat auraient formé un lit déformable (Fisher *et al.*, 1985 ; Veillette, 1986 ; Clark, 1996) et favorisé un écoulement plus rapide des glaces au sud-ouest de la baie James, qui se serait prolongé au sud du contact roches paléozoïques - roches précambriennes. Hicock (1988) et Hicock *et al.* (1989) ont proposé que le till carbonaté des basses terres de la baie d'Hudson, mis en place sur le socle précambrien, ait lubrifié l'interface glacier-substrat et entraîné l'écoulement plus rapide des glaces du nord ontarien, loin sur le Bouclier. Hicock *et al.* (1989) concluent qu'il n'est donc pas nécessaire de faire appel aux substrats déformables pour engendrer des écoulements rapides en Ontario, au sud du contact Précambrien-Paléozoïque. Selon Clayton *et al.* (1985), le glacier du Labrador, à l'est de la baie James, s'écoulait sur un substrat cristallin rigide et moins propice à l'écoulement rapide des glaces.

La région de l'Abitibi-Témiscamingue est située à la jonction de ces deux grands systèmes de déglaciation, délimités par la Moraine d'Harricana ; elle possède donc des attributs propres à chacun. Le passage d'un retrait normal vers le SO à un, plus rapide, vers le SE dans l'ouest de l'Abitibi-Témiscamingue après 9,5 ka, et la mise en place de courants de glace dans la région de Beardmore-Geraldton du nord-ouest ontarien à peu près à la même époque (Thorleifson et Kristjansson, 1993), coïncident avec le début d'une déglaciation accélérée de l'ensemble des basses terres. Les courants de glace de la région de Beardmore-Geraldton sont postérieurs à la mise en place de la Moraine de Nipigon à 9,5 ka (Zoltai, 1965), par suite de la réavancée de Marquette dans le lac Supérieur vers 10 ka (Hicock, 1988 ; Thorleifson et Kristjansson, 1993). La Moraine de Roulier, au Témiscamingue, mise en place par des glaces s'écoulant vers le SE, a été formée à peu près à la même époque que la Moraine de Nipigon (Veillette, 1988 ; Richard *et al.*, 1989). Ces événements reliés aux glaces d'Hudson témoignent de changements importants dans la modalité de l'écoulement des glaces du bassin de la baie James au cours, tout au moins, du dernier millénaire précédant la déglaciation finale. Après 9,5 ka, la déglaciation plus rapide de l'ouest de l'Abitibi et du sud-ouest de la baie James, sous l'influence accrue des glaces d'Hudson, comparée à celle plus lente du glacier du Labrador dans l'est de l'Abitibi et à l'est de la baie James, illustre la différence entre ces deux grands systèmes de retrait

glaciaire (Veillette, 1994). La présence d'eskers disparaissant sous la couverture de dépôts marins jusque dans le bassin de la rivière Moose, en Ontario, et des marques de réavancées glaciaires sur les sommets de la Moraine de Pinard et de la Moraine d'Harricana et autres eskers dans le nord-est ontarien et le nord-est québécois (fig. 2) indiquent qu'un retrait glaciaire de type normal a prévalu jusqu'à quelques centaines d'années avant la reprise d'expansion des glaces d'Hudson.

Parent *et al.* (1995) proposent l'existence d'un important courant de glace partant de l'intérieur de la partie orientale de la baie d'Hudson via le couloir de la baie James et qui aurait été actif pendant environ 2500 ans, soit à peu près la durée du Lac Barlow-Ojibway, qui en serait une des causes principales. Ils attribuent à ce couloir de déglaciation un rôle comparable à celui, de durée beaucoup plus longue (18 ka - 8 ka), joué par le détroit d'Hudson sur l'amincissement et l'évacuation des glaces de la baie d'Hudson et de l'intérieur du Québec central. Aucune corrélation n'est cependant proposée avec le courant de glace de la baie James déjà proposé par Hicock (1988), ni avec ceux de la région de Beardmore-Geraldton documenté par Thorleifson et Kristjansson (1993). Dans les deux cas, ces auteurs ont opté pour une origine tardive de ces courants de glace et même supposé (Hicock, 1988) une relation possible avec les crues de Cochrane. Il n'existe pas, dans le nord-est ontarien et l'ouest québécois du sud de la baie James, de preuves d'écoulement ou de transport glaciaire à l'appui de l'existence d'un courant de glace de l'envergure et de la durée de celui proposé par Parent *et al.* (1995). Il ne nous paraît pas nécessaire de confiner la déglaciation de la baie d'Hudson au seul corridor de la baie James. Au Wisconsinien supérieur, le glacier du Labrador s'écoulait vers l'OSO et le SO, en travers de la baie James et de tout le sud-ouest de la baie d'Hudson. Bien que ces écoulements aient probablement été plus rapides sur la plateforme d'Hudson que sur les roches précambriennes de l'est de la baie James, compte tenu des raisons déjà présentées, nous ne possédons pas les données nécessaires pour cerner des courants de glace individuels. Ce n'est que lorsque les glaces ont commencé à s'écouler sous l'influence de la topographie que les courants de glace ont acquis des trajectoires qu'il nous est maintenant possible de cartographier. La mise en place des courants de glace de Winisk et de la baie James date d'un stade de déglaciation avancé et d'une glace considérablement amincie ayant permis à la crête de Sutton de re-diriger la masse glaciaire en courants individuels. Selon nos données, l'existence du courant de glace de la baie James au nord de l'Abitibi a été de courte durée (une ou deux centaines d'années peut-être plus ?) précédant les crues de Cochrane et ne montre aucun lien direct avec le Lac Barlow-Ojibway compte tenu des facteurs qui suivent.

(1) Les preuves d'un changement abrupt dans l'écoulement des glaces vers le SO détournées vers le SSE dans la baie James et l'absence d'un apport important de carbonates vers le sud dans le Till de Matheson, au sud de la baie James, permettent de différencier le courant de glace de la baie James des écoulements précédents et de le définir comme un épisode tardif et intense mais de courte durée. Le courant

de glace de Winisk, vers le sud, tronque aussi un écoulement antérieur vers le SO (Thorleifson *et al.*, 1992).

(2) Pour les raisons présentées en (1), les stries indiquant des mouvements vers le SO dans les îles Belcher de la baie d'Hudson (Jackson, 1960 ; G.D. Jackson, communication personnelle, 1996) ne peuvent être arbitrairement attribuées au courant de glace de la baie James ni à une déflexion qui lui serait associée (Parent *et al.*, 1995). Des marques d'écoulement vers le SO (autant dans les stries que dans les formes de terrain) antérieures au courant de glace vers le SSE s'observent dans l'ensemble du bassin de la baie James et du sud-ouest de la baie d'Hudson, et dans le nord ontarien et l'ouest québécois, tel qu'indiqué auparavant (fig. 2 et 7). Comment déterminer l'âge ou la durée de ces écoulements ? Par contre, les observations de Burns (1952, p. 3), à l'île Long dans le SE de la baie d'Hudson (fig. 3), sur la présence d'indices d'écoulement tardifs vers le sud recoupant des écoulements plus anciens vers le SO, « *Chatter marks indicate movement from north to south, and the northern sides of outcrops are polished most, which also suggests a southerly movement of the ice* », et d'autres semblables de Parent dans la même région (M. Parent, communication personnelle, 1996), appuient nos mesures d'un écoulement tardif vers le sud, le long de la côte est de la baie James et relié au courant de glace.

(3) La déglaciation du sud de la baie James, à l'encontre de celle de la région de Beardmore-Geraldton, s'est effectuée au contact d'un lac proglaciaire profond. Un courant de glace en provenance de la baie James débouchant vers le sud, dans le Lac Barlow-Ojibway tout au cours de son existence, tel que proposé par Parent *et al.* (1995), aurait sûrement engendré une marge glaciaire instable et un front de vêlage dans des eaux proglaciaires aussi profondes (profondeur moyenne de plus de 120 m pour l'ensemble du Lac Barlow-Ojibway ; Veillette, 1994). Il en aurait résulté une importante mise en circulation d'icebergs et le dépôt de sédiments d'origine glacielle. Nous avons vu que les icebergs dans la région de Matagami ont produit une morphologie et des sédiments distincts et cartographiables. Toutefois, l'examen de centaines de photographies aériennes réalisé lors de la cartographie des dépôts superficiels du Témiscamingue et de l'Abitibi, région qui comprend la majorité de l'enclave argileuse de l'ouest québécois et du nord-est ontarien, n'a révélé aucune trace de sillons dans l'argile à l'extérieur de l'aire des sillons cartographiée dans le nord de l'Abitibi. Si on suppose une mise en circulation d'icebergs plus ou moins continue, semblable à celle associée aux crues de Cochrane, pour toute la durée du Lac Barlow-Ojibway, on doit aussi reconnaître que les sillons d'icebergs produits pendant cette période ont du être enfouis par la suite parce qu'aucune trace de leur passage ne subsiste en surface. Par contre, on devrait trouver des indices de ces perturbations dans la stratigraphie des dépôts glaciolacustres. L'examen systématique de coupes dans les varves le long des lacs, rivières et routes de la région, réalisé lors d'une campagne de cartographie des dépôts meubles échelonnée sur plusieurs saisons et représentant plusieurs centaines de kilomètres de coupes, n'a produit aucun ensemble d'indices sédimentologiques ou structuraux

(déformations, argile caillouteuse, blocs délestés) permettant de conclure que des déformations et des dépôts glaciels reliés au passage d'icebergs aient été enfouis sous des sédiments glaciolacustres à grain fin, littoraux ou postglaciaires. Seuls de rares blocs délestés ont été vus en coupe. Ces indices sont pourtant nombreux dans les parties sommitales des séquences varvaires Ojibway du nord de l'Abitibi, vus en coupe, à proximité du secteur Cochrane (Veillette *et al.*, 1991 ; Veillette et Paradis, 1996). Il n'y a donc pas de preuves sédimentologiques à l'appui d'un courant de glace débouchant dans le Lac Barlow-Ojibway pendant une longue période.

(4) Avec un courant de glace de la durée proposée par Parent *et al.* (1985) et occupant tout le bassin de la baie James, il devient difficile d'insérer dans cette chronologie l'épisode de retrait glaciaire responsable de la mise en place des grandes formes de déglaciation du nord-ouest québécois et du nord-est ontarien. Les parties nordiques des moraines d'Harricana et de Pinard et des grands eskers de la région, ont toutes été remaniées au cours des reprises d'expansion tardives. Doit-on conclure que le courant de glace majeur que proposent Parent *et al.* (1995) a effectué un recul suivi d'une réavancée ?

Il reste à expliquer la remarquable continuité de la linéation glaciaire de part et d'autre de la limite du secteur Cochrane, si on présume qu'il y a eu un important retrait de la marge glaciaire pré-Cochrane suivi d'une ou de plusieurs réavancées (fig. 2). Le secteur Cochrane ne résulterait-il pas plutôt d'une suite d'oscillations mineures de la marge glaciaire à son retrait plutôt que de réavancées majeures ? Le parallélisme des formes dans les dépôts Cochrane, constant sur de grandes superficies, semble plutôt typique de réavancées majeures. Nos observations dans le nord de l'Abitibi (Veillette *et al.*, 1992) démontrent que l'argile Ojibway à l'ouest de la Moraine d'Harricana, à l'intérieur du secteur Cochrane, ne se retrouve que dans des endroits protégés, comme dans le creux des vallées ou à l'aval glaciaire d'obstacles rocheux. Bref, l'argile Ojibway a été entièrement remaniée au cours des reprises d'expansion des glaces, qui y ont apporté des fragments carbonatés paléozoïques de provenance lointaine, incorporés au diamicton à forte composante de roches cristallines précambriennes. Les dépôts pré-Cochrane du nord de l'Abitibi, déjà décrits et mis en corrélation avec les sédiments de Friday Creek de Skinner (1973), témoignent d'un retrait rapide des glaces, et le diamicton qui les recouvre, de réavancées rapides et tardives. Les dépôts post-Cochrane constitués de minces placages discontinus de rythmites et de sable témoignent d'une vidange rapide à la suite de ces réavancées. La netteté des sillons d'icebergs indique un fond de Lac Ojibway n'ayant subi, mis à part l'entourbement, que de faibles modifications depuis sa vidange.

CONCLUSION

Après un écoulement prolongé vers l'OSO et le SO, en travers de la baie James au Wisconsinien supérieur, deux types d'écoulements glaciaires caractérisent les dernières étapes de la déglaciation du bassin de la baie James. Le premier écoulement rapide (courant de glace) fut vers le SSE, sur toute la longueur du bassin, avec des émissaires

probables vers le SO dans les vallées des rivières Albany et Moose suivis d'écoulements secondaires plus rapides que le premier, mais de très courte durée (réavancées), émanant du courant de glace principal. Les marques du courant de glace, de direction générale SSE, ont recoupé des marques d'écoulement vers le SO de part et d'autre de la baie James. La formation de ce courant précéderait de peu, quelques centaines d'années tout au plus, le début (8,3 ka) des crues de Cochrane. Après 9,5 ka, sur une période de quelques centaines d'années, l'écoulement des glaces dans l'ouest de l'Abitibi, qui se faisait jusqu'alors vers le SO (glacier du Labrador), est graduellement passé à une direction SSE (glacier d'Hudson), entraînant ainsi un écoulement accéléré vers le sud, dans le couloir de la baie James, vers la fin de cette période. La zone de mise en circulation de nombreux icebergs dans le Lac Ojibway dans le nord de l'Abitibi par les crues de Cochrane, correspond à la partie distale du courant de glace de la baie James. La déglaciation des parties médiane et nordique de la baie James fut très rapide, sinon catastrophique, après l'extension de courte durée du Lac Ojibway jusque dans la partie sud-est de la baie d'Hudson, peu de temps avant sa vidange dans la Mer de Tyrrell vers 8 ka.

Cette interprétation découle de nouvelles données qui ont permis d'ajouter et d'apporter les précisions qui suivent aux interprétations déjà proposées.

(1) Le sens de l'écoulement glaciaire lors de la déglaciation de la partie orientale de la baie James est passé de l'OSO au SO et non l'inverse, tel qu'indiqué par des travaux antérieurs (Lee *et al.*, 1960 ; Hardy, 1976, 1977). Il n'existe pas de preuves dans les marques d'écoulement glaciaire d'une baie James libre de glaces ou d'une zone interlobaire de glace mince dans la dépression topographique de la baie James alors que le glacier du Labrador occupait encore la côte orientale immédiate de la baie James actuelle - condition requise pour expliquer les écoulements glaciaires tardifs vers l'OSO recoupant les écoulements précédents vers le SO proposés par Lee *et al.* (1960) et Hardy (1976) pour le versant est de la baie James.

(2) La répartition de la partie carbonatée du Till de Matheson de l'ouest québécois et du nord-est ontarien démontre que l'écoulement vers le SO du nord de l'Abitibi et de la baie James a contribué à transporter plus de débris glaciaires que le dernier écoulement vers le SE, qui a pourtant façonné le paysage glaciaire actuel de la région.

(3) De forts volumes de rythmites sableuses et silteuses ont été mises en place par des eaux de fonte s'écoulant vers le sud dans le nord-ouest de l'Abitibi lors de la déglaciation de la partie sud de la baie James précédant les réavancées de Cochrane ; ces rythmites sont tronquées par le Till de Cochrane (diamicton argileux) mis en place par les réavancées. Ces sédiments sont ici corrélés avec les sédiments de Friday Creek (Skinner, 1973) du bassin de la rivière Moose.

(4) Le pavage de blocs qui délimite les Tills de Matheson et de Cochrane dans le nord de l'Abitibi, comme c'est le cas pour l'interface des Tills de Adam et de Kipling dans le bassin de la rivière Moose, constitue une preuve additionnelle que

les sédiments glaciolacustres à grain fin des lacs Agassiz et Ojibway ont servi de lit déformable pour les courants de glace et les crues provenant des basses terres de la baie James

(5) La déglaciation des parties médiane et nordique de la baie James a été soudaine, probablement catastrophique, et a entraîné la mise en circulation d'icebergs à la marge distale du courant de glace dans le nord de l'Abitibi, comme en témoigne la répartition des sillons d'icebergs dans la région.

(6) Le peu de sédiments glaciolacustres dans la partie nordique de l'est de la baie James et du SE de la baie d'Hudson indique que la pénétration du Lac Ojibway jusque dans la partie SE de la baie d'Hudson a dû être un épisode de très courte durée, précédant de peu la déglaciation finale.

REMERCIEMENTS

Jean-Sébastien Pomares, Clément Prévost, Martin Roy, Pierre Thibaudeau, Anne Watelet et Alexandre French ont participé aux travaux de terrain. Nos échanges avec L.H. Thorleifson, A.S. Dyke, I. McMartin, S.J. Paradis et M. Parent (Centre géoscientifique de Québec) de la Commission géologique du Canada, sur les glaces à écoulement rapide ont été bénéfiques. A.S. Dyke, D.A. Hodgson et A. Plouffe, de la Commission géologique du Canada, ont bien voulu se prêter à l'examen stéréoscopique de quelques photographies aériennes. L. Hardy, G. Prichonnet et M. Parent ont effectué la lecture critique. T. Barry a produit la version finale des illustrations. Merci à tous.

RÉFÉRENCES

- Allard, M., 1974. Géomorphologie des eskers abitibiens. Cahiers de géographie de Québec, 18, 271-276.
- Antevs, E., 1925. Retreat of the last ice sheets in eastern Canada. Geological Survey of Canada, Memoir 146, 142 p.
- Beaudry, L.M. et Prichonnet, G., 1991. Late Glacial De Geer moraines with glaciofluvial sediment in the Chapais area, Québec, Canada. Boreas, 20 : 377-394.
- Bilodeau, G., de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C. et Josenhans, H.W., 1990. Postglacial paleoceanography of Hudson Bay : Stratigraphy, microfauunal and palynological evidence. Canadian Journal of Earth Sciences, 27 : 964-963.
- Boissonneau, A.N., 1966. Glacial history of northeastern Ontario, I. The Cochrane-Hearst area. Canadian Journal of Earth Sciences, 5 : 97-109.
- Brennan, T.A., Shaw, J. et Sharpe, D. R., 1996. Regional-scale meltwater erosion and deposition patterns, northern Québec, Canada. Annals of Glaciology, 22 : 85-92.
- Burns, C.A., 1952. Geological notes on localities in James Bay, and Foxe basin visited during an exploration cruise, 1949. Geological Survey of Canada, Paper 52-25.
- Clayton, L., Teller, J.T. et Altig, J.W., 1985. Surging of the southwestern part of the Laurentide Ice Sheet. Boreas, 14 : 235-241.
- Clark, P.U., 1991. Striated clast pavements : Products of deforming subglacial sediment ? Geology, 19 : 530-533.
- Clark, P.U., 1996. Numerical reconstruction of a soft-bedded Laurentide Ice Sheet during the last glacial maximum. Geology, 24 : 679-682.
- Dionne, J.-C., 1977. Relict iceberg furrows on the floor of Lake Ojibwa, Quebec and Ontario. Maritime Sediments, 13 (2) : 79-81.
- Dowdeswell, J.A., Maslin, M.A., Andrews, J.T. et McCave, I.N., 1995. Iceberg production, debris rafting, and the extent and thickness of Heinrich layers (H-1, H-2) in North Atlantic sediments. Geology, 23 (4) : 301-304.
- Dredge, L.A. et Cohen, W.R., 1989. Le Quaternaire du sud-ouest du Bouclier canadien. In Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 3, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, 1. Aussi The Geology of North America, K-1, Geological Society of America.
- Dyke, A.S. et Prest, V.K., 1987. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. Géographie physique et Quaternaire, 41 : 237-263.
- Dyke, A.S. et Morris, T.F., 1988. Drumlin fields, dispersal trains, and ice streams in Arctic Canada. The Canadian Geographer, 32 (1) : 237-263.
- Fisher, D.A., Reeh, N. et Langley, K., 1985. Objective reconstructions of the late Wisconsinan ice sheet and the significance of deformable beds. Géographie physique et Quaternaire, 39 : 229-239.
- Flint, R.F., 1971. Glacial and Quaternary geology. John Wiley and Sons, New York, 892 p.
- Gonthier, N., d'Anglejan, B. et Josenhans, H.W., 1993. Seismo-stratigraphy and sedimentology of Holocene sediments off Grande Rivière de la Baleine, southeastern Hudson Bay, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 47 (2) : 147-166.
- Hardy, L., 1976. Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la baie de James. Thèse de doctorat, Département de géographie, université McGill, Montréal, Québec, 264 p.
- 1977. La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie James. Géographie physique et Quaternaire, 31 : 261-273.
- 1982. Le Wisconsinien supérieur à l'est de la baie James, Québec. Naturaliste canadien, 36 : 51-61.
- Hicock, S. R., 1988. Calcareous till facies north of Lake Superior, Ontario : Implications for Laurentide ice streaming. Géographie physique et Quaternaire, 42 (2) : 120-135.
- Hicock, S.R., Kristjansson, F. J. et Sharpe, D. R., 1989. Carbonate till as a soft bed for Pleistocene ice streams on the Canadian Shield north of Lake Superior. Canadian Journal of Earth Sciences, 26 : 2249-2254.
- Hillaire-Marcel, C., Occhietti, S. et Vincent, J.-S., 1981. Sakami moraine, Québec : A 500-km-long-moraine without climatic control. Geology, 9 : 210-214.
- Hughes, O.L., 1959. Surficial geology of Smooth Rock and Iroquois Falls map areas, Cochrane District, Ontario. Thèse de doctorat, Département de géologie, Kansas University, Lawrence, 190 p.
- 1965. Surficial Geology of Part of the Cochrane District, Ontario, Canada. The Geological Society of America, Special Paper 84 : 535-565.
- Jackson, G.D., 1960. Belcher Islands, Northwest Territories 33M, 34D, E. Geological Survey of Canada, Department of Mines and Technical Surveys, Paper 60-20, Map 28-1960, 13 p.
- Josenhans, H., Zevenhuizen, J. et Veillette, J.J., 1991. Baseline marine geological studies off Grande Rivière de la Baleine and Petite Rivière de la Baleine, southeastern Hudson Bay. In Current Research, Part E, Geological Survey of Canada, Paper 91-1E, 347-354.
- Lee, H.A., Eade, K.E. et Heywood, W.W., 1960. Surficial geology, Sakami Lake (Fort George-Great Whale area) New Quebec. Geological Survey of Canada, map 52-1959, 1/ 506 880.
- Low, A.P., 1889. Report on exploration in James Bay, and country east of Hudson Bay, drained by the Big, Great Whale and Clearwater Rivers, 1887-1888. Geological and Natural History Survey of Canada, Annual Report, 3, Part II, Report J, 62 p.
- 1903. On an exploration of the east coast of Hudson Bay from Cape Wolstenholme to the south end of James Bay. Geological Survey of Canada, Annual Report, Report D, 13 : 5-82.
- Lundquist, J., 1970. Studies of drumlin tracts in central Sweden. Acta Geografica Lodziensia, 24 : 317-326.
- Paulen R.C. et McClenaghan, M.B. 1997. Surficial mapping and Quaternary stratigraphic studies in the western Abitibi greenstone belt, Timmins, Ontario. In Current Research 1997-C, Geological Survey of Canada, p. 191-200.

- Paradis, S.J., en préparation. Géologie des dépôts superficiels, Rapide-des-Cèdres, (cartes 32F3, 32F4, 32F5, 32F6), Québec. Commission géologique du Canada, échelle 1/100 000.
- Paradis, S. J. et Boisvert, E., 1995. Séquence des écoulements glaciaires dans le secteur de Chibougamau-Némiscau, Québec. *In* Recherches en cours, 1995-C, Commission géologique du Canada, p. 259-264.
- Parent, M., 1992. Dispersion clastique dans une région à fort potentiel aurifère : exemples provenant de la bande volcano-sédimentaire de la rivière Eastmain, Nouveau-Québec. *Bulletin de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire*, 18(2) : 62.
- Parent, M., Paradis, S.J. et Boisvert, E., 1995. Ice-flow patterns and glacial transport in the eastern Hudson Bay region : implications for the Late Quaternary dynamics of the Laurentide Ice Sheet. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32 : 2057-2070.
- Prest, V.K., 1969. Retreat of Wisconsin and recent ice in North America. *Geological Survey of Canada*, Map 1257 A, échelle 1/5 000 000.
- 1990. Laurentide ice-flow patterns : A historical review, and implications of the dispersal of Belcher Islands erratics. *Géographie physique et Quaternaire*, 44 : 113-136.
- Prest, V.K. et Nielsen, E., 1987. The Laurentide ice sheet and long-distance transport. *Geological Survey of Finland, Special Paper 3* : 91-101.
- Prest, V.K., Grant, R.R. et Rampton, V.N., 1968. Carte glaciaire du Canada. Commission géologique du Canada, carte 1253a (1/5 000 000).
- Punkari, M., 1985. Glacial geomorphology and dynamics in Soviet Karelia interpreted by means of satellite imagery. *Fennia*, 163 : 113-153.
- 1994. *Function of the ice streams in the Scandinavian ice sheet : Analyses of glacial geological data from southwestern Finland*. Transactions of the Royal Society of Edinburgh : Earth Sciences, 85 : 283-302
- Richard, P.J.H. et Larouche, A.C., 1989. La végétation post-glaciaire du Témiscamingue, Québec, durant l'épisode glaciolacustre Barlow. *Journal canadien de botanique*, 67 : 544-558.
- Richard, P.J.H., Veillette, J.J. et Larouche, A.C., 1989. Palynostratigraphie et chronologie de retrait glaciaire au Témiscamingue : évaluation des âges ¹⁴C et implications paléoenvironnementales. *Journal canadien des sciences de la Terre*, 26 : 617-641.
- Skinner, R.C., 1973. Quaternary stratigraphy of the Moose River Basin, Ontario. *Geological Survey of Canada*, Bulletin 225, 77 p.
- Thorleifson, L.H., Wyatt, P.H. Shilts, W.W. et Nielsen, E., 1992. Hudson Bay Lowland stratigraphy : Evidence for early Wisconsinan glaciation centered in Québec. *In* P.U., Clark and P.D., Lea, édit., *The Last Interglacial-Glacial Transition in North America*. Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 270.
- Thorleifson, L.H., Wyatt, P.H. et Warman, T.A., 1993. Quaternary stratigraphy of the Severn and Winisk drainage basins, northern Ontario. *Geological Survey of Canada*, Bulletin 442, 59 p.
- Thorleifson, L.H. et Kristjansson, F.J., 1993. Quaternary geology and drift prospecting, Beardmore-Geraldton area, Ontario. *Geological Survey of Canada*, Memoir 435, 146 p.
- Todd, B.J., Lewis, C.F.M. et Ryall, P.J.C., 1988. Comparison of trends of ice-berg scour marks with iceberg trajectories and evidence of paleocurrent trends on Saglek Bank, northern Labrador Shelf. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25 : 1374-1383.
- Tremblay, G., 1950. Géologie du Quaternaire, régions de Rouyn-Noranda et de l'Abitibi, comtés d'Abitibi-est et d'Abitibi-ouest. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Dossier public 236, 100 p.
- Veillette, J.J., 1986. Former southwesterly ice-flows in Abitibi-Témiscamingue : Implications for the configuration of the Late Wisconsinan ice sheet. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23 : 1724-1741.
- 1988. Déglaçiation et évolution des lacs proglaciaires Post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, 42 : 7-31.
- 1989. Ice movements, till sheets and glacial transport in Abitibi-Timiskaming, Québec and Ontario, p. 139-154. *In* R.N.W. Dilabio et W.B. Coker, édit., *Drift Prospecting*. Geological Survey of Canada, Study 89-20.
- 1994. Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Sciences Reviews*, 13 : 945-971.
- 1995. New evidence for northwestward glacial ice flow, James Bay region, Québec. *In* Current Research, Geological Survey of Canada, 1995-C : 249-258.
- sous presse. Géologie des formations en surface, Rivière Turgeon (cartes 32E9 à 32E16, parties de 32E12 et 32E13), Québec. Commission géologique du Canada, échelle 1/100 000.
- Veillette, J.J., Averill, S.A., LaSalle, P. et Vincent, J.-S., 1989. Géologie du Quaternaire et exploration minérale de la région d'Abitibi-Témiscamingue. Association géologique et minéralogique du Canada, Excursion B-1, livret-guide des excursions, 122 p.
- Veillette, J.J. et Pomares, J.-S., 1991. Older ice flows in the Matagami-Chapais area, Québec. *In* Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 91-1C : 143-148.
- Veillette, J.J., Paradis, S.J., Thibaudeau, P. et Pomares, J.-S., 1991. Distribution of distinctive Hudson Bay erratics and the problem of the Cochrane limit in Abitibi, Québec. *In* Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 91-1C : 135-142.
- Veillette, J.J., Paradis, S.J., Thibaudeau, P., Daigneault, R.-A. et Richard, P.J.H., 1992. La géomorphologie et la géologie du Quaternaire de l'Abitibi-Témiscamingue. Association québécoise pour l'étude du Quaternaire (AQQUA), VII^e Congrès quadriennal, 23-27 septembre 1992, Rouyn-Noranda, Québec, livret-guide des excursions, 252 p.
- Veillette, J.J. et Roy, M., 1995. The spectacular cross-striated outcrops of James Bay, Québec. *In* Current Research, Geological Survey of Canada, 1995-C : 243-248.
- Veillette, J.J. et Paradis, S.J., 1996. Les sillons d'icebergs du Lac Ojibway, un registre des paléo-vents, Abitibi, Québec. Commission géologique du Canada, dossier public 3031, carte 1/500,000.
- Veillette, J.J. et McClenaghan, B., 1996. Les écoulements glaciaires de l'Abitibi-Témiscamingue, Québec et Ontario : implications pour l'exploration minérale et la répartition des dépôts carbonatés provenant des basses terres de la baie d'Hudson. Commission géologique du Canada, Dossier public 3033, carte 1/500 000.
- Veillette, J.J. et Pomares, J.-S., en préparation. Géologie des formations en surface, Matagami (cartes 32F11 à 32F14), Québec. Commission géologique du Canada, échelle 1/100 000
- Vincent, J.-S. et Hardy, L., 1977. L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 357-372.
- 1979. The evolution of Glacial Lakes Barlow and Ojibway, Québec and Ontario. *Geological Survey of Canada*, Bulletin 316, 18 p.
- Wilson, J.T., 1938. Glacial geology of part of north western Quebec. *Transactions of the Royal Society of Canada*, section 4, 32 : 49-59.
- Zoltai, S.C., 1965. Glacial features of the Quetico-Nipigon area, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2 : 247-269.