

Article

« Dynamique de l'Inlandsis laurentidien du Sangamonien à l'Holocène »

Serge Occhietti

Géographie physique et Quaternaire, vol. 41, n° 2, 1987, p. 301-313.

Pour citer cet article, utiliser l'information suivante :

URI: <http://id.erudit.org/iderudit/032685ar>

DOI: 10.7202/032685ar

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



DYNAMIQUE DE L'INLANDSIS LAURENTIDIEN DU SANGAMONIEN À L'HOLOCÈNE

Serge OCCHIETTI, Département de géographie et Laboratoire de géochimie isotopique et de géochronologie (GEOTOP), Université du Québec à Montréal, C.P. 8888, succ. «A», Montréal, Québec H3C 3P8.

RÉSUMÉ Les études de terrain de la dernière décennie ont complètement bouleversé la conception de l'Inlandsis laurentidien du dernier étage glaciaire. Le glacier continental est composé de trois principaux secteurs interdépendants; Keewatin, Baffin et Labrador. Chaque secteur est constitué de plusieurs dômes, calottes satellites et axes de partage glaciaire dont l'emplacement peut varier dans le temps. Chaque secteur a une dynamique relativement distincte pendant les phases de création et de fonte des masses glaciaires. La modélisation récente établie en fonction surtout du seuil de plasticité à la base du glacier et des limites atteintes au Wisconsinien supérieur, vérifie et précise ce modèle d'inlandsis multidôme. Elle confirme également qu'en dehors des phases d'englacement généralisé, de nombreuses crues glaciaires et fluctuations de lobes expriment avant tout la dynamique d'écoulement et de rééquilibrage des masses de glace et, de façon très équivoque, les fluctuations climatiques. L'Inlandsis laurentidien est un système ouvert. Il enregistre avec sa dynamique propre (dissymétrie, rétroaction, inertie, rééquilibrage) les variations complexes du système climatique global atmosphère-océan-glaciers engendrées par la contrainte énergétique astronomique. Cette dernière peut être calculée et exprimée par la variation de la quantité d'insolation en fonction de la latitude et du temps. Modulée par le système climatique terrestre, elle est la cause première des disparités latitudinales et longitudinales de l'inlandsis dans le temps.

ABSTRACT *Dynamics of the Laurentide Ice Sheet from the Sangamonian to the Holocene.* Field studies during the last decade have completely changed our understanding of the Laurentide Ice Sheet during the last glacial stage. The continental ice sheet consists of three interdependent sectors: Keewatin, Baffin and Labrador. Each sector comprises several domes, satellite ice caps and ice divides whose location may vary in time. Each sector has relatively distinct dynamics during initiation and decay phases of the glacial masses. Recent modelling based on ice yield stress at the base of the glacier and on Late Wisconsinian limits confirms the multidome ice model and brings out details. The modelling also confirms that outside generalized glaciation the numerous ice surges and lobe fluctuations mainly reflect ice flow dynamics and reequilibration of ice masses, and equivocally climatic changes. The Laurentide Ice Sheet is an open system. With its own dynamics (dissymmetry, retroaction, inertia, reequilibration) it records the complex variations of the global climatic atmosphere-ocean-glacier system, initiated by astronomical energetic constraint. The latter may be estimated by the variation of radiation quantity in relation to latitude and time. Subjected to the Earth's climatic system it is the primary cause of latitudinal and longitudinal disparities in the ice sheet.

ZUSAMMENFASSUNG *Dynamik der laurentischen Eisdecke vom Sangamonium bis zum Holozän.* Feldstudien der letzten zehn Jahre haben die Vorstellung von der laurentischen Eisdecke der letzten Eisphase vollkommen umgeworfen. Die kontinentale Eisdecke besteht aus drei voneinander abhängigen Hauptregionen: Keewatin, Baffin und Labrador. Jede Region besteht aus mehreren Domen, dazugehörigen Kappen und Eistrennlinien, deren Verlauf von der Zeit abhängt. Jede Region hat eine mehr oder weniger unterschiedliche Dynamik während der Eisansammlungs- bzw. Schmelzphase. Das jüngste Modell, das entsprechend der Formbarkeitsschwelle an der Basis des Gletschers und der im höheren glazialen Wisconsin erreichten Grenzen erstellt wurde, bestätigt und verfeinert das Modell einer aus mehreren Domen bestehenden Eisdecke. Es bestätigt ebenfalls, daß außerhalb der Phasen allgemeiner Vereisung zahlreiche Eisschwemmen und Schwankungen der Zungen Zeugnis geben vor allem von der Dynamik des Abfließens und des Wiederausgleichs der Eismassen und in nicht eindeutiger Weise von den klimatischen Schwankungen. Die laurentische Eisdecke ist ein offenes System. Mit ihrer eigenen Dynamik (Dissymmetrie, Rückwirkung, Stillstand, Wiederausgleich) registriert sie die vielfältigen Variationen des klimatischen Globalzusammenhangs Atmosphäre — Ozean — Gletscher, welche durch den planetarisch bedingten Energiehaushalt bewirkt werden. Letzterer läßt sich durch die unterschiedliche Sonneneinstrahlung auf verschiedenen Breitengraden und je nach Zeit berechnen und ausdrücken. Überlagert von dem Erdklimasystem ist der planetarische Energiehaushalt hauptverantwortlich für die unterschiedliche Eisdeckendicke auf verschiedenen Längen- und Breitengraden im Zeitablauf.

INTRODUCTION

L'Inlandsis laurentidien est le glacier continental composite qui a recouvert la moitié environ de l'Amérique du Nord au cours du dernier étage glaciaire (fig. 1). En partant de dômes de glace accumulés principalement sur le Bouclier canadien, il s'est étendu à l'ouest sur la plateforme sédimentaire des Plaines intérieures jusqu'aux contreforts des Rocheuses et la Calotte de la Cordillère qui les recouvrait. Au sud, l'Inlandsis laurentidien a dépassé la latitude de 40°N. Sur le rebord atlantique, au SE, selon l'épisode considéré, il est demeuré coalescent à des calottes satellites appalachiennes ou a débordé et englobé certaines d'entre elles. Il a débordé sur le plateau continental au large des côtes du Maine, partiellement ou totalement au large des côtes de Nouvelle-Écosse et dans le golfe du Saint-Laurent et, de façon notable, au large des côtes du Labrador. Il a envahi les bassins et une grande partie des îles sédimentaires du sud de l'archipel Arctique canadien, de l'île de Baffin, au NE, au pourtour oriental de l'île de Banks, au NW. Il n'a pas débordé pendant le Wisconsinien sur les calottes de l'archipel Arctique canadien septentrional, notamment les calottes de l'île de Devon et de Bathurst ni sur les îles périglaciaires d'Ellef Ringnes (ST-ONGE, 1964).

Le volume de l'inlandsis à son maximum wisconsinien est estimé à soit $18 \times 6 \text{ km}^3$ soit $26 \times 10^6 \text{ km}^3$ par FISHER *et al.* (1985), selon le modèle retenu, et à $34,8 \times 10^6 \text{ km}^3$ par HUGHES *et al.* (1981) dans un modèle maximal moins accepté aujourd'hui. Il s'étendait alors sur 4200 km d'est en ouest et sur 3700 km du nord au sud avec une superficie d'environ $12,5 \times 10^6 \text{ km}^2$. Au paroxysme glaciaire, vers $18 \pm 4 \text{ ka}$, l'épaisseur variait entre 3200 m et 400 m selon la localisation. L'Inlandsis laurentidien est un glacier composite dont le volume, l'aire et la dynamique ont fluctué régionalement entre la fin du dernier optimum climatique, après 115 ka environ, et la disparition de l'ultime masse de glace en déséquilibre climatique vers 6 ka, au Nouveau-Québec (RICHARD, 1981). Les calottes actuelles de Barnes et de Penny, à l'île de Baffin, sont les ultimes témoins de l'inlandsis (DYKE et PREST, 1987). Afin d'exprimer cette diachronicité des éléments composites de l'inlandsis, le terme de dernier étage glaciaire sera pris au sens très large de laps de temps au cours duquel les éléments composites de l'inlandsis autres que les deux petites calottes actuelles étaient plus développés qu'ils ne le sont depuis 6 ka. L'étage glaciaire réfère à l'événement glaciaire. Les termes chronostratigraphiques de Sangamonien (130-80 ka) et de Wisconsinien inférieur (80 ka-65 ka), moyen (65 ka-23 ka) et supérieur (23 ka-10 ka) seront employés selon les définitions proposées par FULTON (1984) et, dans ce volume, par FULTON et PREST (1987).

Parmi les inlandsis éphémères tels que ceux de Scandinavie, de Sibérie occidentale et de Sibérie orientale, l'Inlandsis laurentidien contribue le plus au bilan hydrique découlant des changements climatiques du dernier cycle de refroidissement. Il est à la fois la résultante et le reflet du climat et un système dynamique partiellement autonome exerçant un effet rétroactif sur le bilan climatique terrestre. C'est un système ouvert.

Ce texte propose une reconstitution des différentes composantes de la dynamique de l'Inlandsis laurentidien pendant

le dernier étage glaciaire. Elle intègre les modèles empiriques élaborés à partir des données de terrain, la théorie astronomique des climats issue des travaux de MILANKOVITCH (1920), et les modèles mathématiques de dynamique glaciaire. Elle tient compte des modèles quantitatifs encore très schématiques de la genèse, la croissance et la fonte de l'inlandsis. L'auteur disposait de l'ensemble des articles de ce volume pour rédiger ce texte.

L'INLANDSIS LAURENTIDIEN MULTIDÔME PENDANT LE MAXIMUM GLACIAIRE DU WISCONSINIEN SUPÉRIEUR

Même s'il existe des divergences quant à la position des limites maximales atteintes par l'Inlandsis laurentidien au cours du paroxysme glaciaire vers $18 \pm 4 \text{ ka}$ (voir DYKE et PREST, 1987), le modèle d'un inlandsis nord-américain composite, multidôme et coalescent à des calottes autonomes périphériques semble maintenant bien démontré par les données de terrain. DYKE *et al.* (1982) et FULTON et PREST (1987) rappellent que Tyrrell a distingué dès 1898 une masse de glace du Keewatin, une masse de glace labradoréenne et, en 1913, un glacier patricien. Dans sa conception, ces masses de glace avaient atteint leur étendue maximale à des moments différents (fig. 1 *in* DYKE *et al.*, 1982). Le modèle actuel d'inlandsis multidôme résulte d'un ensemble de travaux convergents menés indépendamment dans différentes régions du Canada (voir OCCHIETTI, 1983), en particulier à l'île de Baffin (ANDREWS et MILLER, 1979), au Keewatin et au nord-ouest de la baie d'Hudson (SHILTS *et al.*, 1979; DYKE *et al.*, 1982; SHILTS, 1982), à l'est de la baie d'Hudson (HILLAIRE-MARCEL, 1976, 1979; HILLAIRE-MARCEL et OCCHIETTI, 1980; HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1980) et dans les provinces atlantiques (GRANT, 1977, 1980). Au cours du paroxysme glaciaire du Wisconsinien supérieur, selon le modèle actuel, l'Inlandsis laurentidien est le résultat de l'agglomération de plusieurs dômes d'accumulation et de dispersion glaciaire (fig. 1).

Des lignes de partage des glaces et des crêtes de dispersion glaciaire prolongent ces dômes. La distinction entre les dômes et les lignes de partage des glaces n'est pas absolue si l'on compare en particulier les travaux synthétiques de DYKE *et al.* (1982), de PREST (1983) et de DYKE et PREST (1987). Par ailleurs, comme le soulignent DYKE *et al.* (1982), la structure de l'inlandsis au maximum du Wisconsinien supérieur est la résultante de l'histoire glaciaire du Wisconsinien inférieur et moyen. De toute évidence, l'inlandsis était un système dynamique composite. Les preuves existent de déplacement des centres de gravité des dômes et des crêtes de dispersion dans le temps, entre en particulier 20 ka et 10 ka (voir par exemple DYKE et PREST, 1987). De plus, les surfaces d'érosion glaciaire sont de véritables palimpsestes où ressortent parfois des preuves d'écoulements opposés à ceux du paroxysme glaciaire du Wisconsinien final: la disposition des centres et crêtes d'accumulations initiales n'étaient pas nécessairement au même emplacement que les dômes et crêtes de dispersion du Wisconsinien supérieur.

Les reconstitutions objectives de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien supérieur de FISHER *et al.* (1985) repré-



FIGURE 1. Les différentes parties de l'inlandsis laurentidien pendant le maximum glaciaire du Wisconsinien supérieur, vers 18 ± 4 ka, d'après PREST (1983), FISHER *et al.* (1985), FULTON et PREST (1987), DYKE et PREST (1987) et DYKE *et al.* (1982).

The different parts of the Laurentide Ice Sheet during the Late Wisconsinan maximum ca. 18 ± 4 ka after PREST (1983), FISHER *et al.* (1985), FULTON and PREST (1987), DYKE and PREST (1987) et DYKE *et al.* (1982).

sentent actuellement le modèle expérimental le plus satisfaisant et le plus proche des données de terrain qui existe. Le modèle repose sur la valeur de la scission critique ou limite de plasticité du lit glaciaire; cette limite représente la contrainte d'écoulement. Selon les propriétés du lit glaciaire, déformable ou non déformable, la contrainte d'écoulement de la glace ou seuil de plasticité est différente. Comme «la vitesse de glissement en un point n'est pas fonction de la pente et de l'épaisseur de glace en ce point, mais des conditions aux

limites» (LLIBOUTRY, 1965, p. 640), le seuil de plasticité à la base du glacier commande la vitesse d'écoulement et par conséquent la pente de la surface glaciaire et l'épaisseur de la glace (REEH, 1982). Le modèle mathématique utilisé par FISHER *et al.* (1985) a été préalablement testé par REEH (1982) sur l'inlandsis actuel du Groenland, ce qui a permis de rajuster la valeur du seuil de plasticité en fonction de l'épaisseur mesurée ou estimée de la glace aux lignes de partage des glaces et du taux d'accumulation de glace. FISHER

et al. (1985) offrent plusieurs alternatives de reconstitutions selon qu'ils tiennent compte des limites maximales (page couverture du vol. 39, n° 3 de *Géographie physique et Quaternaire*, FISHER *et al.*, 1985) ou minimales de l'inlandsis définies par PREST (1984) et, dans cette deuxième hypothèse, selon qu'ils attribuent un lit glaciaire soit rigide et gelé ou au contraire un lit non résistant dans la baie d'Hudson. Il y a donc une certaine conformité entre les modèles empiriques bâtis sur les données de terrain et les modèles mathématiques de dynamique glaciaire. Le modèle d'un Inlandsis laurentidien multidôme au cours du Wisconsinien supérieur est raisonnablement démontré de façon empirique et expérimentale. Dans ce modèle, d'un point de vue statique ou de bilan global, on distingue trois grandes aires recouvertes à un moment donné du Wisconsinien supérieur par des glaces de même origine ou secteurs de l'inlandsis: les secteurs du Labrador, du Keewatin et de Baffin (PREST, 1983; DYKE *et al.*, 1982; FISHER *et al.* 1985; FULTON et PREST, 1987; DYKE et PREST, 1987). La Calotte de la Cordillère, le complexe glaciaire de l'archipel de la Reine Élisabeth, dans le nord de l'archipel Arctique canadien, et les calottes dans l'île de Terre-Neuve sont distincts de l'inlandsis. D'un point de vue dynamique, les aires précédentes ont été soumises à des fluctuations dynamiques de masses de glaces dont la disposition n'est pas toujours l'objet d'un consensus. Le secteur de Baffin a été recouvert par le Dôme de Foxe et les dômes accessoires de Barnes, Penny et Amadjuak (IVES et ANDREWS, 1963; DYKE *et al.*, 1982, PREST, 1983).

Le Secteur du Keewatin semble être constitué de plusieurs dômes coalescents et être caractérisé par l'écoulement de vastes lobes de glaces allochtones. Le Dôme centré sur le Keewatin (voir SHILTS *et al.*, 1979; PREST, 1983) est à l'origine des glaces allochtones sur le nord-ouest de la baie d'Hudson. Le Dôme axial de M'Clintock (DYKE *et al.*, 1982) qui prolonge vers le nord le Dôme du Keewatin a dispersé des glaces vers l'île de Victoria à l'ouest et la presqu'île de Boothia et l'île de Somerset vers l'est. Les vastes lobes allochtones du Mackenzie, au nord, et des Plaines intérieures centrales et de Des Moines au sud, montrent des écoulements divergents par rapport à une ligne de partage des glaces reconstituée empiriquement d'abord sous l'appellation de Dôme Caribou (DYKE *et al.*, 1982) puis récemment par l'appellation Dôme des Plaines (DYKE et PREST, 1987). D'après le modèle mathématique de FISHER *et al.* (1985), il s'agit plutôt d'une ligne de partage de glaces. Un corridor non englacé, discontinu et diachronique, séparait partiellement les glaces de l'inlandsis laurentidien des glaces de la Calotte de la Cordillère. Les dépôts diachroniques de ces deux glaciers sont localement superposés (RUTTER, 1984).

Le Secteur du Labrador reste encore l'objet d'interprétations controversées. Il a été démontré par IVES (1957, 1978) que les glaces de cette aire ne proviennent pas de l'extension de glaciers de type alpin accumulés sur le bourrelet structural du Labrador tel que le suppose FLINT (1943). Il n'y a pas par conséquent de dôme du Labrador *sensu stricto*. ANDREWS et MILLER (1979), HILLAIRES-MARCEL *et al.* (1980a), HILLAIRES-MARCEL (1981) ont défini le Dôme du Nouveau-

Québec, repris par FISHER *et al.* (1985) sous l'appellation de Dôme du Québec. Il est caractérisé apparemment par une crête de dispersion vers l'Ungava d'où les glaces s'écoulent vers la baie d'Hudson, à l'ouest, et la baie d'Ungava au nord-est. Une ligne de partage des glaces vers le nord, probablement éphémère, a fonctionné entre le Québec central et le Labrador nord. Un axe d'accumulation et de dispersion des glaces, orienté est-ouest et allant du centre du Dôme du Nouveau-Québec vers l'extrémité sud de la côte du Labrador, s'est vraisemblablement maintenu pendant le Wisconsinien supérieur (DYKE et PREST, 1987). La disposition des isolignes de compensation géoïdale (fig. 2; HILLAIRES-MARCEL et OCCHIETTI, 1980) renforce l'hypothèse de cet axe de dispersion oriental. Le Dôme du Nouveau-Québec, conjointement avec le Dôme de Foxe, a alimenté le courant de glace du détroit d'Hudson. Le Dôme du Nouveau-Québec est directement à l'origine du courant de glace de l'estuaire du Saint-Laurent, des glaces qui ont chevauché la région des lacs Érié et Ontario et, selon la période considérée, la Nouvelle-Angleterre. La dynamique glaciaire sur la moitié occidentale du Secteur du Labrador est interprétée de trois façons différentes: (a) les glaces se sont écoulées du Dôme du Nouveau-Québec, vers l'ouest, jusque dans la dépression de la baie d'Hudson, et vers le sud-ouest jusque dans la région des Grands Lacs (SHILTS, 1980; PREST, 1983). (b) le dôme d'Hudson a servi de centre de dispersion centrifuge, avec une ligne de séparation des glaces dans l'axe nord-sud de la baie de James (DYKE *et al.*, 1982), (c) une vaste crête de dispersion reliait les dômes du Keewatin au Dôme du Nouveau-Québec (DYKE et PREST, 1987). La solution repose actuellement au fond de la baie d'Hudson. La proposition b avec dôme autonome repose notamment sur la présence d'un long complexe morainique interlobaire, la Moraine d'Harricana (VINCENT et HARDY, 1977), construit pendant la déglaciation dans l'axe NS de la baie de James. Il est probable qu'un centre de dispersion s'est individualisé sur la baie d'Hudson au moins pendant la déglaciation. La troisième hypothèse est proche de l'ancien concept de méga-inlandsis.

L'Aire appalachienne a une superficie d'un ordre de grandeur inférieur aux deux secteurs précédents et est comprise dans le Secteur du Labrador. Elle est toutefois particulièrement intéressante comme modèle de dynamique glaciaire. La Calotte de Terre-Neuve et la petite calotte accessoire d'Avalon sont restées indépendantes de l'inlandsis laurentidien sauf dans la zone de contact au nord de l'île. Sur la marge sud du golfe du Saint-Laurent, l'histoire glaciaire est complexe. Il est certain qu'au Wisconsinien supérieur, des calottes distinctes et coalescentes recouvraient la Nouvelle-Écosse continentale, une partie de l'île du Cap-Breton (GRANT, 1977, GRANT et KING, 1984) et du golfe du Saint-Laurent (GRATTON *et al.*, 1984), l'île-du-Prince-Édouard (calotte d'Escuminac; PREST, 1983; BAIL, 1985), le Nouveau-Brunswick (RAMPTON *et al.*, 1984) et fort probablement la Gaspésie (LEBUISS et DAVID, 1977). Faute d'éléments chronologiques, la situation exacte vers 18 ka reste encore partagée entre une hypothèse maximaliste incluant le golfe du Maine et le plateau continental au large de la Nouvelle-Écosse (DYKE et PREST, 1987) et une hypothèse minimaliste, avec seulement des calottes satellites,

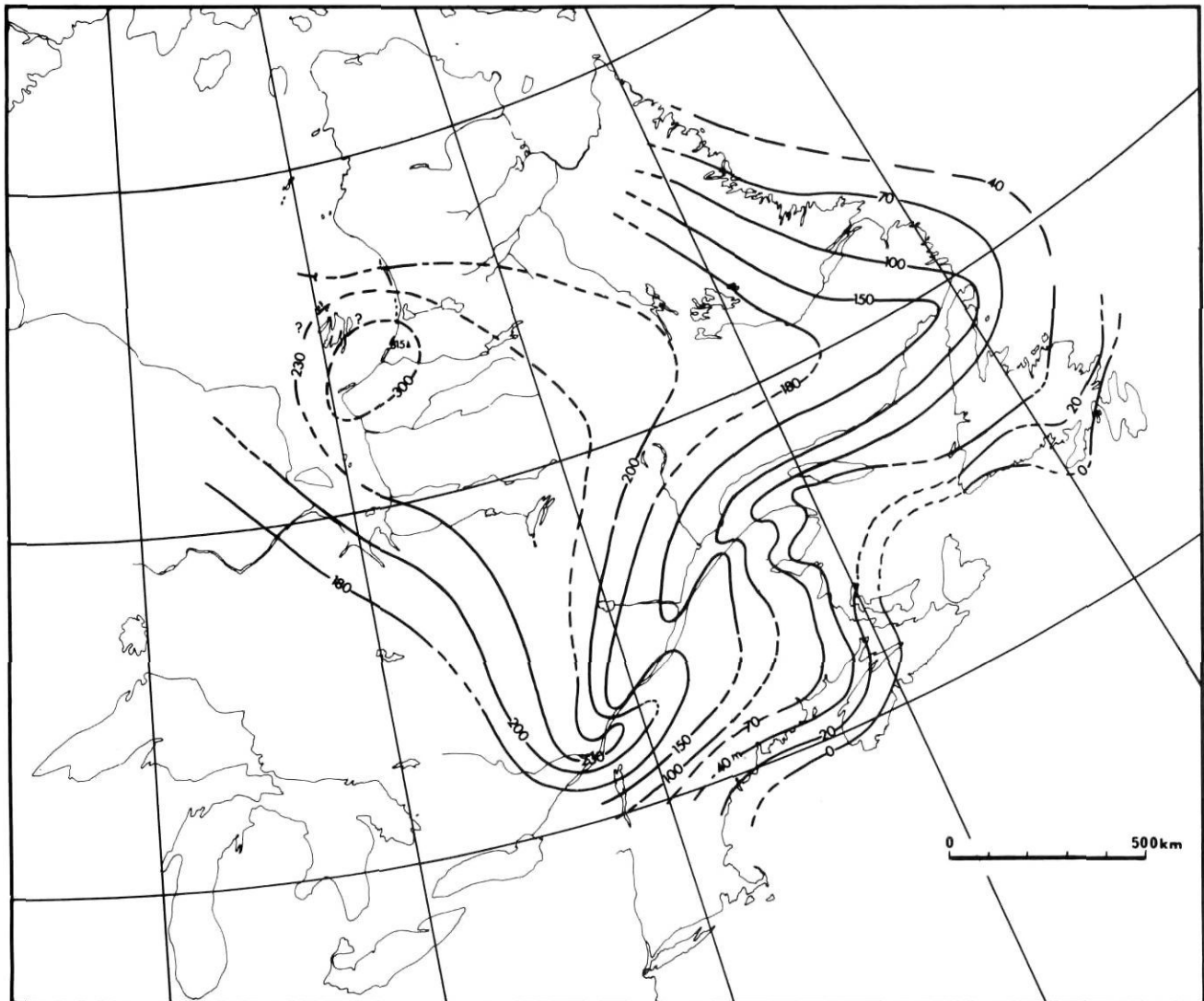


FIGURE 2. Conformité entre la disposition des isolignes de compensation géoidale postglaciaire mise en évidence par HILLAIRE-MARCEL et OCCHIETTI (1980) de façon empirique et l'axe de dispersion oriental du Dôme du Nouveau-Québec obtenu par la modélisation de FISHER *et al.* (1985).

*Conformity between isoline arrangement of postglacial geoid compensation empirically outlined by HILLAIRE-MARCEL and OCCHIETTI (1980) and the eastern dispersal axis of the Québec Dome from modelling of FISHER *et al.* (1985).*

proche des conclusions de GRANT (1977) et GRANT et KING (1984).

Enfin, la marge orientale du Dôme de Foxe et des dômes accessoires a connu son extension maximale à la fin du Wisconsinien final et au début de l'Holocène (DYKE et PREST, 1987), ce qui tend à prouver l'existence de déphasages chronologiques entre les marges sud et nord de l'inlandsis. De plus, d'après DYKE et PREST 1987, la Calotte de la Cordillère a atteint son maximum d'étendue vers 14 ka, après le paroxysme glaciaire de 20-18 ka (DYKE et PREST, 1987). D'après le modèle dynamique multidôme, le volume des glaces continentales accumulées sur l'Amérique du Nord vers 18 ± 4 ka est nettement inférieur au volume proposé par HUGHES *et al.* (1981). Le poids des glaces nord-américaines sur le bilan glaciaire mondial, le niveau eustatique et la com-

position isotopique moyenne des océans, vers 18 ± 4 ka est par conséquent plus restreint (OCCHIETTI, 1983).

ÉLÉMENTS DE DYNAMIQUE GLACIAIRE APPORTÉS PAR L'ÉTUDE DE LA DÉGLACIATION DE L'INLANDSIS LAURENTIDIEN ENTRE 18 ka ET 6 ka

Plusieurs éléments de dynamique glaciaire ressortent de l'étude de la déglaciation de l'inlandsis laurentidien depuis 18 ka jusqu'au milieu de l'Holocène (DYKE et PREST, 1987).

1. L'INERTIE GLACIAIRE

Par rapport aux fluctuations atmosphériques des précipitations et de la température, les glaces de l'inlandsis lau-

rentidien montrent une inertie de plusieurs millénaires. À l'échelle de l'ensemble, les dernières glaces de l'inlandsis disparaissent au Nouveau-Québec vers 6 ka (RICHARD, 1981), c'est-à-dire 5,5 ka après le retour vers 11,5 ka à des conditions astronomiques interglaciaires (BERNARD, 1974). Au début de l'Holocène, à 10 ka, l'inlandsis laurentidien recouvrait encore 6 180 000 km² et la Calotte de la Cordillère 950 000 km² (OCCHIETTI, 1983). À l'échelle des dômes, l'inertie est différente. Les dômes du Secteur du Keewatin sont les premiers à disparaître. Le Dôme de Baffin et les dômes accessoires connaissent au contraire leur maximum d'extension vers 8 ka.

2. LES DISSYMMÉTRIES DYNAMIQUES

Les zones nord et sud, ouest et est de l'inlandsis n'ont pas nécessairement des périodes d'expansion et de retrait synchrones. Pendant les paroxysmes glaciaires, vers 18 ± 4 ka, les glaces atteignaient leur position maximale au sud des Grands Lacs. La marge appalachienne atlantique occupée par un complexe de calottes satellites étaient loin d'un recouvrement glaciaire maximal. La marge orientale de l'île de Baffin connaîtra son maximum environ 10 ka plus tard. Ces dissymétries répondent à des changements aux régimes de précipitations et d'ablation glaciaire. Il est évident, par exemple, que lors d'un réchauffement climatique, l'inertie thermique au-dessous du point de congélation de la marge arctique de l'inlandsis est plus grande que celle de la marge méridionale. Cet effet latitudinal n'est pas nécessairement inverse en période d'englaciation. Il existe également une très nette dissymétrie entre la vitesse de déglaciation de la marge occidentale et méridionale de l'inlandsis, dans les Plaines intérieures et la région des Grands Lacs, entre 18 et 10 ka, et celle de la marge appalachienne. L'effet altitudinal des terres basses des Plaines intérieures est renforcé par l'effet de distance par rapport aux dômes. La région appalachienne, en relief et plus proche du Dôme du Nouveau-Québec, a un retrait plus lent et plus complexe.

L'effet altitudinal doit cependant être nuancé. Dans les Plaines intérieures, DYKE et PREST (1987) montrent que la déglaciation s'est faite en deux temps: (a) une diminution de l'épaisseur des glaces entre 18 et 13 ka, favorisée par une forte ablation et des crues glaciaires de rééquilibrage, dont celle du Lobe Des Moines sur 800 km (CLAYTON et MORAN, 1982), sans retrait notable de la position du front glaciaire; (b) un retrait accéléré du front glaciaire, entre 13 et 10 ka, dès que les glaces, de faible épaisseur et au-dessous de la limite des neiges persistantes, se trouvent en situation d'ablation continue. Comme nous le verrons plus loin, les dissymétries dynamiques dépendent essentiellement de l'influence astronomique, des changements globaux atmosphériques et océaniques qui en découlent et, en troisième lieu, de l'effet de rétroaction de la masse glaciaire.

3. RÉPARTITION DES MASSES GLACIAIRES PAR LA CONTRAINTE D'ÉCOULEMENT

Selon une démarche intuitive, HUGHES *et al.* (1981) avaient mis en relief l'importance de la température à la base des glaciers. Ils ont appliqué le concept de glacier à base froide/

glacier à base tempérée pour distinguer des régions à faible érosion basale de régions à forte érosion basale. Nous avons vu plus haut que le modèle mathématique de REEH (1982) prend la proposition en sens inverse, va plus loin et donne une assise mathématique et physique aux phénomènes empiriquement observés ou reconstitués sur le terrain.

Les variations de la contrainte d'écoulement seules suffisent à expliquer des processus dynamiques. Selon le modèle de FISHER *et al.* (1985), il est probable que les régions des Plaines intérieures et des Grands Lacs à couverture sédimentaire sont restées, pendant le dernier étage glaciaire, avec un seuil de plasticité faible, de l'ordre de 0,2 bars. Les vastes nappes de charriage glaciectonique de l'ouest canadien (SLATER, 1927; RUTTEN, 1960; KUPSCH, 1962; OCCHIETTI, 1973) en sont le témoignage ainsi que l'existence de la ligne de partage des glaces des Plaines intérieures. Pendant les étages glaciaires antérieurs au Wisconsinien, plus longs et plus froids, le substratum a pu être gelé et ce mode d'écoulement avec lit rigide a pu exister. L'alternative proposée par FISHER *et al.* (1985) au sujet de la baie d'Hudson, modélisation avec lit gelé et rigide ou au contraire avec lit non gelé et non résistant, reflète peut-être, selon ces mêmes auteurs, la possibilité de conditions instables. Ils s'appuient sur les travaux de CLARKE *et al.* (1977), pour démontrer en particulier que la base sous les glaces de la baie d'Hudson tend toujours vers le point de congélation et passe nécessairement à une contrainte d'écoulement faible. Tel était nécessairement le cas entre 9 ka et 8 ka où le dôme résiduel de la baie d'Hudson s'est presque entièrement dispersé, à la suite du relèvement isostatique et du déséquilibre du dôme par rapport à la Mer de Tyrrell et le Lac glaciaire Barlow et Ojibway.

Le changement de la contrainte d'écoulement est à l'origine des nombreuses et complexes inversions d'écoulement observées dans l'Aire appalachienne et reconstituées empiriquement par SHILTS (1973, 1981), PRICHONNET *et al.* (1982), LOWELL (1985), LEBUIS et DAVID (1977), PARENT (1987) et reprises dans OCCHIETTI (sous presse). Il y a concordance entre les faits et la modélisation: les glaces des régions à faible seuil de plasticité sont très sensibles à la topographie; elles s'écoulent et dévient vers les dépressions et la périphérie des reliefs.

4. SIGNIFICATION NON CLIMATIQUE DE CRUES, DE RÉCURRENCES ET DE CERTAINES HALTES GLACIAIRES

L'abaissement du seuil de plasticité à la base de zones entières de l'inlandsis pendant la déglaciation est à l'origine de phénomènes dynamiques sans signification climatique instantanée. Il reflète plutôt le bilan global de l'inlandsis: épaisseurs axiales et périphériques, température de la glace et état du substratum, limites du glacier, état et épaisseur de la nappe de till sous-glaciaire (FISHER *et al.*, 1985).

Pendant la déglaciation, la progression du Lobe Des Moines sur 800 km (CLAYTON et MORAN, 1982) et les crues de Cochrane sur 400 km (HARDY, 1977) sont les exemples les plus spectaculaires de récurrences glaciaires sans signification

climatique directe. Ces récurrences représentent une rééquilibrage des masses glaciaires (HARDY, 1977; HILLAIRES-MARCEL, 1979) et un mode d'ablation accéléré (DYKE et PREST, 1987). Des constructions morainiques de plusieurs centaines de kilomètres de long, à l'exemple de la Moraine de Sakami (HILLAIRES-MARCEL *et al.*, 1981) peuvent également ne pas avoir de signification climatique. La Moraine de Sakami marque l'ancrage du front glaciaire du Dôme résiduel du Nouveau-Québec, après la vidange du Lac Ojibway dans la Mer de Tyrrell vers 8 ka. Dans la vallée du Saint-Laurent, la phase glaciomarine qui précède la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse est due au maintien d'un courant de glace débouchant dans la Mer de Champlain (OCCHIETTI, 1980). Enfin, des accumulations glaciaires frontales diachroniques, de nature variée, ont parfois été rassemblées sous forme de complexes morainiques frontaux qui n'en sont pas vraiment (par exemple PARENT, 1987 et PARENT et OCCHIETTI, sous presse). La morphostratigraphie des fronts glaciaires, voire la lithostratigraphie des zones soumises à des crues de rééquilibrage ne sont donc pas des critères de référence à connotation climatostratigraphique (OCCHIETTI, 1983).

5. INFLUENCE DE LA COMPENSATION GÉOÏDALE

Au cours des phases à bilan glaciaire positif de l'englacement, la compensation géoïdale tend à favoriser l'épaississement des glaces en provoquant l'enfoncement du substratum. Elle amplifie le mécanisme glaciaire en diminuant l'ablation provoquée par l'écoulement vers la périphérie. Au contraire, pendant les phases d'ablation, le relèvement glacioisostatique favorise, à moyen terme, l'écoulement vers la périphérie et l'amincissement conséquent de la masse glaciaire. La couverture glaciaire de moindre épaisseur devient plus sensible à un réchauffement global ou basal. Lorsque la base du glacier atteint le point de fusion, les modalités d'écoulement changent radicalement. Un tel mécanisme d'ensemble est très vraisemblablement à l'origine des crues de Cochrane et du démantèlement en un millénaire de l'énorme dôme résiduel de la baie d'Hudson, parachevé par la dislocation des ultimes glaces résiduelles dans la Mer de Tyrrell.

6. MOINDRE IMPORTANCE DU PROCESSUS DE VÉLAGE DES GLACES PENDANT LE RETRAIT GLACIAIRE

DYKE et PREST (1987) montrent que la dislocation du dôme résiduel de Foxe est tardive. Les glaces se maintiennent au cœur du bassin de Foxe jusque vers 7 ka, malgré le contexte marin. Dans la vallée moyenne du Saint-Laurent, PARENT et OCCHIETTI (sous presse) démontrent que la glace est restée ancrée au substratum et que le front glaciaire reculait selon une direction sub-latitudinale. Ils réfutent ainsi toute possibilité de baie de vélage dans la vallée moyenne du Saint-Laurent en amont de la ville de Québec, et confirment la conclusion de CHAUVIN *et al.* (1985).

Il semble par conséquent que le processus d'ablation accélérée par vélage est limité soit à des régions de fonds marins profonds et du plateau continental, conditions probables du golfe du Saint-Laurent (THOMAS, 1977), soit à la phase

finale de décrépitude de glace amincies dans des bassins marins profonds ou profondément enfoncés par glacioisostasie. Une baie de vélage accéléré a pu ainsi ouvrir le détroit d'Hudson très profond. La baie d'Hudson, avec un enfoncement glacioisostatique résiduel de 300 m sur la côte est (HILLAIRES-MARCEL et FAIRBRIDGE, 1978) a pu favoriser une dislocation des glaces à la fois très tardive et très rapide.

En conclusion, l'histoire de la déglaciation de l'Inlandsis laurentidien, décrite très en détail par DYKE et PREST (1987) et l'ensemble des contributions sur le Quaternaire du Canada et du Groenland (FULTON *et al.*, sous presse) montre une très grande rapidité des processus de rééquilibrage de l'inlandsis sur ses marges, en relation avec le seuil de plasticité du lit glaciaire et avec les composantes régionales (OCCHIETTI, 1983). L'influence climatique n'est pas directe.

ÉVOLUTION DE L'INLANDSIS LAURENTIDIEN PENDANT LE DERNIER ÉTAGE GLACIAIRE

En dépit des insuffisances de la chronostratigraphie au-delà de 30 ka, des faits paléoenvironnementaux valables ressortent des travaux de ce volume, de FULTON *et al.* (1984), et des récentes synthèses régionales.

LE SANGAMONIEN

Pendant les phases 5d et 5b du Sangamonien, la présence de glaces importantes n'est pas exclue (ST-ONGE, 1987), notamment dans l'Arctique (ANDREWS et MILLER, 1984) et peut-être même sur le Québec (OCCHIETTI, 1982) et la Nouvelle-Écosse (GRANT, 1980). Les unités et les limites glaciaires attribuables à ces événements peuvent provenir en fait d'événements pré-sangamoniens ou du Wisconsinien inférieur. Par comparaison avec l'état de l'inlandsis, le niveau eustatique et la composition isotopique océanique vers 11 ka, il est nécessaire qu'il y ait accumulation de glaces continentales vers 115 ka et 100 ka. Il est probable qu'une grande partie de celles-ci se soit accumulée au moins sur l'Aire de Baffin et les plateaux du Nouveau-Québec. La séquence stratigraphique de la vallée du Saint-Laurent montre, par exemple, des indices de lac glaciaire antérieurs à 75 ka, sous les Sédiments de Saint-Pierre (LAMOTHE, 1986; OCCHIETTI *et al.* soumis a). À l'île du Cap-Breton, des indices de climat périglaciaire intercalés dans une série couvrant au minimum le Sangamonien démontrent un refroidissement marqué (OCCHIETTI *et al.*, soumis b). L'hypothèse d'englaciation instantanée, c'est à dire d'accumulation autochtone de névé puis de glace sur de grandes surfaces, appliquée à l'île de Baffin (IVES *et al.*, 1975), aux plateaux centraux du Québec et aux reliefs de l'Ungava (OCCHIETTI, 1982), au Keewatin et peut-être même aux plateaux appalachiens, rend possible la présence de calottes étendues dès le Sangamonien. Cette ébauche des futurs dômes a pu se maintenir au cours des phases isotopiques 5c et 5a. Les premières calottes expliqueraient (a) l'abaissement important du niveau eustatique moyen mondial entre les phases 5d et 5a et notamment l'abaissement brutal des phases 5d et 5b (ANDREWS et MAHAFFY, 1976; SHACKLETON et OPDYKE, 1973); (b) l'enrichissement isotopique en ^{18}O des océans pendant les mêmes phases, né-

cessitant une augmentation du volume glaciaire continental non négligeable (SHACKELTON et OPDYKE, 1973); (c) l'extrême rapidité de l'englaciation généralisée au début du Wisconsinien inférieur, lors de la transition 5/4 et le début de la phase isotopique 4, vers 85-80 ka. Cette hypothèse d'ensemble n'implique pas nécessairement un refroidissement climatique aussi important qu'au paroxysme du Wisconsinien supérieur mais une très forte modification du régime des précipitations. Sur la base d'interprétations stratigraphiques et de conclusions paléoenvironnementales, cette hypothèse est préférée (OCCHIETTI, 1982, OCCHIETTI *et al.* soumis a et b). L'hypothèse inverse d'absence de glaces, sauf dans l'Arctique, est possible, notamment si toutes les preuves d'englaciation du Wisconsinien inférieur sont attribuées à l'étage glaciaire Illinoien, antérieur au Sangamonien, ou éventuellement au Wisconsinien moyen. Cette dernière option semble moins plausible.

LE WISCONSINIEN INFÉRIEUR

L'extension de l'Inlandsis laurentidien au cours du Wisconsinien inférieur reste l'objet d'interprétations contradictoires (VINCENT et PREST, 1987). Compte tenu de l'ampleur du bilan glaciaire mondial de la phase isostopique 4, il est difficile de réfuter la présence de vastes dômes sur l'Amérique du Nord entre 80 ka et 65 ka (ANDREWS et MAHAFFY, 1976). L'hypothèse maximale favorise l'extension de l'inlandsis au-delà des limites du Wisconsinien supérieur, au moins dans certaines régions périphériques (fig. 1). L'inlandsis aurait par exemple déposé un till sur le plateau continental au large de la Nouvelle-Écosse (GRANT et KING, 1984). Il aurait atteint la même position qu'au Wisconsinien supérieur le long de moraines du sud de la Nouvelle-Angleterre (DONNER, 1964; KAYE, 1964; OLDALE *et al.*, 1982). Pendant le Stade de M'Clure dans le nord-ouest, les glaces auraient également atteint leur position extrême (VINCENT, 1984; sous presse).

L'hypothèse maximale peut être nuancée et inclure quelques alternatives:

(a) La grande superficie recouverte par les glaces est peut-être liée à une plus grande étendue des surfaces où le seuil de plasticité était faible, très certainement dans le bassin sédimentaire de la baie d'Hudson, et probablement sur les plaines arctiques, les Appalaches et la plateforme sédimentaire du Saint-Laurent.

(b) L'inlandsis aurait atteint approximativement l'aire maximale, équivalente ou plus grande que celle observée au cours de l'étage de déglaciation vers 14 ka, mais n'aurait pas eu le temps d'atteindre l'épaisseur équivalente au paroxysme glaciaire du Wisconsinien supérieur.

(c) Certaines des limites maximales attribuées au Wisconsinien inférieur sont exactes, d'autres au contraire sont fausses ou impliquent des modalités non strictement glaciaires. Dans l'Arctique du nord-ouest et du centre, DYKE (sous presse) favorise l'hypothèse minimale. En Ontario, EYLES et EYLES (1983) favorisent la présence de glaces flottantes sur un lac de barrage glaciaire à l'emplacement du lac Ontario, au lieu d'une stricte avancée glaciaire. En Nouvelle-Écosse, de VERNAL *et al.* (1986) et de VERNAL et MOTT (1986) favorisent

une englaciation tardive dans la deuxième moitié du Wisconsinien moyen.

(d) Les limites maximales, atteintes vers la fin du Wisconsinien inférieur, sont peut-être diachroniques

(e) Les centres de gravité des dômes de dispersion n'étaient pas les mêmes qu'au Wisconsinien supérieur. En effet, pendant les phases de création des dômes, la localisation et le centre de gravité des glaces sont directement liés à la distribution des précipitations solides, c'est-à-dire à une composante du climat. Au contraire, lors des paroxysmes glaciaires, la dynamique glaciaire devient prépondérante selon les facteurs définis par FISHER *et al.* (1985). Ainsi, pour expliquer l'englacement généralisé des provinces atlantiques au Wisconsinien inférieur, GRANT (1977, 1980) et OCCHIETTI (1982) ont émis l'hypothèse d'un déplacement du centre de gravité du dôme d'accumulation du Nouveau-Québec, entre une position proche du golfe du Saint-Laurent au Wisconsinien supérieur et une position plus occidentale plus tard.

Ces alternatives montrent au moins que l'Inlandsis laurentidien en cours de croissance ne répond pas de façon linéaire à des fluctuations climatiques qui ne sont elles-mêmes ni linéaires ni égales ou synchrones d'une région à l'autre.

Elles mettent également en évidence qu'il n'est plus souhaitable de raisonner en termes opposés de maximaliste-minimaliste, termes qui risquent de figer les paradigmes en cause et de biaiser les analyses de terrain. Les hypothèses de limites minimales de l'inlandsis (DYKE, sous presse; EYLES et EYLES, 1983), voire de l'absence de glace sur certaines marges pendant le Wisconsinien inférieur (de VERNAL *et al.*, 1986; de VERNAL et MOTT, 1986) obligent au moins à reconsidérer avec un œil neuf des interprétations considérées comme définitives, à l'exemple de la réinterprétation des diamictons des falaises de Scarborough, en Ontario, par EYLES et EYLES (1983). Elles reportent dans le Wisconsinien moyen des témoins de fortes activités glaciaires attribués jusqu'à présent au Wisconsinien inférieur. Elles restent toutefois en contradiction avec les données isotopiques de la phase océanique 4.

LE WISCONSINIEN MOYEN

Entre environ 65 ka et 23 ka, l'Inlandsis laurentidien a subi plusieurs fluctuations de grande amplitude, variables selon l'aire considérée (DREDGE et THORLEIFSON, 1987). Au cours de ce long laps de temps, de l'ordre de 40 ka, les synthèses à l'échelle de l'inlandsis pendant des phases synchrones sont difficiles en raison de plusieurs facteurs limitatifs:

(a) Entre 65 et 35 ka, la validité des datations au ^{14}C reste douteuse.

(b) Le modèle climatique théorique, basé sur la composante astronomique, montre de fortes variations du bilan énergétique terrestre (BERNARD, 1974, 1975a,b,c; VERNEKAR, 1972). Par exemple, les variations de l'insolation (fig. 3) ont une composante latitudinale très marquée pendant l'hiver entre 65 et 55 ka. Pendant l'été, les latitudes au nord du 60° parallèle ont bénéficié d'une insolation supérieure à l'actuelle jusque vers 44 ka et subissent un déficit très marqué de 41 ka à

17 ka. L'hypothèse d'un climat aussi chaud, voire plus chaud qu'aujourd'hui dans l'Arctique occidental et le Mackenzie, retenue par DREDGE et THORLEIFSON (1987) d'après les travaux de DYKE (1983, 1984), est donc tout à fait plausible, au moins au cours de la première moitié du Wisconsinien moyen. Dans les régions arctiques, les dépôts organiques du Sangamonien et du Wisconsinien moyen, indicateurs de climat plus chaud qu'aujourd'hui et d'âge supérieur à la limite du ¹⁴C, peuvent par conséquent être confondus.

(c) Le Wisconsinien moyen enregistre des phénomènes climatiques hétérogènes. Il est composé schématiquement d'une phase de réchauffement certaine, entre environ 65 ka et 40 ka puis de fluctuations froides de plus en plus accentuées, interrompues de retraits glaciaires, jusqu'au paroxysme du Wisconsinien supérieur. Il est probable que dans beaucoup de régions, le long épisode de réchauffement et les fluctuations secondaires aient été effacés par les récurrences ultérieures.

(d) La relation entre l'insolation et le régime des précipitations étant complexe, la disposition des centres d'accumulation de l'inlandsis, qui expriment le bilan glaciaire, n'est pas connue au Wisconsinien moyen. La moitié occidentale et le sud du Secteur du Keewatin semblent avoir été les plus sensibles au réchauffement du début du Wisconsinien moyen. Le front glaciaire se serait stabilisé à 400 km au nord de la position attribuée au Wisconsinien inférieur (DREDGE et THORLEIFSON, 1987). Un climat périglaciaire humide au Manitoba méridional caractérise la région des Prairies centrales. Dans la région des Grands Lacs, de latitudes moyennes, l'insolation estivale commence à s'abaisser dès 40 ka. Le retrait glaciaire relatif est interrompu par des récurrences ou des rééquilibrations (DREIMANIS, 1977). Des lobes provenant de zones différentes attestent de la proximité des masses de l'inlandsis. Dans la vallée du Saint-Laurent, la stratigraphie et ses implications paléoenvironnementales sont en réexamen complet (LAMOTHE, 1986; OCCHIETTI *et al.*, soumis a). Sur la marge atlantique, le problème chronologique reste l'obstacle majeur

à la reconstitution des événements du Wisconsinien moyen (GRANT, 1977; GRANT et KING, 1984; de VERNAL *et al.*, 1986; de VERNAL et MOTT, 1986; OCCHIETTI *et al.*, soumis b). Des unités non glaciaires intercalées entre les tills et les taux de racémisation des acides aminés de coquilles marines favorisent l'hypothèse d'une déglaciation complète de la baie d'Hudson, au cours du Wisconsinien moyen (ANDREWS *et al.*, 1983). Les fluctuations de la marge glaciaire dans la région des Grands Lacs sont toutefois peu compatibles avec l'absence de glace dans la baie d'Hudson (DREDGE et THORLEIFSON, 1987).

L'étude de la dynamique glaciaire au cours du Wisconsinien moyen met donc en évidence: (a) la persistance de masses de glace imposantes et, en corollaire, (b) l'englaciation généralisée du Wisconsinien inférieur, (c) l'importance de la composante latitudinale sur l'insolation, (d) une composante complexe de localisation des zones d'accumulation, résultant de l'interaction de l'héritage glaciaire (albédo et inertie glaciaire), de la circulation atmosphérique et de la dynamique océanique (e) et, en corollaire, l'absence de synchronisme de la réponse glaciaire d'une région marginale à l'autre de l'inlandsis.

DISCUSSION

L'étude des fluctuations de l'inlandsis à l'échelle du dernier étage glaciaire conduit à un modèle empirique. L'inlandsis laurentidien est un système. C'est la dynamique propre à chaque dôme et dômes accessoires qui maîtrise les limites périphériques du glacier et la position des centres et lignes de dispersion des glaces. Ce modèle explique l'évolution non linéaire de l'inlandsis et la non répétition des réponses glaciaires au cours du temps: les causes astronomiques et climatiques dérivées, associées aux héritages glaciaires, ne sont pas exactement identiques ou égales à travers le temps. Au-delà d'une masse glaciaire critique, chaque secteur du système acquiert sa propre dynamique, où interviennent les limites et l'épaisseur des glaces, la répartition des zones d'accumulation

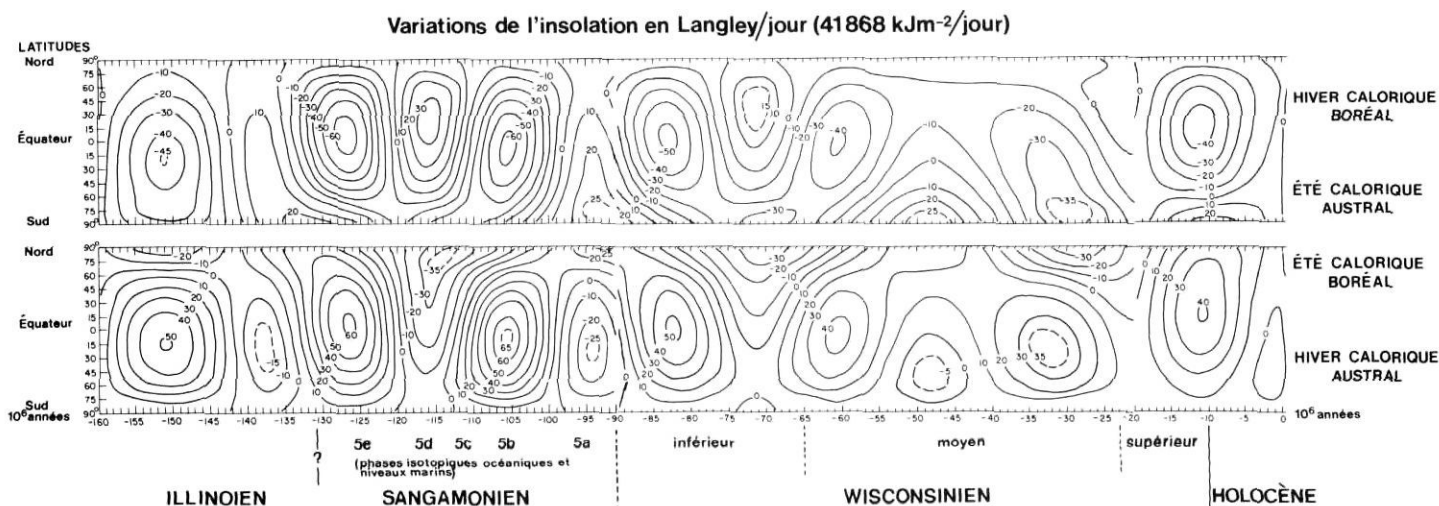


FIGURE 3. La quantité d'énergie solaire ou insolation en Langley/jour (41,868 kJm⁻² jour) selon la latitude et la saison thermique entre 160 ka et aujourd'hui d'après VERNEKAR (1972).

The quantity of solar energy or radiation in Langley/day (41,868 kJm⁻² day) depending on the latitude and the thermal season between 160 ka and today, from VERNEKAR (1972).

de l'inlandsis et le seuil de plasticité du lit glaciaire. Pour cette raison, les fluctuations de deuxième ordre des marges de l'inlandsis ne peuvent être retenues comme des repères climatostratigraphiques. Les unités stratigraphiques (dépôts, biozones, formes construites) servent de repères à des séquences d'événements paléoenvironnementaux à signification régionale.

La reconstitution des limites et des états de l'inlandsis au cours de différentes synchronies du dernier étage glaciaire nécessite d'être faite en deux étapes: corrélations des événements à la périphérie de chaque dôme puis corrélation entre les dômes. Les critères chronologiques sont plus déterminants que la simple juxtaposition d'événements de même nature climatique, ou climatostratigraphie, appliquée jusqu'ici. En particulier, les anciens concepts de stade et d'interstade auxquels on attribuait une valeur climatique globale ont avant tout une signification régionale, en application notamment de la composante latitudinale des fluctuations climatiques.

LE SYSTÈME DE L'INLANDSIS LAURENTIDIEN ET LA CONTRAINTE ASTRONOMIQUE DU CLIMAT

L'inlandsis laurentidien répond à la contrainte énergétique astronomique, par l'entremise du système climatique atmosphérique et océanique (fig. 4). La contrainte thermique astronomique a été démontrée par MILANKOVITCH (1920), développée en particulier par BERNARD (1974, 1975a,b,c) et BERGER (1981). Elle varie essentiellement en fonction des périodicités distinctes de l'excentricité de l'orbite elliptique terrestre, de l'obliquité de l'axe de rotation de la terre par rapport au plan de l'écliptique et de l'angle de la position du périhélie de l'orbite terrestre par rapport au point vernal de l'époque (fig. 5; BERNARD, 1975a,b,c). La mesure de l'insolation selon la latitude en fonction du temps (fig. 3; VER-

NEKAR, 1972; BERNARD, 1974, 1975a,b,c) est calculée en combinant ces différentes périodicités. La paléoclimatologie théorique tient compte également de variables telles que l'albédo, les variations du flux solaire (BERNARD, 1975a,b,c) et n'ignore pas l'influence de la quantité de cendres volcaniques dans l'atmosphère (BERGER, 1981). Elle explique des événements en contrephase, comme par exemple le début du dernier interglaciaire vers 140 ka sur l'inlandsis antarctique (LORIOUS *et al.*, 1985).

Un certain nombre de modèles mathématiques de la croissance et du retrait des inlandsis de l'hémisphère nord sont fondés sur les fluctuations de la contrainte astronomique ajoutées aux données isotopiques océaniques, les limites ou l'extension présumée des inlandsis (PATERSON, 1972; WEERTMAN, 1976, OERLEMANS, 1980; SUGDEN, 1977; BUDD et SMITH, 1987). D'autres modèles tentent d'étudier l'inter-relation glaciers-circulation atmosphérique (BROCCOLI et MANABE, 1987) ou glaciers-océans-circulation atmosphérique (IMBRIE et IMBRIE, 1980; RUDDIMAN et McINTYRE, 1981; BIRCHFIELD *et al.*, 1981; MIX et RUDDIMAN, 1984; WEBB *et al.*, 1985; MALONE et ROEDERER, 1985; BUDD et SMITH, 1987). Jusqu'à présent, ces modèles de dynamique atmosphère-océans-glaciers restent trop schématiques en raison de la quantité énorme des données spatiales et chronologiques à intégrer, de la difficulté de reconstituer les variations des systèmes atmosphériques et océaniques et, bien souvent, d'une méconnaissance ou d'une interprétation trop simplifiée des faits de terrain. Les contradictions entre le modèle astronomique révisé de Milankovitch et les données de terrain ou les modèles mathématiques sont explicables par les dynamiques propres aux systèmes atmosphérique et océanique. La connaissance de ces dernières reste encore empirique. Pour les chercheurs de terrain, il est désormais nécessaire de connaître la climatologie théorique conçue par

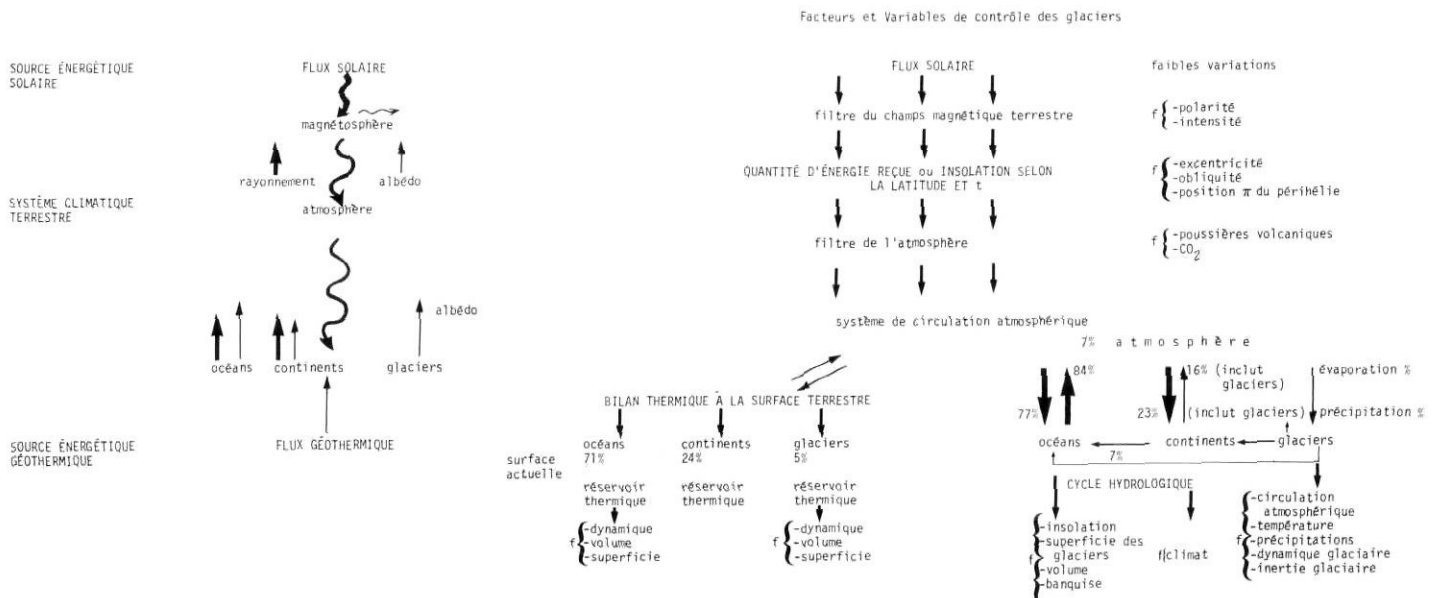


FIGURE 4. L'importance des glaciers dans le système climatique global terrestre. La lettre f signifie «varie en fonction de».

The importance of glaciers in the Earth's global climatic system. The letter f means «varies in function of».

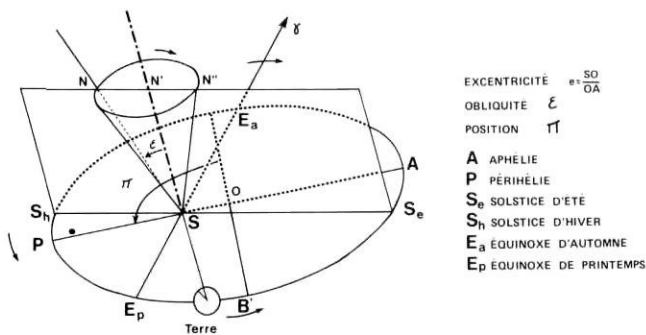


FIGURE 5. Les trois composantes de l'orbite terrestre, causes des variations dans le temps de l'insolation des latitudes et causes premières des variations climatiques, d'après BERNARD (1974). L'insolation des latitudes dépend : a) de l'excentricité de l'orbite terrestre autour du soleil ; b) de l'obliquité de l'axe terrestre par rapport à la normale au plan de l'écliptique de l'époque t . L'axe de la Terre décrit un cône complet 2° en 26 000 ans ; c) de la position du périhélie par rapport au point vernal correspondant. Cet angle varie de 0 à 360° avec une période moyenne de 20 600. Cette période résulte de la combinaison entre le mouvement rétrograde de la précession des équinoxes de 26 000 ans de période et du mouvement direct de rotation du grand axe PA de période irrégulière, de 96 600 ans en moyenne.

The three components of the Earth's orbit, causes of the variations in time of the radiation at the latitudes and main causes of the climatic variations, after BERNARD (1974). The radiation at the latitudes depends on: a) the eccentricity of the Earth's orbit around the Sun; b) the obliquity of the Earth's axis in relation to the normal along the ecliptic at a time t . The axis describes a complete cone 2° in 26,000 years; c) the position of the perihelion in relation to the corresponding vernal point. This angle varies from 0 to 360° with an average period of 20,600 years. This period is the result of the combination of the reversed motion of the precession of the equinoxes during a 26,000 year period and of the direct rotary motion of the axis PA over an irregular period for an average of 96,600 years.

Milankovitch, les contraintes de la dynamique des glaciers et les composantes du système climatique terrestre glaciers-océans-circulation atmosphérique.

CONCLUSION

Les études de terrain de la dernière décennie ont complètement bouleversé la conception de l'inlandsis laurentidien du dernier étage glaciaire. L'inlandsis est un glacier continental multidôme composé de trois grands secteurs : Keewatin, Baffin, et Labrador. Chaque secteur est constitué d'un ou de plusieurs dômes et d'axes de dispersion des glaces dont l'emplacement peut varier dans le temps. Chaque secteur a une dynamique relativement distincte, surtout au cours des phases de création et de fonte des masses glaciaires. Au cours des paroxysmes de l'inlandsis, leur interdépendance est maximale.

La modélisation de l'inlandsis au maximum du Wisconsinien supérieur vers 18 ± 4 ka par FISHER *et al.* (1985) confirme de façon indépendante le modèle empirique d'inlandsis multidôme. Elle contribue à réexaminer et réinterpréter les données de terrain selon la contrainte d'écoulement ou seuil de plasticité à la base du glacier, les limites de l'inlandsis et l'épaisseur aux axes et aux centres de dispersion des glaces. La modélisation démontre également le bien fondé d'hypothèses

établies empiriquement sur le terrain. De nombreuses coulées et crues glaciaires et les fluctuations de lobes expriment en premier lieu la dynamique d'écoulement et de rééquilibrage des masses de glace et, de façon très équivoque, les fluctuations climatiques. Cette conclusion est la plus appropriée pendant les périodes de retrait glaciaire. En corollaire, la stratigraphie des anciennes marges de l'inlandsis a une signification régionale d'événements paléoenvironnementaux. En raison de l'inertie et de la dynamique glaciaires, elle n'a pas une signification climatique rigoureusement directe.

L'inlandsis laurentidien est un système ouvert. Il exprime le bilan hydrique et thermique sur une partie de l'Amérique du Nord du système climatique terrestre. L'inlandsis enregistre avec sa dynamique propre les variations complexes du système atmosphère-océan engendrées par la contrainte énergétique astronomique. Celle-ci est la cause première des variations climatiques et peut être mesurée, en simplifiant, en termes de quantité d'insolation à une latitude et à une époque données. Cette paléoclimatologie théorique, issue des travaux de Milankovitch, explique les disparités latitudinales de l'inlandsis et de ses marges au cours du temps. Elle justifie par conséquent l'interprétation empirique que les dômes ont initialement une dynamique relativement autonome. Elle démontre également qu'il est méthodologiquement erroné d'établir sans précaution des corrélations entre des régions distantes de part et d'autre du 60° parallèle nord, sur la base d'une fluctuation climatique de même type. Des modèles expérimentaux, encore très schématiques, intègrent les variables du système glaciers-atmosphère-océan. Ils ébauchent l'explication de la disparité longitudinale et latitudinale des précipitations au cours du temps. Ils renforcent le modèle d'un inlandsis à dynamique complexe.

RÉFÉRENCES

- ANDREWS, J. T. et MAHAFFY, M. A. W. (1976): Growth rate of the Laurentide Ice Sheet and sea level lowering (with emphasis on the 115,000 BP sea level low), *Quaternary Research*, vol. 6, p. 167-183.
- ANDREWS, J. T. et MILLER, G. H. (1979): Glacial erosion and ice sheet divides, northeastern Laurentide Ice Sheet, on the basis of the distribution of limestone erratics, *Geology*, vol. 7, p. 592-596.
- (1984): Quaternary glacial and nonglacial correlations for the Eastern Canadian Arctic, in R. J. Fulton, éd., *Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian contribution to IGCP Project 24*, Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 101-116.
- ANDREWS, J. T., SHILTS, W. W. et MILLER, G. H. (1983): Multiple deglaciation of the Hudson Bay Lowlands, Canada since deposition of the Missinaibi (last-interglacial?) Formation, *Quaternary Research*, vol. 19, p. 18-37.
- BAIL, P. (1985): Un mouvement glaciaire vers le nord-ouest dans la région de Saint-Godefroi, Gaspésie, Québec, *Journal canadien des Sciences de la Terre*, vol. 2, p. 1871-1877.
- BERGER, A. L. (1981): The astronomical theory of paleoclimates, in A. Berger, éd., *Climatic Variations and Variability: Facts and Theories*, NATO Advanced Study Institutes Series, Sciences C 72, Reidel Publishing Co., Dordrecht, p. 501-525.
- BERNARD, E. A. (1974): Les bases énergétiques de la paléoclimatologie théorique et l'évolution des climats: 1^{re} partie, *Ciel et Terre*, vol. 90, p. 413-454.
- (1975a): Les bases énergétiques de la paléoclimatologie théorique et l'évolution des climats: 2^e partie, *Ciel et Terre*, vol. 91, p. 42-74.
- (1975b): Les bases énergétiques de la paléoclimatologie théorique et l'évolution des climats: 3^e partie, *Ciel et Terre*, vol. 91, p. 89-118.
- (1975c): Les bases énergétiques de la paléoclimatologie théorique et l'évolution des climats: 4^e partie, *Ciel et Terre*, vol. 91, p. 161-219.

- BIRCHFIELD, G. D., WEERTMAN, J. et LUNDE, A. T. (1981): A paleoclimate model of northern hemisphere ice sheets, *Quaternary Research*, vol. 15, p. 126-142.
- BROCCOLI, A. J. et MANABE, S. (1987): The effects of the Laurentide Ice Sheet on North American climate during the last glaciation maximum, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 41, p. 291-299.
- BUDD, W. F. et SMITH, I. N. (1987): Conditions for growth and retreat of the Laurentide Ice Sheet, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 41, p. 279-290.
- CHAUVIN, L., MARTINEAU, G. et LASALLE, P. (1985): Deglaciation of the Lower St. Lawrence region, Québec, *Geological Society of America*, Special Paper 197, p. 11-123.
- CLARKE, G. K. C., NITSAN, U. et PATERSON, W. S. B. (1977): Strain heating and creep instability in glaciers and ice sheets, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, vol. 15, p. 235-247.
- CLAYTON, L. et MORAN, S. R. (1982): Chronology of Late Wisconsin glaciation in middle North America, *Quaternary Science Reviews*, vol. 1, p. 55-82.
- deVERNAL, A., CAUSSE, C., HILLAIRE-MARCEL, C., MOTT, R. J. et OCCHIETTI, S. (1986): Palynostratigraphy and Th/U ages of Upper Pleistocene interglacial and interstadial deposits on Cape Breton Island, Eastern Canada, *Geology*, vol. 14, p. 554-559.
- deVERNAL, A. et MOTT, R. J. (1986): Palynostratigraphie du Pleistocène supérieur dans la région du lac Bras D'Or, île du Cap Breton, Nouvelle-Écosse, *Journal canadien des Sciences de la Terre*, vol. 23, p. 491-530.
- DONNER, J. J. (1964): Pleistocene geology of eastern Long Island, New York, *American Journal of Science*, vol. 262, p. 355-376.
- DREDGE, L. A. et THORLEIFSON, L. H. (1987): The Middle Wisconsinan history of the Laurentide Ice Sheet, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 41, p. 215-235.
- DREIMANIS, A. (1977): Correlation of Wisconsin glacial events between the Eastern Great Lakes and the St. Lawrence Lowlands, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, p. 37-51.
- DYKE, A. S. (1983): *Quaternary geology of Somerset Island*, District of Franklin, Geological Survey of Canada, Memoir 404, 32 p.
- (1984): *Quaternary geology of Boothia Peninsula and northern District of Keewatin, central Canadian Arctic*, Geological Survey of Canada, Memoir 407, 26 p.
- (in press): A reinterpretation of glacial and marine limits around the northwestern Laurentide Ice Sheet based on new dates on deglaciation from Prince of Wales Island, *Canadian Journal of Earth Sciences*.
- DYKE, A. S., DREDGE, L. A. et VINCENT, J.-S. (1982): Configuration and dynamics of the Laurentide Ice Sheet during the Late Wisconsin Maximum, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 36, p. 5-14.
- DYKE, A. S. et PREST, V. K. (1987): Late Wisconsinan and Holocene record of the Laurentide Ice Sheet, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 41, p. 237-263.
- EYLES, C. H. et EYLES, N. (1983): Sedimentation in a large lake: A re-interpretation of the late Pleistocene stratigraphy at Scarborough Bluffs, Ontario, Canada, *Geology*, vol. 11, p. 147-152.
- FISHER, D. A., REEH, N. et LANGLEY, K. (1985): Objective reconstructions of the Late Wisconsinan Laurentide Ice Sheet and the significance of deformable beds, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 39, p. 229-238.
- FLINT, R. F. (1943): Growth of the North American ice sheet during the Wisconsin age, *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 54, p. 325-362.
- FULTON, R. J. (1984): Sommaire: Stratigraphie quaternaire au Canada, in R. J. Fulton, éd., *Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian contribution to IGCP Project 24*, Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 1-5.
- FULTON, R. J., HEGINBOTTOM, J. A. et FUNDER, S., éd. (in press): *Quaternary geology of Canada and Greenland*, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1.
- FULTON, R. J., KARROW, P. F., LASALLE, P. et GRANT, D. R. (1984): Summary of Quaternary stratigraphy and history, eastern Canada, in R. J. Fulton, éd., *Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian Contribution to IGCP Project 24*, Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 193-210.
- FULTON, R. J. et PREST, V. K. (1987): The Laurentide Ice Sheet and its significance, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 41, p. 181-186.
- GRANT, D. R. (1977): Glacial style and ice limits, the Quaternary stratigraphic record, and changes of land and ocean level in the Atlantic Provinces, Canada, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, p. 247-260.
- (1980): Quaternary stratigraphy of southwestern Nova Scotia: Glacial events and sea-level changes, *Geological Association of Canada*, Field Trip Guidebook 9, Halifax, 63 p.
- GRANT, D. R. et KING, L. H. (1984): A stratigraphic framework for the Quaternary history of the Atlantic Provinces Canada, in R. J. Fulton, éd., *Quaternary stratigraphy of Canada — A Canadian contribution to IGCP Project 24*, Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 173-191.
- GRATTON, D., GWYN, Q. H. J. et DUBOIS, J.-M. (1984): Les paléoenvironnements sédimentaires au Wisconsinien moyen et supérieur, île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 39, p. 229-242.
- HARDY, L. (1977): La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, p. 261-273.
- HILLAIRE-MARCEL, C. (1976): La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson, *Cahiers de géographie de Québec*, vol. 20, p. 185-220.
- (1979): *Les mers post-glaciaires du Québec, quelques aspects*, Thèse D.Sc. Paris, Université de Paris VI, 600 p.
- (1981): Continental ice complexes: distinction between centres of outflow and centres of loading of the crust — example of the eastern Laurentide Ice-Sheet, *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 25, p. 225-228.
- HILLAIRE-MARCEL, C. et FAIRBRIDGE, R. W. (1978): Isostasy and eustasy on Hudson Bay, *Geology*, vol. 6, p. 117-122.
- HILLAIRE-MARCEL, C., GRANT, D. R. et VINCENT, J.-S. (1980): Comment on «Keewatin Ice Sheet — Re-evaluation of the traditional concept of the Laurentide Ice Sheet» and «Glacial erosion and ice sheet divides, northeastern Laurentide Ice Sheet, on the basis of the distribution of limestone erratics», *Geology*, vol. 8, p. 466-468.
- HILLAIRE-MARCEL, C. et OCCHIETTI, S. (1980): Chronology, paleogeography and paleoclimatic significance of the late and post-glacial events in eastern Canada, *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 24, p. 373-392.
- HILLAIRE-MARCEL, C., OCCHIETTI, S. et VINCENT, J.-S. (1981): The late glacial Sakami Moraine (New-Quebec): an example of a reequilibration moraine without climatic control, *Geology*, vol. 9, p. 210-214.
- HUGHES, T. J., DENTON, G. H., ANDERSEN, G. B., SCHILLING, D. H., FASTOOK, J. T. et LINGLE, C. S. (1981): The last great ice sheets: a global view, in G. H. Denton and T. J. Hughes, éd., *The Last Great Ice Sheets*, Wiley and Sons, New York, p. 263-317.
- IMBRIE, J. et IMBRIE, J. Z. (1980): Modeling the climatic response to orbital variations, *Science*, vol. 207, p. 943-953.
- IVES, J. D. (1957): Glaciation of the Torngat Mountains, northern Labrador, *Arctic*, vol. 10, p. 67-87.
- (1978): The maximum extent of the Laurentide ice Sheet along the east coast of North America during the last glaciation, *Arctic*, vol. 31, p. 24-53.
- IVES, J. D. et ANDREWS, J. T. (1963): Studies in the physical geography of north-central Baffin-Island, Northwest Territories, *Geographical Bulletin*, vol. 19, p. 5-48.
- IVES, J. D., ANDREWS, J. T. et BARRY, R. G. (1975): Growth and decay of the Laurentide Ice Sheet and comparisons with Fenno-Scandinavia, *Naturwissenschaften*, vol. 62, p. 118-125.
- KAYE, C. A. (1964): Illinoian and Early Wisconsinan moraines of Martha's Vineyard, Massachusetts, *United States Geological Survey Professional Paper 501-C*, p. C140-C143.
- KUPSCH, W. O. (1962): Ice-thrust ridges in western Canada, *Journal of Geology*, vol. 50, p. 582-594.
- LAMOTHE, M. (1986): *Lithostratigraphie and geochronologie of the Quaternary deposits of the Pierreville and St-Pierre Les Becquets areas, Québec*, University of Western Ontario, Thèse PhD non publiée, 227 p.
- LEBUISS, J. et DAVID, P. P. (1977): La stratigraphie et les événements géologiques du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, p. 275-296.
- LLIBOUTRY, L. (1965): *Traité de glaciologie*, tome 2, Masson, Paris, p. 429-1040.
- LORIUS, C., JOUZEL, J., RITZ, C., MERLIVAT, L., BARKOV, N. I., KOROTKEVICH, Y. S. et KOTLYAKOV, V. M. (1985): A 150 000-year climatic record from Antarctic ice, *Nature*, vol. 316, p. 591-596.

- LOWELL, T. V. (1984): Late Wisconsin ice-flow reversal and deglaciation, northwestern Maine, *Geological Society of America*, Special Paper 197, 26 p.
- MALONE, T. F. et ROEDERER (1985): *Global Change*, ICSU Press, Cambridge University Press, 512 p.
- MILANKOVITCH, M. (1920): Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire, *Académie yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb*, Gauthier-Villars, Paris, 339 p.
- MIX, A. C. et RUDDIMAN, W. F. (1984): Oxygen-isotope analyses and Pleistocene ice volumes, *Quaternary Research*, vol. 21, p. 1-20.
- OCCHIETTI, S. (1973): Les structures et déformations engendrées par les glaciers: 1^{ère} partie: Structures et déformations glaciectoniques, *Revue de Géographie de Montréal*, vol. 27, p. 365-380.
- (1980): Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières, Shawinigan, Québec. Contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du Saint-Laurent et corrélations stratigraphiques, *Paléo-Québec*, vol. 10, 227 p.
- (1982): Synthèse lithostratigraphique et paléoenvironnements du Quaternaire au Québec méridional. Hypothèse d'un centre d'englacement wisconsinien au Nouveau-Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 36, p. 15-49.
- (1983): The Laurentide Ice-Sheet: climatic and oceanic implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, vol. 44, p. 1-22.
- (in press): Quaternary geology of St. Lawrence Valley and adjacent Appalachian sub-region, in R. J. Fulton, J. A. Heginbottom et S. Funder, édit., *Quaternary Geology of Canada and Greenland*, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, n° 1.
- OCCHIETTI, S., CLET, M., RUTTER, N. A. et BRODEUR, D. (soumis a): Revision of St. Pierre Sediments and reevaluation of Upper Pleistocene stratigraphy in St. Lawrence Valley, Québec.
- OCCHIETTI, S., MOTT, R. J., BEINER, M. et de VERNAL, A. (soumis b): Lithostratigraphie du Sangamonien-Wisconsinien au centre de l'île du Cap-Breton, Nouvelle-Écosse.
- ORLEMANS, J. (1980): Model experiments on the 100,000-year glacial cycle, *Nature*, vol. 287, p. 430-432.
- OLDALE, R. N., VALENTINE, P. C., CRONIN, T. M., SPIKER, E. C., BLACKWELDER, B. W., BELKNAP, D. F., WEHMILLER, J. F. et SZABO, B. J. (1982): Stratigraphy, structure, absolute age, and paleontology of the upper Pleistocene deposits at Sankaty Head, Nantucket Island, Massachusetts, *Geology*, vol. 10, p. 246-252.
- PARENT, M. (1987): *Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcour region, southeastern Québec*, Thèse PhD, Department of Geology, University of Western Ontario, London.
- PARENT, M. et OCCHIETTI, S. (sous presse): Late Wisconsinan deglaciation and Champlain Sea invasion in the middle St. Lawrence Valley, Québec, in N. R. Gadd, édit., *The Late Quaternary Development of Champlain Sea Basin*, Geological Association of Canada, Special Paper.
- PATERSON, W. S. B. (1972): Laurentide Ice Sheet: Estimated volumes during Late Wisconsin, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, vol. 10, p. 885-917.
- PREST, V. K. (1983): *Canada's Heritage of Glacial Features. L'Héritage glaciaire du Canada*, Commission géologique du Canada, Rapport divers 28, 119 p.
- (1984): The Late Wisconsinan glacier complex, in R. J. Fulton, édit., *Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian contribution to IGCP Project 24*, Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 21-36. Map 1584A.
- PRICHONNET, G., DOIRON, A. et CLOUTIER, M. (1982): Le mode de retrait glaciaire tardiwisconsinien sur la bordure appalachienne au sud du Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 36, p. 125-137.
- RAMPTON, V. N., GAUTHIER, R. C., THIBAUT, J. et SEAMAN, A. A. (1984): *Quaternary geology of New-Brunswick*, Geological Survey of Canada, Memoir 416, 77 p.
- REEH, N. (1982): A plasticity theory approach to the steady-state shape of a three-dimensional ice sheet, *Journal of Glaciology*, vol. 28, p. 431-455.
- RICHARD, P. J. H. (1981): Paléophytogéographie post-glaciaire en Ungava par l'analyse pollinique, *Paléo-Québec*, n° 13, 153 p.
- RUDDIMAN, W. F. et McINTYRE, A. (1981): The North Atlantic Ocean during the last deglaciation, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 35, p. 145-214.
- RUTTEN, M. G. (1960): Ice-pushed ridges, Permafrost and drainage, *American Journal of Science*, vol. 258, p. 293-297.
- RUTTER, N. W. (1984): Pleistocene history of the western Canadian ice-free corridor, in R. J. Fulton, édit., *Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian Contribution to IGCP Project 24*, Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 49-56.
- SHACKLETON, N. J. et OPDYKE, N. D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ and 10⁶ year scale, *Quaternary Research*, vol. 3, p. 39-55.
- SHILTS, W. W. (1973): Glacial dispersal of rocks, minerals, and trace elements in Wisconsinan Till, southeastern Quebec, Canada, *Geological Society of America*, Memoir 136, p. 189-219.
- (1980): Flow patterns in the central North American ice sheet, *Nature*, vol. 286, p. 213-218.
- (1981): *Surficial geology of the Lac Mégantic area, Québec*, Geological Survey of Canada, Memoir 397, 102 p.
- (1982): Quaternary evolution of the Hudson/James Bay region, *Le Naturaliste canadien*, n° 109, p. 309-332.
- SHILTS, W. W., CUNNINGHAM, C. M. et KASZYCKI, C. A. (1979): Keewatin Ice Sheet — Reevaluation of the traditional concept of the Laurentide Ice Sheet, *Geology*, vol. 7, p. 537-541.
- SLATER, G. (1927): The structure of the Mud Buttes and Tit hills of Alberta, *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 38, p. 721-730.
- ST-ONGE, D. A. (1964): *La géomorphologie de l'île Ellet Ringnes, Territoires du Nord-Ouest, Canada*, Direction de la géographie, Étude géographique n° 38, 46 p.
- (1987): The Sangamonian Stage and the Laurentide Ice Sheet, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 41, p. 189-198.
- SUGDEN, D. E. (1977): Reconstruction of the morphology, dynamics, and thermal characteristics of the Laurentide Ice Sheet at its maximum, *Arctic and Alpine Research*, vol. 9, p. 21-47.
- THOMAS, R. H. (1977): Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St. Lawrence valley system, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, p. 347-356.
- VERNEKAR, A. D. (1972): Long-period global variations of incoming solar radiation, *Meteorological Monographs*, vol. 12, American Meteorological Society, Boston, p. 141-154.
- VINCENT, J.-S. (1984): Quaternary stratigraphy of the western Canadian Arctic Archipelago, in R. J. Fulton édit., *Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian an Contribution to IGCP Project 24*, Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 87-100.
- (in press): Quaternary geology of the northern Interior Plains, in R. J. Fulton, J. A. Heginbottom and S. Funder, édit., *Quaternary Geology of Canada and Greenland*, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, n° 1.
- VINCENT, J.-S. et HARDY, L. (1977): L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, p. 357-372.
- VINCENT, J.-S. et PREST, V. K. (1987): The Early Wisconsinan history of the Laurentide Ice Sheet, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 41, p. 199-213.
- WEBB III, T., KUTZBACH, J. et STREET-PERROT, A. F. (1985): 20,000 years of global climatic change: paleoclimatic research plan, in R. F. Malone et J. G. Roederer, édit., *Global Change*, ICSU Press by Cambridge University Press, p. 182-218.
- WEERTMAN, J. (1976): Milankovitch solar radiation variations and ice-age ice sheet sizes, *Nature*, vol. 261, p. 17-20.