



COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE, DES MINES ET DES RESSOURCES, OTTAWA

SÉRIE DE LA GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

# Géologie du Quaternaire au Canada

V. K. Prest

This document was produced  
by scanning the original publication.

Ce document est le produit d'une  
numérisation par balayage  
de la publication originale.





Chap. XII de *Géologie et ressources minérales du Canada*,  
Série de la géologie économique n° 1, 4<sup>e</sup> édition,  
publié par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources  
Ottawa, Canada 1975

## **XII. Géologie du Quaternaire au Canada**

<b>Introduction.....</b>	<b>752</b>
<b>Les anciens dépôts glaciaires et non glaciaires..</b>	<b>755</b>
<b>Le Wisconsin classique et les événements postglaciaires.....</b>	<b>786</b>
<b>Les considérations économiques .....</b>	<b>844</b>
<b>Choix d'ouvrages à consulter.....</b>	<b>846</b>



## INTRODUCTION

Le terme Quaternaire désigne l'ère de l'histoire du globe terrestre, commencée il y a environ un million d'années et qui se distingue de l'ère Tertiaire par des changements climatiques aux glaciations successives sur de vastes régions et un abaissement général en altitude de la limite des neiges éternelles dans le monde. Certaines données récentes océanographiques et paléontologiques suggèrent que ces changements climatiques ont pu commencer il y a trois millions d'années.

Le présent chapitre décrit la géologie des dépôts meubles glaciaires et non glaciaires qui recouvrent la roche en place, et les diverses formes de terrain attribuables aux phénomènes du Quaternaire. De l'avis de l'auteur, on peut employer indifféremment les termes Quaternaire et Pléistocène. Ce dernier est employé fréquemment au Canada, car il évoque davantage l'aspect glaciaire et climatique de cette époque. C'est pourquoi il est généralement utilisé dans ce chapitre. Le Quaternaire comprend aussi l'époque actuelle, très courte, non glaciaire, appelée communément le Récent. Au Canada, on peut considérer comme le Récent les 7,000 dernières années qui ont suivi la disparition de la majeure partie de la dernière nappe de glace continentale.

Actuellement, environ 10 p. 100 de la surface des continents se trouvent recouverts de glaciers alors que, pendant les glaciations anciennes, plus de 30 p. 100 des

terres étaient sous les glaces et neiges éternelles. A une époque, 97 p. 100 du Canada étaient sous la glaciation, c'est ainsi qu'il renferme plus de terrains glaciaires que tout autre pays. Actuellement, environ 1 p. 100 des terres demeure recouvert de glaciers, concentrés dans les îles Reine-Élisabeth, l'île Baffin, et les montagnes de l'Ouest. Une région d'environ 70,000 milles carrés dans l'ouest du Yukon, le long de la chaîne Côtière, a échappé entièrement à la glaciation. Deux régions le long des avant-monts à l'ouest du fleuve Mackenzie, dans les Territoires du Nord-Ouest, d'une superficie d'environ 4,000 milles carrés, ont aussi, pense-t-on, échappé en majorité à la glaciation, mais on les a peu étudiées. Une petite région dans les Foothills des Rocheuses, dans le sud-ouest de l'Alberta, bien que plus élevée que la nappe de glace des plaines Intérieures, était recouverte sur son côté occidental par des glaciers de vallée originaires des glaciers de montagnes. Certaines parties du sud des plaines Intérieures, le long de la frontière internationale et près de l'extrémité méridionale de la nappe de glace des plaines Intérieures, se trouvaient apparemment plus élevées que les glaces environnantes et ont ainsi échappé à la glaciation.

Les restes organiques conservés dans ces dépôts meubles sont surtout des restes d'espèces modernes. L'étude de leur position stratigraphique et de leur emplacement géographique relativement à leur répartition actuelle fournit des renseignements sur la migration ancienne des plantes





## XII

# Géologie du Quaternaire au Canada

V. K. Prest

Calotte Viking et glaciers,  
île Ellesmere (T.N.-O.).

et des animaux. L'extinction et l'évolution des espèces ont existé au cours du Quaternaire, mais pas au même degré qu'au cours des ères et périodes antérieures.

L'homme a fait son apparition au cours du Quaternaire et son évolution a été régie, dans une grande mesure, par les conditions climatiques très caractéristiques de cette ère. Une hypothèse veut qu'un abaissement du niveau de la mer, conséquence du volume d'eau prise dans les glaces continentales, a permis aux tribus asiatiques d'émigrer en Amérique du Nord, surtout par voie de terre, en passant par la langue de terre de la mer de Béring (au nord du chapelet des îles Aléoutiennes). Avec la régression glaciaire, ces peuples ont quitté le refuge sans glaciers de l'Alaska et du territoire du Yukon et ont émigré vers l'est, le long de la côte de l'Arctique, et vers le sud, à l'intérieur du continent. Certains, les premiers Indiens de l'Amérique du Nord ou Amérindiens, ont campé sur les bords de lacs et déversoirs glaciaires disparus depuis longtemps.

Le Quaternaire comprend quatre principales glaciations dont chacune s'étend sur environ 100,000 années. Ce sont, de la plus ancienne à la plus récente, le Nebraskien, le Kansan, l'Illinoien et le Wisconsin. Elles sont séparées par de longs intervalles interglaciaires appelés: l'Afton, le Yarmouth et le Sangamon, au cours desquels les climats étaient aussi chauds ou plus chauds que les climats actuels et où le continent a dû être, en grande partie, libre de glace. De telles conditions ont dû favoriser une flore et

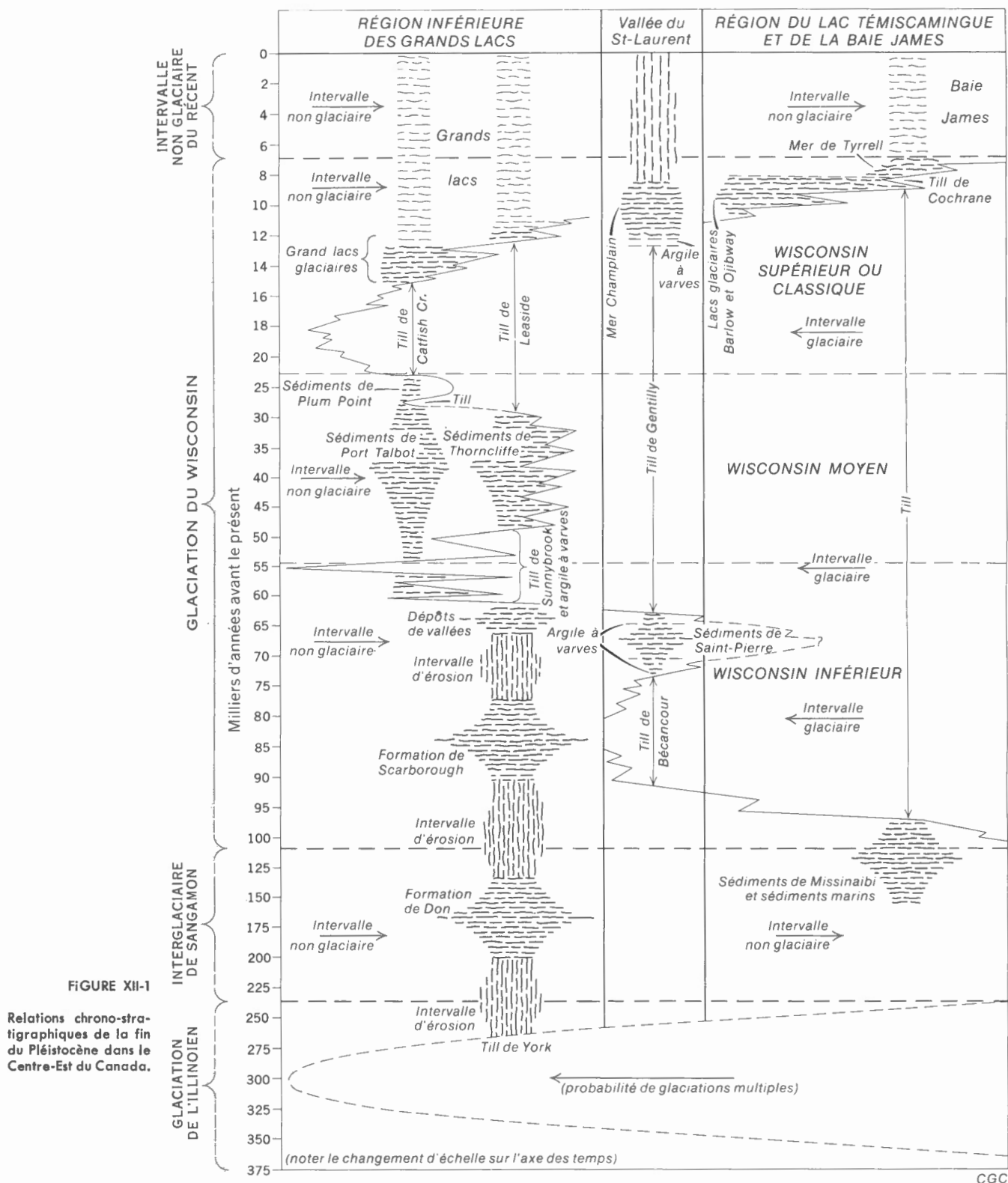
une faune riches et variées dans la plupart des régions du Canada. Peu de dépôts appartiennent avec certitude à ces intervalles interglaciaires, bien qu'ils soient probablement tous présents dans les quelques dépôts connus. On a signalé des sédiments interglaciaires recouverts de drift glaciaire dans les provinces Maritimes, dans la région des Grands lacs, dans les plaines Intérieures, dans la Cordillère et dans l'Arctique; tous les intervalles doivent être présents dans la stratigraphie de la plaine de Porcupine, de la région nord du territoire du Yukon, mais cette région demeure peu étudiée.

Les quatre principales glaciations ont eu chacune des intervalles non glaciaires ou intervalles interstadias, relativement courts. Ce sont des époques au cours desquelles le climat s'est amélioré, avec une importante régression des glaciers de leurs zones périphériques, mais demeurant probablement sur une partie du continent. Les plantes et les animaux de climat frais ont émigré vers les régions nouvellement libérées par les glaces, mais leurs descendants devaient en être chassés par une nouvelle avancée glaciaire. Au Canada, on n'a pu reconnaître de tels intervalles interstadias que dans le Wisconsin. Les dépôts les mieux connus sont ceux de la région du lac Érié, en Ontario, et autour du détroit de Géorgie, en Colombie-Britannique.

Aucun système de classification n'est accepté en général pour les dépôts du Wisconsin, mais ils peuvent être subdiviser en dépôts glaciaires et non glaciaires. Par da-

tation au radiocarbonate ( $C^{14}$ ) de matières organiques de certains dépôts, on a établi une corrélation définie entre des emplacements épars qui remontent à environ 45,000

années, mais les études géologiques et biologiques à l'appui de telles déterminations d'âge font défaut. Les dates certaines sont en général restreintes aux 25,000 ou 30,000



années avant le présent<sup>1</sup>. Les résultats de recherches exécutées dans la région du lac Érié indiquent un intervalle interstadiaire au milieu du Wisconsin, d'environ 20,000 années. Ceci a permis de subdiviser le Wisconsin en deux principaux étages: la partie inférieure et la partie supérieure; la partie supérieure, appelée communément l'étage «classique» du Wisconsin. Les variations de la position du front des glaces au cours de l'intervalle interstadiaire du milieu du Wisconsin compliquent la stratigraphie. L'intervalle interstadiaire du Wisconsin a pris fin par un retour important du front des glaces presque à la limite atteinte pendant la partie inférieure du Wisconsin. Le point culminant de l'étage supérieur ou «classique» du Wisconsin a eu lieu il y a environ 20,000 ans et, comme mentionné ci-dessus, environ 7,000 ans avant le présent, la glace avait disparu en majeure partie du continent. Des relations stratigraphiques transgressives de temps ont été reconnues pour la partie supérieure du Quaternaire dans les coupes du Centre-Est du Canada et se trouvent présentées, sous forme de diagramme, à la figure XII-1; des relations similaires existent sans doute dans tout le Quaternaire au Canada.

En raison des incertitudes sur les événements du Wisconsin et de leurs conséquences dans les différentes régions du Canada, et du fait que nombre d'échantillons soumis à l'analyse au radiocarbone ont donné des dates trop anciennes, il est impossible de parler de dépôts interglaciaires sans parler, en même temps, des dépôts de l'intervalle interstadiaire du Wisconsin, ou autres dépôts interstadias. De plus, en raison de l'absence générale de données paléontologiques ou autres de nature suffisamment précise pour reconnaître des dépôts interglaciaires d'âge déterminé, l'identification des couches de till associées demeure impossible. Ainsi, dans la présente étude de la géologie du Quaternaire au Canada, sont étudiés ensemble tous les dépôts antérieurs au point culminant de l'étage «classique» du Wisconsin, suivis de l'étude de la dernière glaciation, puis de la période de déglaciation. Dans certaines régions de l'Arctique et de la Cordillère, un régime glaciaire a prévalu jusqu'à présent et se manifeste par des calottes de glace et des glaciers de montagne. Pour simplifier, sont étudiées les variations de ces calottes et glaciers en même temps que les phénomènes de déglaciation du Wisconsin, bien que, à vrai dire, elles soient postérieures au Wisconsin.

## LES ANCIENS DÉPÔTS GLACIAIRES ET NON GLACIAIRES

La présente section étudie les dépôts quaternaires du Canada antérieurs au point culminant de la dernière glaciation, ou à l'étage classique du Wisconsin; l'étude englobe les dépôts glaciaires, interglaciaires et interstadias, y compris les phénomènes à l'origine de leur formation ou de la modification du terrain. Les dépôts, en certains endroits, peuvent être préglaciaires et peuvent être associés à des événements du tout début du Quaternaire.

Les restes organiques constituent une petite partie, mais extrêmement importante, des dépôts sédimentaires; une attention particulière leur est accordée dans le présent exposé. Par suite de la reconnaissance du milieu et de l'âge des sédiments non glaciaires, les sédiments glaciaires, sis au-dessus ou au-dessous, peuvent être attribués arbitrairement à une glaciation particulière. Les dépôts eux-mêmes et les aspects appropriés de la physiographie sont examinés d'après la région plutôt que d'après le temps.

### Région des Appalaches

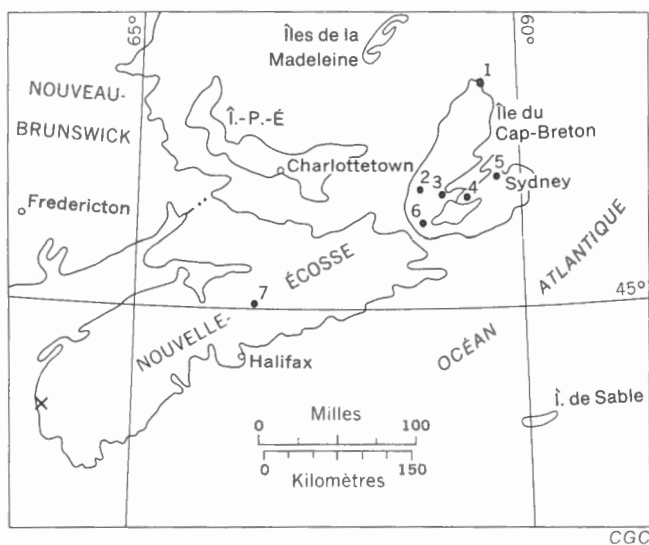
La physiographie de la région des Appalaches reflète certains aspects des glaciations anciennes et des in-

tervalles interglaciaires, mais ces aspects se trouvent généralement masqués par les formes de relief récentes, plus visibles, et par les dépôts de la dernière glaciation. De nombreux estuaires représentent les parties submergées d'anciens réseaux fluviaux qui ont pu être actifs au cours d'époques de bas niveau de la mer durant le Quaternaire. R. H. MacNeill (Université Acadia) croit que nombre de cours d'eau de la Nouvelle-Écosse sont d'anciens chenaux recrusés et aussi que certaines terrasses littorales, recouvertes de till, ont probablement été taillées au cours d'époques préglaciaires. A la surface et sous une couche de till rouge sablonneux, on trouve un manteau de grès gris dans certaines régions de l'est du Nouveau-Brunswick. Formé de grès et de siltstone tendres du Pennsylvanien, ce manteau atteint une épaisseur de 25 pieds, ce qui démontre qu'à cette époque il y a eu peu de modification de la topographie. Les hautes-terres du Nouveau-Brunswick comportent de façon surprenante peu d'indications de glaciation; les blocs erratiques semblent absents sur de grandes étendues de terrain et la roche en place est tendre et profondément altérée par les intempéries.

Dans l'île du Cap-Breton, on a reconnu des dépôts interglaciaires et interstadias, et des dépôts glaciaires associés, antérieurs au Wisconsin classique; un seul est

<sup>1</sup> «Avant le présent» se rapporte à l'année 1950. Ceci s'applique à toutes les déterminations d'âge mentionnées dans ce texte, même si on ne le répète pas.





1. Baie St-Laurent 2. Hillsborough 3. Whycocomagh 4. Benacadie  
5. Leitches Creek 6. Rivière Inhabitants 7. Milford  
X Gîtes de « vieilles » coquilles: till contenant  
des coquilles, cap Ste-Marie

FIGURE XII-2. Emplacement de dépôts organiques enfouis.

connu en Nouvelle-Écosse et aucun n'est identifié à Terre-Neuve, dans l'Île-du-Prince-Édouard, au Nouveau-Brunswick et dans la péninsule de Gaspé.

#### Dépôts organiques enfouis (fig. XII-2)

**Baie St-Laurent.** Des matériaux meubles à l'extrémité nord-est de l'île du Cap-Breton forment une falaise de 150 pieds de sédiments stratifiés qui renferment quelques matières organiques entre des couches pierreuses à apparence de till. Vers le sud-ouest, la roche en place nivelée est à découvert sous le drift. A la base de la section du drift se trouve un «till» graveleux et sableux fortement comprimé dont l'épaisseur atteint 20 pieds. Le till est recouvert de gravier fin et de silt interstratifiés, d'une épaisseur de 4 pieds, ou d'une couche de blocs qui semble être une surface délavée du till. La couche de 4 pieds et la couche de blocs se trouvent recouvertes d'une couche organique dense, épaisse de quelques pouces à un pied; au-dessus, reposent 2 pieds de silt stratifié, puis environ 30 pieds de sable et gravier interstratifiés, qui passent graduellement vers le haut de la section à du gravier à galet (*cobble gravel*). Le silt sous la couche organique renfermait des spores qui ne pouvaient provenir que de roches du Mississippien. La couche organique dense représente un sédiment détritique et renferme du pollen d'aulne, de bouleau, d'épinette noire et blanche, de pin gris, de sapin baumier, des traces de genévrier, de saule, de hêtre bleu et de noyer, et divers arbustes, herbes, graminées, fougères, mousses et champignons (Mott et Prest, 1967). Un morceau de bois, identifié comme étant du mélèze laricin, a donné au radiocarbone 38,300 ans (CGC-283)<sup>1</sup>. Les

couches de silt immédiatement au-dessus de la couche organique renferment aussi du pollen et des spores analogues, mais les strates supérieures sont stériles. Non loin, E. H. Muller a remarqué une lentille d'argile silteuse couleur tan, d'une épaisseur maximale de 12 pieds et d'une longueur de 200 pieds. Recouvrant cette lentille et le gravier à galet mentionné plus haut, se trouve un till sableux à blocs de 30 à 90 pieds d'épaisseur, qui devient de plus en plus grossier vers le haut de la section; près de la surface, gisent des blocs qui atteignent 8 pieds sur 5.

La lentille d'argile contient des fragments de *Me-gayoldia thracaeformis*, mollusque marin vivant dans des eaux plus froides que celles qui entourent l'île du Cap-Breton aujourd'hui. L'argile renferme aussi des restes d'aulne et de bouleau, ce qui indique un climat frais, mais elle contient aussi du pin, un peu de chêne et des restes de tilleul d'Amérique; par ailleurs, l'assemblage est identique à celui de la couche organique détritique. Sont également présents des cysts dinoflagellés du Quaternaire et des spores originaires des roches mississippiennes du voisinage. Les restes de fossiles et les déterminations d'âge au radiocarbone sur les matières organiques enfouies indiquent clairement une période de climat frais antérieure au Wisconsin classique, peut-être du tout début du Wisconsin ou de la fin du Sangamon.

**Hillsborough.** Dans le sud-ouest de l'île du Cap-Breton, entre Mabou et Hillsborough, s'étendent de 8 à 12 pieds de till argileux, compact, d'un rouge terne, qui recouvre une couche, d'environ 5 pieds d'épaisseur, de sédiments stratifiés, de silteux à argileux, lesquels renferment de minces couches lenticulaires rubanées de matières carbonées et une couche basale de tourbe, silt et bois, de quelques pouces d'épaisseur à au moins deux pieds. La couche basale organique repose sur du silt qui atteint jusqu'à 18 pouces, lequel repose sur une couche inégale d'ortstein formée à la surface d'une couche de sable et de gravier fortement oxydés, de plus de 11 pieds d'épaisseur. La base de la partie visible de la section, au niveau de la route, se trouve à environ 10 pieds au-dessus du niveau de la rivière et de la mer.

Les sédiments silteux et le lit de tourbe (Mott et Prest, 1967) renferment cinq zones de pollen comportant chacune un assemblage différent caractéristique. L'assemblage en général indique une couverture de forêt, ressemblant à celle de la région forestière boréale plutôt qu'à celle du Cap-Breton d'aujourd'hui. Le bois de la base de la couche de tourbe remonte à >51,000 années (CGC-370). Cet âge indique le début du Wisconsin ou un autre intervalle interstadiaire, mais aucune corrélation avec la section de la baie St-Laurent n'est justifiable.

<sup>1</sup> Ces lettres désignent le laboratoire chargé de déterminer l'âge au radiocarbone et le numéro est celui de renvoi de l'échantillon. CGC, Commission géologique du Canada; Gx., Laboratoire de géochronologie; Gro. et GrN, Groningen, Pays-Bas; I., Isotopes Inc.; L., Observatoire géologique Lamont; S., Université de la Saskatchewan; Y., Université Yale; W., U.S. Geological Survey.

*Whycocomagh.* Des couches organiques, visibles dans la coupe d'un déblai de la route principale, dans le village de Whycocomagh, dans l'île du Cap-Breton, ont été réexaminées par l'auteur, à la suite d'une détermination d'âge au radiocarbone qui semblait anormale, calculée sur du bois provenant de ce déblai. Des matières graveleuses ressemblant à du till, épaisses de 10 pieds, recouvrent des sédiments stratifiés de 5 pieds d'épaisseur composés de gravier fin et silteux contenant quelques pouces de tourbe silteuse et des restes épars de bois. Les couches organiques reposent sur 15 pouces d'argile partiellement oxydée et de silt sus-jacents à une couche de till argileux et pierreux, épaisse de 10 à 16 pieds au moins; le till repose sur une surface irrégulière de la roche en place. Les sédiments stratifiés s'étendent sur plus de 50 pieds et disparaissent vers l'ouest à mesure que la roche en place et le manteau de till s'élèvent vers la surface. Le pollen de la couche organique (Mott et Prest, 1967) est caractérisé par un assemblage où dominant l'aulne, le bouleau, l'épinette et le pin. Cet assemblage ressemble à une partie du diagramme de pollen de la section de Hillsborough. Le bois de cette couche organique remonte à >44,000 années (CGC-290). Les sections de Whycocomagh et de Hillsborough, sises à 15 milles seulement l'une de l'autre, se trouvent aux extrémités opposées d'une vallée qui traverse toute l'île, et séparées uniquement par une ligne peu élevée de partage des eaux de surface. Elles se trouvent toutes deux près du niveau de la mer. On croit qu'il existe une corrélation entre les deux.

*Benacadie.* Une falaise au sud de Benacadie, à l'entrée de la baie Est du lac Bras-d'Or, contient des sédiments stratifiés entre des couches de till. Environ 50 pieds de till argileux, pierreux et rougeâtre recouvrent 5 pieds de silt argileux bien stratifié et une couche inférieure de till sableux et pierreux de 20 pieds. Les couches argileuses et silteuses renferment une forte proportion de pollen de pin (probablement de pin gris et de carex) et des quantités moindres de pollen, de bouleau, d'aulne et d'herbes (Mott et Prest, 1967). L'assemblage a plus d'affinités avec les diagrammes de pollen de la baie St-Laurent qu'avec ceux des sections plus rapprochées de Whycocomagh et de Hillsborough. Une autre bande de sédiments stratifiés entre des couches de till a été découverte par Terasmae et Mott près de la pointe Derby, à 4 milles au nord-ouest de Benacadie. Au-dessous du niveau de la route du littoral, deux pieds de till argileux et rougeâtre recouvrent quelques pieds d'argile silteuse, de sable mêlé de restes de plantes, et de gravier sableux. Ces sédiments stratifiés reposent sur environ dix pieds de till éboulé jusqu'au niveau de la mer. L'argile silteuse, entre les couches de till, ne renfermait pas de pollen.

*Leitches Creek.* Une étude préliminaire du résultat d'un forage et quelques échantillons d'un sondage à Leitches Creek, à l'ouest de Sydney, qui a traversé environ 190 pieds de dépôts meubles, indiquent la présence de deux

couches de sédiments à teneur de matières organiques, et dont chacune se trouve entre deux couches de till. Des études préliminaires du pollen de ces couches organiques permettent de penser que la couche inférieure est interglaciaire et que la couche supérieure correspond à l'interval interstadiaire de Hillsborough.

*Rivière Inhabitants.* Des dépôts organiques enfouis, originaires de la rivière Inhabitants, île du Cap-Breton, ont été signalés en 1868 par J. W. Dawson. Une couche dure et tourbeuse, contenant des racines et des branches de conifères, repose sur de l'argile grise et sert de base à environ 20 pieds de till. L'emplacement de ces dépôts n'a pu être retrouvé.

*Milford.* Un dépôt de matières organiques enfouies, unique en son genre, a été découvert lors du décapelage des dépôts meubles recouvrant la carrière de gypse, à 2½ milles au sud de Milford Station (N.-É.). De la faine (*Fagus* sp.), de la noix de noyer (*Carya* sp., cf. *C. aquatica*), de la graine de cirier (*Myrica pennsylvanica*), et un morceau de bois coupé par un castor ont été recueillis d'une doline dans le gypse. La datation du bois a donné >33,800 ans (CGC-33). Les notes suivantes sur la carrière et ses environs résultent des observations faites par W. Take (Musée de la Nouvelle-Écosse).

La surface du gypse présente une topographie karstique (pl. XII-1). Au fond des dépressions se trouve un mélange de till éboulé et de matériaux fluvio-glaciaires, recouverts d'argile non fossilifère, de couleur entre le brun et le gris, et de tourbe de sphaigne renfermant des gastéropodes et des amas de till éboulé. Au-dessus de la tourbe s'étendent de l'argile grise très fossilifère et de l'argile sableuse. La mince partie basale de l'argile est caractérisée par d'abondants macrofossiles de pin blanc et quelques rares sapins-ciguës dont les restes augmentent dans la partie supérieure et se trouvent répartis de façon uniforme. Des tronçons de bois, des morceaux de bois rongés par des castors, des cônes, des insectes, des mollusques et des restes d'amphibiens et de mammifères ont été recueillis dans l'argile stratifiée. Une discordance d'érosion sépare l'argile des sables à teneur de plantes, notamment de l'épinette, du sapin, et de rares cônes de pin blanc.

Les dépôts des dolines et la surface de la roche en place érodée par les glaciers sont également tronqués et recouverts d'un till compact, gris et gypsifère. Par places, le till contient des débris de bois et à deux endroits un dallage de pierres le recouvre. Le till se trouve en général recouvert de sédiments qui passent graduellement d'une argile grise non fossilifère à une argile silteuse fossilifère, qui passe à un sable gris très fossilifère contenant d'abondantes brindilles de conifères et des cônes d'épinette et rarement de sapin. Sur ces sédiments, s'étendent deux couches de till de nature très semblable, séparées dans le fond de la vallée par des sables graveleux orange-brun. La partie basale de ces deux couches de till, surtout celle

PLANCHE XII-1

Topographie karstique de région de gypse à l'emplacement des dépôts interglaciaires de Milford (N.-É.). Les dolines renferment un mélange de sédiments glaciaires et non glaciaires à teneur de matières organiques datées à >38,000 ans avant le présent. La surface du gypse a subi l'effet de la glace et est recouverte d'un complexe de tills et de sédiments fossilifères, visibles dans la falaise à l'arrière-plan.



de la couche inférieure, est gypsifère. La teinte du till passe du gris près de la base au gris-brun au sommet. Dans les bas-plateaux, les deux couches fusionnent et le till a une teinte brune uniforme, sans gypse, mais fortement oxydé. A un endroit, il épouse très nettement le profil d'un sol.

Dans certaines vallées, sur un till gris-brun, à environ 35 pieds au-dessus du niveau de la mer, repose une argile litée, de couleur orange-brun à rouge-brun, contenant de petites racines verticales dans la partie supérieure, et qui évoque un milieu marécageux. Sur certaines élévations, une argile noire renferme des restes de mollusques, des cônes de pin blanc, de l'écorce et des cônes de sapin-ciguë, et des glands de chêne rouge. Un till argileux, rouge-brun très distinctif, recouvre les sédiments stratifiés des fonds de vallée et les tills gris-brun des régions élevées. Vient ensuite un ensemble d'argiles rouges, de till rouge, d'un peu de sable et de gravier fluvio-glaciaire, et une mince couche de till sableux et graveleux; celle-ci se trouve uniquement dans les vallées. Des sables et gravier fluvio-glaciaires, des argiles stratifiées et silteuses, et la section d'un sol actuel ou une surface cultivée, complètent la section des dépôts meubles.

Take considère que les dépôts de Milford représentent des parties des glaciations du Kansan, de l'Illinoien et du Wisconsin, et aussi des parties des intervalles interglaciaires du Yarmouth et du Sangamon. Il existe certainement des assemblages de fossiles interglaciaires et inter-stadiaires, mais les implications de la topographie karstique ont empêché jusqu'à maintenant d'établir des corrélations bien déterminées.

#### Basses-terres du Saint-Laurent

Les principales particularités de la physiographie des basses-terres du Saint-Laurent, telles que l'escarpement de Niagara et les hautes-terres contiguës du Bouclier canadien et de la région des Appalaches, datent d'avant le Quaternaire et, si l'on excepte certains surcreusements locaux et érosions glaciaires, les glaciers ont peu modifié

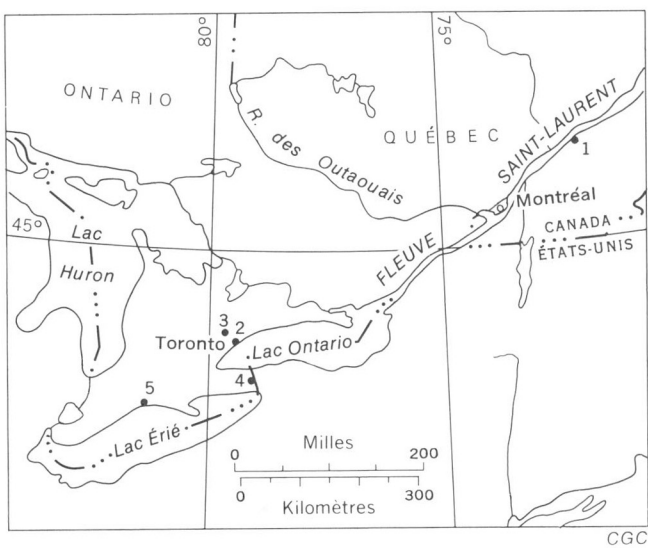
la physiographie des basses-terres du Saint-Laurent. Les vastes zones morainiques du sud-ouest de l'Ontario demeurent un témoignage des effets directs de la glaciation. L'épaisseur du drift dans la moraine interlobaire des crêtes Oak atteint plus de 1,000 pieds et il existe certaines indications d'un réseau de drainage ancien, enfoui au nord du lac Ontario, sous ce qui est aujourd'hui une crête importante face au lac. Les vallées du Saint-Laurent et de l'Outaouais se trouvent remplies de sédiments marins, épais de 100 à 200 pieds, et, dans une région de roche en place à relief accidenté, au nord d'Oka, un chenal contient environ 400 pieds de drift, sus-jacent à une roche en place pourrie à une profondeur de quelque 175 pieds au-dessous du niveau actuel de la mer. Les fonds plats actuels des vallées comportent donc peu de ressemblance avec les réseaux de drainage plus mûrs des intervalles interglaciaires et des temps préglaciaires.

Dans les basses-terres du Saint-Laurent, les seuls dépôts interglaciaires incontestables sont ceux de la région de Toronto où l'on fait remonter la formation de Don à l'intervalle interglaciaire du Sangamon, et l'on croit que le till à la base de York représente une des glaciations de l'Illinoien (Karrow, 1967). Près de Trois-Rivières (Québec) et près de Toronto et de London (Ont.), les nombreux restes de matières organiques enfouies semblent représenter des intervalles non glaciaires durant le Wisconsin.

#### Dépôts organiques enfouis (fig. XII-3)

*Trois-Rivières.* La partie des basses-terres du Saint-Laurent, près de Trois-Rivières (Québec), a été assez étudiée en détail par Gadd (1960, pub. 1971). Le système de drainage des eaux de la vallée du Saint-Laurent semble avoir été obstrué au tout début du Wisconsin, ce qui a amené la formation d'un lac glaciaire et d'un dépôt d'argiles à varves rougeâtres (tabl. XII-1). Ultérieurement, le glacier a recouvert ces argiles et le till rouge brique de Bécancour, quelque peu sableux, s'y est déposé. La couche s'étend sur une grande région, au sud du fleuve Saint-





1. Région de Trois-Rivières
2. Toronto
3. Woodbridge
4. Niagara Falls
5. Port Talbot

FIGURE XII-3. Emplacement de dépôts organiques enfouis dans les basses-terres du Saint-Laurent.

Laurent, mais la limite sud atteinte par le glacier demeure inconnue. Le till tire sa riche couleur rouge des schistes argileux rouges de Queenston de l'Ordovicien. La plupart des cailloux du till sont d'origine précambrienne, donc le glacier charrier du till était originaire du Bouclier canadien, probablement des hautes-terres Laurentiennes. Néanmoins, on n'a pas trouvé de till rouge, ni un till gris corrélatif, au nord du fleuve Saint-Laurent.

La section type caractéristique des sédiments de Saint-Pierre se trouve près de Saint-Pierre-les-Becquets, au Québec (Gadd, 1960). On donne le nom de «Saint-Pierre» aux sédiments intercalés entre les couches de till

et à l'intervalle au cours duquel ces sédiments se sont déposés. Les sédiments recouvrent le till rouge de Bécancour et sont formés de sable et de sable silteux contenant des lits lenticulaires et discontinus de tourbe fortement comprimée et quelques restes organiques disséminés. La couche de sable atteint un maximum de 25 pieds d'épaisseur, mais, dans la section type, elle n'a que 13 pieds et comprend trois couches de tourbe. Le lit de tourbe supérieur le plus épais à l'endroit observé, le long d'un ravin près de Saint-Pierre-les-Becquets, mesurait 1.75 pied d'épaisseur et a été retracé sur plus de 200 verges. Chaque couche de tourbe commence par une gyttja, qui devient graduellement vers le haut de la section une tourbe de *carex* puis une tourbe de *sphaigne* contenant d'abondants restes d'arbres et autres végétaux, ce qui porte à croire à l'existence de transgressions périodiques des basses-terres du Saint-Laurent.

Les sédiments de Saint-Pierre s'étendent sur environ 50 milles le long de la rive sud du Saint-Laurent, de Pierreville à Deschaillons, et à l'intérieur des terres, sur environ 20 milles, jusqu'à Sainte-Brigitte (pl. XII-2). Ils se trouvent aussi sur la rive nord du fleuve, à Les Vieilles-Forges, à environ 6 milles au nord-ouest de Trois-Rivières (Gadd et Karrow, 1960). Selon P. F. Karrow, il est en outre fort probable que les sédiments renfermant des matières organiques, signalés par A. P. Coleman, à Donnacona, à 50 milles à l'est, correspondent aux sédiments de Saint-Pierre. Certains sédiments tourbeux, de niveau stratigraphique incertain, et les sédiments non organiques intercalés entre deux tills, sis ailleurs dans la région, font penser que les sédiments de Saint-Pierre sont encore plus étendus. Le tout semble constituer un ancien système fluvial que le fleuve Saint-Laurent et ses affluents découvrent lentement.



PLANCHE XII-2

Section de sédiments postglaciaires: le till de Gentilly, et les sédiments de Saint-Pierre le long de la rivière Bécancour, au nord d'Aston Jonction (Québec). Les sédiments de Saint-Pierre sont probablement sous-jacents au till rouge de Bécancour qui affleure en aval. A, Sable de Saint-Pierre et sable caillouteux: > 60 pieds; B, till de Gentilly: 15 pieds; C, argile de la mer Champlain: 24 pieds; D, sable d'alluvion: 6 pieds.

TABLEAU XII-1

*Section généralisée des dépôts du  
Pléistocène des basses-terres du  
Saint-Laurent (N. R. Gadd)*

	Épaisseur maximale connue, en pieds
Dépôts marécageux	20
Sables des terrasses basses, altitude environ 100'	10
Sables des terrasses hautes, altitude environ 300'	10
Sable de la mer Champlain	25
Till de St-Narcisse	15+
Argile de la mer Champlain	100
Till de Gentilly	15
Argile à varves du lac Deschaillons	70
Sédiments de St-Pierre	25
Argile à varves rubannée rouge	5
Till de Bécancour	55
Argile à varves rouge	5
Roche en place (schiste argileux rouge de Queenston)	—

L'analyse pollinique des sédiments de Saint-Pierre révèle que l'épinette, le pin, le bouleau et l'aulne sont les principaux genres d'arbres présents et que le chêne, le hêtre, l'érable, l'orme, le frêne, et le noyer blanc d'Amérique constituent seulement ensemble de 2 à 5 p. 100 des pollens d'arbres dans la partie moyenne et la plus chaude

de la succession. Il est frappant de constater l'absence de sapin-ciguë. Le diagramme pollinique est semblable à celui des premiers assemblages postglaciaires des basses-terres du Saint-Laurent, à l'exception de l'absence du sapin-ciguë, et ressemble à la zone forestière boréale actuelle (Terasmae, 1958, p. 20). On trouve assez communément des ailes de coléoptères dans les couches de tourbe et on y a remarqué quelques ostracodes. Terasmae conclut que le climat est demeuré sensiblement constant pendant la majeure partie de l'intervalle de Saint-Pierre, mais qu'un régime presque arctique dominait près du début et près de la fin de la séquence, et qu'il s'agissait d'un intervalle relativement court.

Des échantillons de Pierreville et de Saint-Pierre ont été datés à Groningen, par une méthode d'enrichissement isotopique, à  $67,000 \pm 2,000$  ans et  $64,000 \pm 1,000$  ans, et un échantillon de Donnacona, daté par les méthodes classiques, a donné  $>44,470$  ans (Y-463). Ainsi, l'on déduit que les sédiments de Saint-Pierre représentent un interglaciaire du début du Wisconsin. De l'argile à varves du lac Deschaillons, de 70 pieds d'épaisseur, déposée dans un lac proglaciaire, recouvre les sédiments de Saint-Pierre. Cette argile se trouve recouverte par le till de Gentilly déposé par la transgression glaciaire. La couche de glace est demeurée pendant la majeure partie du Wisconsin, puis a disparu et la mer a envahi les basses-terres du Saint-Laurent, il y a environ 12,000 ans. Ultérieurement, le

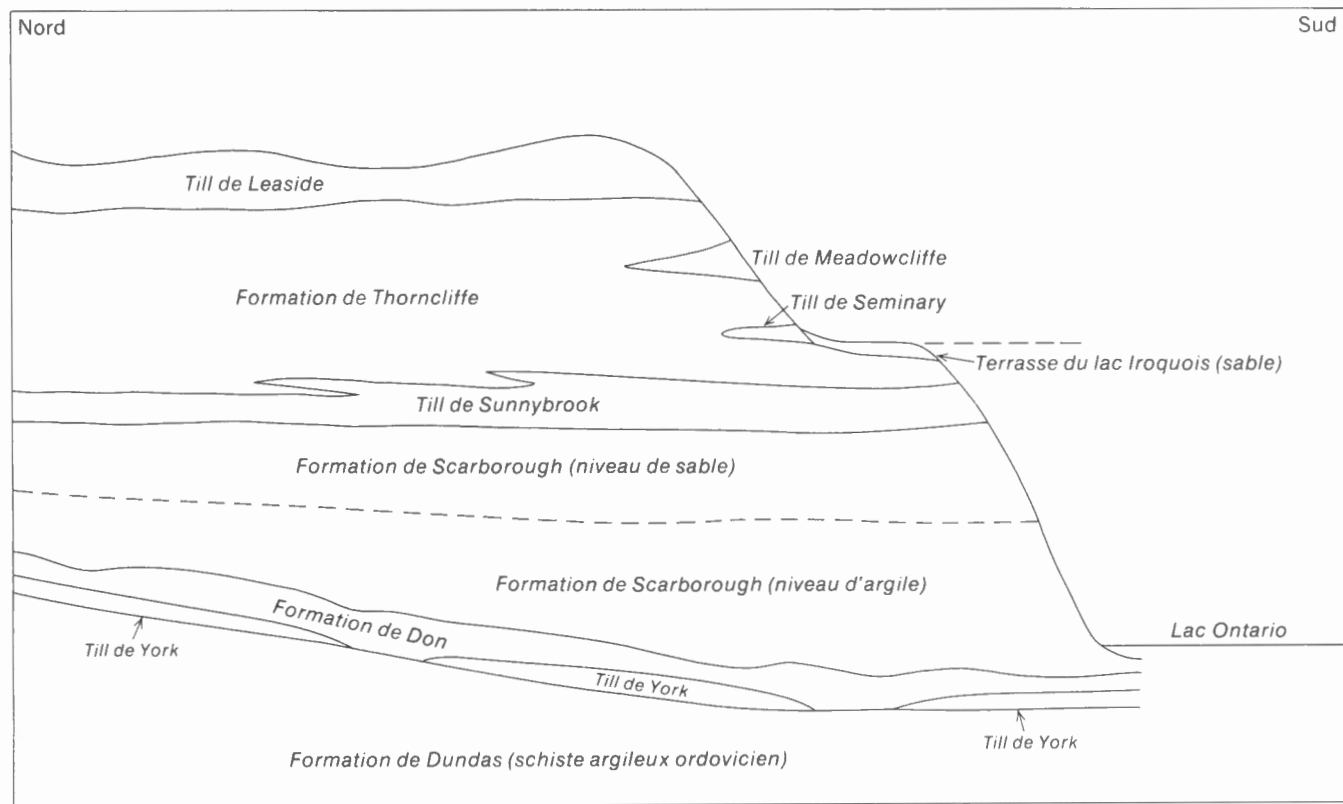


FIGURE XII-4. Diagramme schématisé des relations stratigraphiques des dépôts du Pléistocène à Scarborough Bluffs, Toronto (Ont.) (Karrow, 1964).

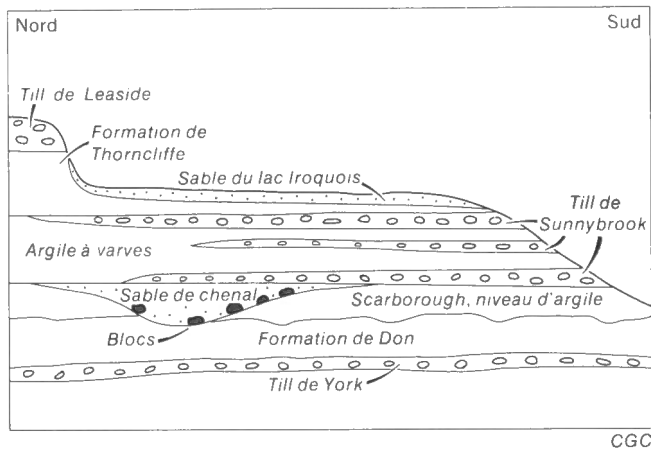


FIGURE XII-5. Diagramme schématisique montrant les relations stratigraphiques des dépôts du Pléistocène à la briqueterie de Don Valley, Toronto (Ont.) (Karrow, 1964).

soulèvement différentiel du continent a entraîné une régression marine et le système actuel de drainage s'est établi.

*Toronto.* Les dépôts non glaciaires enfouis du Pléistocène les plus remarquables du Canada sont ceux de la région de Toronto. Connus depuis plus d'un siècle, on les observe par intermittence dans les travaux d'exploitation de la briqueterie de Don Valley, depuis 1889. Des études récentes ont contribué à élucider la chronologie des dépôts meubles de cette région. Les couches non glaciaires contenant des matières organiques ont été trouvées durant les importants travaux d'excavation lors de la construction des lignes de métro et autres travaux exécutés au cours des dix dernières années. La succession de dépôts non glaciaires de la région est représentée de façon schématisique aux figures XII-4 et 5.

Dans la briqueterie de Don Valley, le till à la base de York a de un à quatre pieds d'épaisseur et repose sur des strates ordoviciennes. Il est recouvert des sédiments stratifiés fossilifères de la formation de Don (Karrow, 1964, 1967). Un intervalle s'est écoulé entre le dépôt du till de York et la formation de Don, étant donné que les couches à la base de cette dernière renferment du pollen d'une flore chaude (Terasmae, 1960, p. 33).

La formation de Don est composée jusqu'à 25 pieds d'argile et de sable, généralement bien stratifiés, qui montrent des stratifications entrecroisées, ainsi que des remblaiements et des creusements alternatifs, et renferment des restes épars de végétaux et d'animaux de variétés nombreuses. Parmi les végétaux, qu'on ne trouve pas aussi au nord aujourd'hui, il convient de mentionner les arbres suivants: le thuya du sud, le frêne bleu, l'oranger des Osages, le chêne gris, le chêne à grands sessiles et le robinier faux acacia. On a identifié en tout 44 taxa de végétaux des restes macroscopiques. La plupart de ces taxa ont été reconnus aussi parmi les pollens, plus 28 taxa

additionnels, y compris du pollen de gomme douce, mais on ne les trouve plus aujourd'hui dans la région de Toronto (Terasmae, 1960). Terasmae a aussi identifié quelque 20 espèces de diatomées et a noté la présence de spicules d'éponge d'eau douce provenant de la partie moyenne de la formation de Don; ces restes indiquent que le milieu dans lequel ces animaux vivaient était des lacs, des cours d'eau et des marécages. Parmi les restes d'animaux récupérés se trouvent des coquilles de quelque 40 espèces de lamellibranches et de gastéropodes (y compris quelques escargots), une partie d'un poisson-chat et des os de marmotte, de cerf, de bison, d'ours et de castor géant. Terasmae déclare: «Une interprétation écologique-climatologique de toutes les informations fournies par les fossiles des couches de la formation de Don permet de croire que la température annuelle moyenne, à l'époque où ces fossiles ont été déposés, atteignait probablement un maximum de 5°F au-dessus de la température actuelle.» Les recherches effectuées ces dernières années par Karrow et par d'autres ont démontré que les restes de bois ne sont pas courants et que les feuilles et les restes de vertébrés demeurent très rares.

La formation de Don à la briqueterie de Don Valley se trouve à environ 60 pieds au-dessus du niveau du lac Ontario (élev. 246 pi.); mais, à Scarborough Bluffs, son contact supérieur est au-dessous du niveau du lac. Sa partie inférieure a été déposée à l'embouchure d'une rivière, où celle-ci se jetait dans un lac du bassin ontarien. L'abaissement du niveau du lac est constaté par la nature des restes de diatomées, de la partie moyenne de la formation, et par la nature sableuse de sa partie supérieure. Les lits sableux de la partie supérieure ont été en outre lessivés et altérés par l'action des agents atmosphériques (Terasmae, 1960; Karrow, 1964), avant que les dépôts de la formation de Scarborough, caractéristique d'un climat frais, ne viennent les recouvrir. A la briqueterie de Don Valley, la formation de Don se trouve séparée par endroits de la formation de Scarborough sus-jacente et par une couche dure et compacte de sable non calcaire contenant quelques cailloux et galets. Ce type de contact entre les deux formations a été également observé à Scarborough Bluffs, dans des trous de sondage à 15 pieds au-dessous du niveau du lac. Il est évident que la formation de Don représente une partie d'un intervalle interglaciaire. Elle est généralement associée au Sangamon, mais la connaissance de sa position stratigraphique exacte demande des recherches supplémentaires.

La formation de Scarborough (Karrow, 1964) est surtout connue par sa section affleurante à Scarborough Bluffs composée d'une partie inférieure de silt argileux d'environ 100 pieds d'épaisseur et d'une partie supérieure sablonneuse d'environ 50 pieds. On la retrouve également dans la briqueterie de Don Valley, mais, à cet endroit, la partie inférieure argileuse a moins de 25 pieds d'épaisseur et semble dépourvue de fossiles, bien qu'un certain nombre de restes détritiques de plantes aient été remarqués



entre les minces couches d'argile. Ce dépôt argileux, parfaitement lité, est considéré comme un dépôt formé en eau profonde. A Scarborough Bluffs, la partie inférieure argileuse comprend par endroits des couches tourbeuses d'un demi-pouce ou plus d'épaisseur. Ces couches ont donné plusieurs petits fossiles, y compris des diatomées et des feuilles, des graines ou spores de quelque 15 plantes et, fait à remarquer, des élytres et diverses parties chitineuses d'environ 72 espèces de coléoptères (Coleman, 1933). On dit que les coléoptères appartiennent à des espèces presque entièrement disparues, mais une nouvelle étude sur ces espèces des couches organiques détritiques de la formation de Scarborough semble nécessaire pour le confirmer. Terasmae a identifié 41 plantes dans la partie argileuse de cette formation; ces plantes indiquent une forêt boréale. L'unité sablonneuse sus-jacente contient des couches détritiques à teneur de plantes, quelques ostracodes et des mollusques. Terasmae rapporte la présence d'un ensemble de pollen d'espèces de forêts boréales, semblables à celles découvertes dans l'unité inférieure argileuse. Il en conclut que la température, à l'époque du dépôt de la formation de Scarborough, était peut-être de 10°F plus froide que celle de nos jours. Les sables, déposés par des eaux coulant vers le sud-est, représentent probablement un delta formé dans un lac (lac Scarborough), et qui s'élevait à quelque 200 pieds au-dessus du niveau du présent lac. Un morceau de bois extrait à Scarborough, près du sommet de la formation remonte à >52,000 ans (Gro-2555), ainsi, l'âge précis de la formation reste inconnu.

L'auteur du présent chapitre considère les couches de Scarborough plus anciennes que les sédiments de Saint-Pierre. Le lac Scarborough a été formé à la suite d'un long intervalle d'érosion, au cours duquel les couches de la formation de Don ont subi des dégradations et l'action des agents atmosphériques. L'existence du lac Scarborough peut être attribuée à un embâcle du système de drainage causé par une avancée des glaces; les études écologiques semblent confirmer ce point de vue. D'autre part, les sédiments de Saint-Pierre représentent un ancien réseau fluvial avec dépôts connexes de plaines fluviales d'inondation, lesquels requièrent un système de drainage en forme de chenal pour la vallée du Saint-Laurent. Ainsi, la formation de Scarborough doit être antérieure ou postérieure à l'existence des sédiments de Saint-Pierre et, suivant d'autres évidences décrites ci-après, elle est considérée plus ancienne.

Les dépôts postérieurs à la formation de Scarborough contiennent également des matières organiques. Au cours de et après la baisse du niveau du lac Scarborough, de profondes vallées se sont creusées dans la formation de Scarborough, ainsi qu'à certains endroits dans la formation de Don. Une élévation du niveau des eaux du lac a amené l'accumulation de dépôts sablonneux dans ces vallées. Des blocs, des galets et quelques amas de till au fond d'un chenal, à la briqueterie de Don Valley, peuvent être in-

dice d'un intervalle de temps significatif. Les matières organiques de ces sédiments ont été, en partie, déposées à nouveau à partir de lits plus anciens, mais certaines sont inhérentes à ce stade de sédimentation. D'un intérêt spécial est la première découverte au Canada du gastéropode distinctif *Hendersonia occulta*. Coleman (1933) rapporte, usés par l'eau, «des vertèbres de bison, une partie de la mâchoire inférieure d'un ours, un bois de cerf d'une espèce aujourd'hui disparue, *Cervalces borealis*», et des morceaux d'ivoire de défenses de mammoths ou de mastodontes. Tous ces fossiles proviennent des carrières à sable de Christie Street que P. F. Karrow met en corrélation avec les matières de remplissage des vallées mentionnées ci-dessus.

Postérieurement à une transgression glaciaire au milieu du Wisconsin dans le bassin du lac Ontario et au dépôt du till de Sunnybrook et d'argiles à varves, eut lieu une autre période de sédimentation non glaciaire. Les sédiments de cette période non glaciaire contiennent des restes épars de plantes et comprennent la formation de Thorncliffe (Karrow, 1964), formée d'argile, de silt et de sable stratifiés qui, croit-on, ont été déposés dans des lacs et cours d'eau. Près du lac Ontario, deux cônes de till s'imbriquent dans la formation de Thorncliffe, par suite de courtes avancées glaciaires vers l'ouest. Les fragments épars de plantes, ainsi que les lentilles de tills (tills de Seminary et de Meadowcliffe), sont les indices d'un climat plutôt froid. Le pin gris et l'épinette étaient les espèces d'arbres prédominantes avec, en quantité moindre, du mélèze laricin, du chêne et du bouleau, et d'abondant pollen autre que du pollen d'arbres. La datation d'un petit échantillon de matière végétale de la formation de Thorncliffe a donné  $38,900 \pm 1,300$  ans (CGC-271). Les glaces, précédées par les tills imbriqués, ont alors recouvert la région au cours du Wisconsin classique, créant ainsi le dépôt de till de Leaside. La vie végétale et animale n'est réapparue que vers la fin de la période glaciaire ou le début de la période postglaciaire.

*Markham et Woodbridge.* A quelques milles au nord de Toronto, on a découvert d'anciennes matières organiques sous du till. A Markham, on a trouvé, dans une gravière, un amas de tourbe remontant à >34,000 ans (W-194) et provenant, croit-on, de couches de Thorncliffe ou de la formation de Scarborough. A Woodbridge, cinq couches différentes de till et quelques pieds de silt lité, formant au plus 35 pieds, reposent sur environ 25 pieds de silt argileux renfermant des filaments et des lentilles de tourbe et de bois (fig. XII-6). A la base de cette section, affleurent 14 pieds de sable et gravier et 9 pieds de till de l'Illinoien. Quelques amas de tourbe ont été observés dans le till argileux sus-jacent aux sédiments tourbeux. Des analyses polliniques révèlent l'existence, dans la région à cette période, d'une forêt boréale comprenant comme principales espèces d'arbres: le pin gris, l'épinette blanche et noire et le bouleau. Cet assemblage et une détermination d'âge au radiocarbone de >49,700 ans (CGC-203) semblent in-

diquer qu'il existe une corrélation entre ces dépôts et la formation de Scarborough, mais il n'est pas exclu qu'ils soient postérieurs à cette formation.

**Niagara Falls.** Près de Niagara Falls, le silt du chenal enfoui de Saint-David a donné un assemblage de spores et de pollens qui indique également une zone de forêt boréale. Les études polliniques de Terasmae établissent l'exactitude d'un rapport antérieur sur la découverte de fragments d'épinette dans un trou de forage de 186 pieds, effectué dans le chenal. La corrélation entre ces dépôts de silt et d'autres couches non glaciaires de l'Ontario n'est pas encore concluante, mais il reste qu'ils peuvent bien être du milieu du Wisconsin.

**Port Talbot.** En 1951, A. Dreimanis signale des dépôts organiques enfouis sur la rive du lac Érié, au sud de London, qui dénotent un régime non glaciaire. A mesure de la progression des recherches par forages sur le littoral, une succession complexe de dépôts était mise à jour (fig. XII-7). La datation des matières organiques au radiocarbone semble indiquer deux groupes d'âge principaux, soit de 48,000 à 44,000 ans, et de 28,000 à 23,000 ans avant le présent. On croit que ces intervalles non glaciaires ont été séparés par un intervalle glaciaire, représenté par une couche de till (Southwold) recouvrant les sédiments «plus anciens» à plusieurs endroits. Dreimanis (1957, 1958) a donné à ces deux intervalles le nom de Port Talbot et Plum Point respectivement.

Le plus important dépôt de matières organiques à Port Talbot affleure au pied d'une falaise de 100 pieds surplombant le lac Érié. Des couches déformées de silt,

d'argile, de gyttja calcaire et de mottes de tourbe éparses sont recouvertes par des dépôts glacio-lacustres d'argile et de silt, par du silt et du sable silteux, contenant des matières organiques de l'intervalle Plum Point, et par un ensemble de drift de la partie principale ou classique du Wisconsin. La gyttja contient du mélèze, de l'épinette et des plantes aquatiques (*Potamogeton*, *Menyanthes* et *Najas*) (Dreimanis et coll., 1966). Un reste de défense de mastodonte a été récupéré dans une gravière d'argile à blocs, à quelque 600 pieds à l'est du dépôt de gyttja, au même niveau stratigraphique. Environ 17 espèces d'ostracodes ont été trouvées dans les silts argileux situés au-dessus et au-dessous de la couche de gyttja. Des coquilles de mollusques des deux couches de silt et de celle de gyttja semblent avoir été écrasées par l'action glaciaire qui a déformé les couches, mais trois genres ont cependant pu être identifiés. L'assemblage de pollen dans la couche de gyttja indique que les principales espèces d'arbres de la région étaient le pin, l'épinette, le mélèze et le bouleau. Le pin gris domine, mais la partie inférieure de la couche de gyttja contient également de gros grains de pollen de pin argenté ou rouge. Les restes organiques indiquent que le climat, le long des rives du lac Érié, était plus frais que présentement.

Des forages pratiqués à Port Talbot, sous des sédiments stratifiés de  $47,700 \pm 1,200$  ans (CGC-217), ont indiqué une couche d'environ 30 pieds de silt et d'argile à varves de couleur chamois brunâtre, contenant du pollen épars et recouvrant quelques pieds d'argile et silt verdâtres qui renferment de grandes quantités de pollen de pin gris, d'épinette, de chêne et autre pollen de plantes. Les caractéristiques

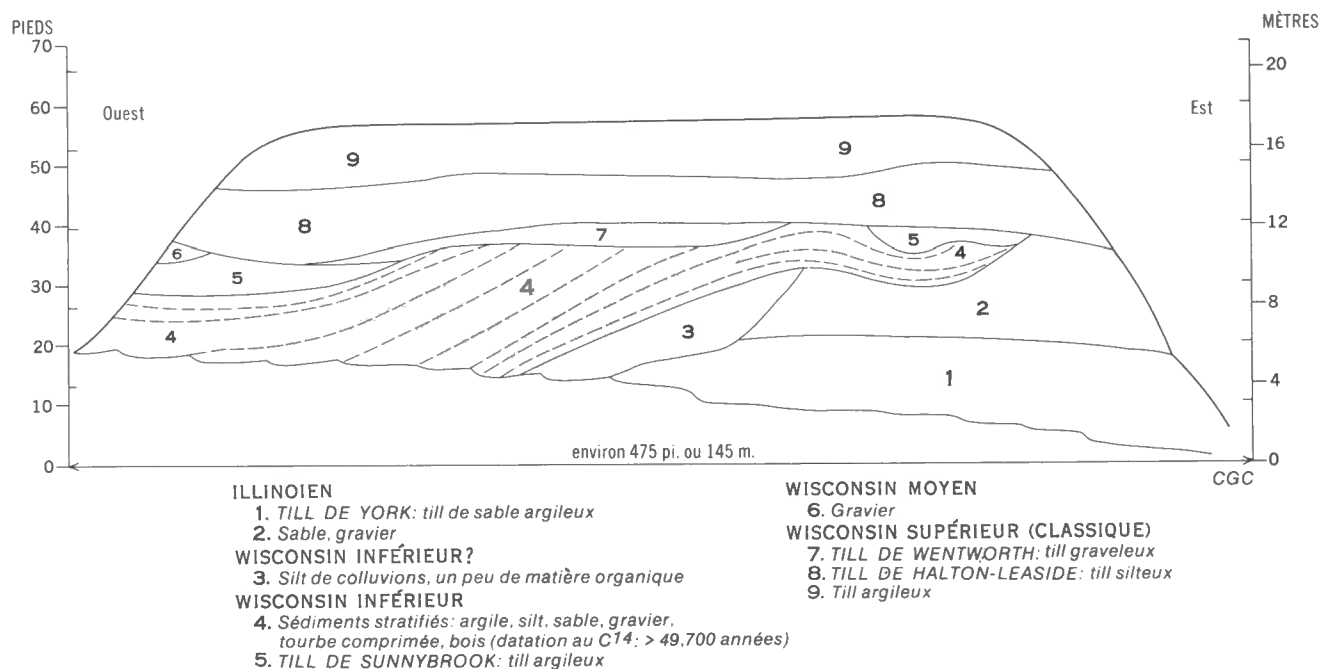
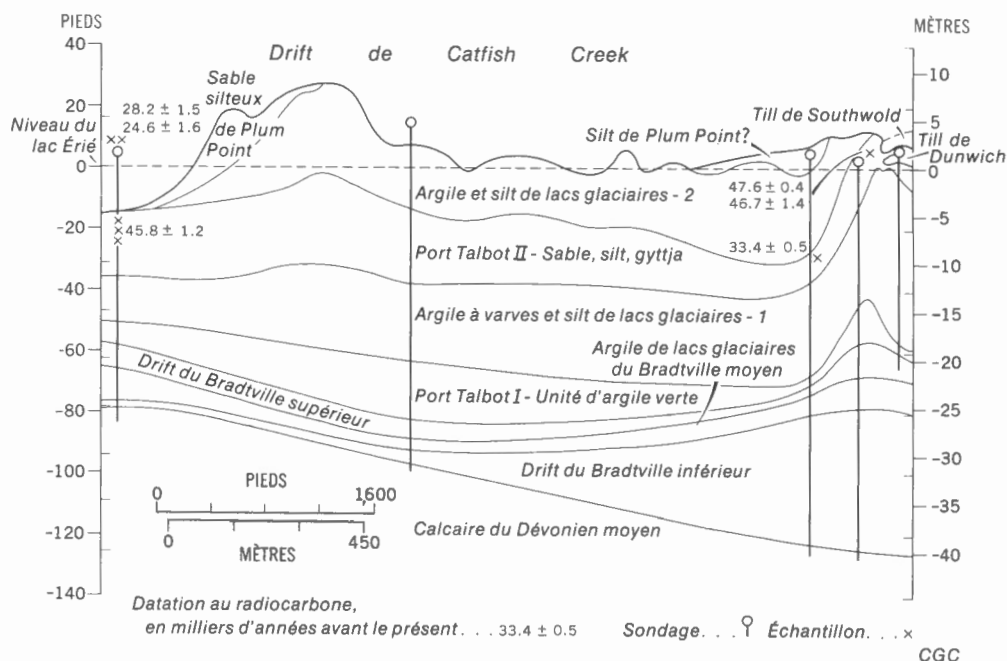


FIGURE XII-6. Drift du Wisconsin et de l'Illinoien dans une coupe de déblai de voie ferrée, Woodbridge (Ont.) (Karrow, 1965).

FIGURE XII-7  
Profil généralisé des dépôts  
du Pléistocène près de Port  
Talbot (Ont.) (Dreimanis et  
coll., 1966).



téristiques minéralogiques de l'argile et du silt verts portent à croire à l'existence d'un intervalle sans dépôt postérieur à la formation du till basal rougeâtre de Bradville, qui repose lui-même sur la roche en place, à environ 130 pieds sous le lac Érié. Ainsi, l'intervalle non glaciaire de Port Talbot peut dater de 50,000 ans avant le présent. Le till inférieur de Bradville a été subdivisé en trois unités de composition lithologique similaire, les deux unités inférieures étant séparées par de l'argile glacio-lacustre. L'avancée initiale de la glace, de l'est du Wisconsin vers le bassin du lac Érié, semble avoir fait disparaître toute trace de dépôts interglaciaires ou de dépôts glaciaires plus anciens, dans la région de Port Talbot. Une régression a suivi l'avancée initiale au cours de laquelle un lac glaciaire a occupé le bassin. Deux autres progressions ultérieures de la glace ont formé les unités moyenne et supérieure du till de Bradville. La durée de ces phénomènes du début du Wisconsin est inconnue, mais elle peut être de l'ordre de 5,000 à 10,000 ans.

Des datations récentes au radiocarbone, de  $33,400 \pm 500$  ans et de  $38,000 \pm 1,500$  ans (GrN-4238, 4272), indiquent une courte période entre les intervalles non glaciaires de Port Talbot et de Plum Point. Les sédiments stratifiés, intercalés entre ces tills et leurs matières organiques, semblent représenter maintenant un long intervalle continu, soit un interstade du milieu du Wisconsin. Le till de Southwold, situé autrefois entre les deux intervalles non glaciaires, est maintenant mis en corrélation avec le till de Catfish Creek, sus-jacent aux sédiments de Plum Point (Dreimanis et coll., 1966). Ainsi, des conditions non glaciaires peuvent avoir prédominé dans la région de Port Talbot entre 50,000 et 24,000 ans environ avant le présent. Cependant, au cours de cette longue période de

sédimentation, le front des glaces était proche; l'extrémité orientale du bassin du lac Érié a été obstruée par la glace à deux reprises au cours desquelles s'est effectuée la sédimentation d'argiles dans des lacs de barrage glaciaire. La glace de dérivation septentrionale était également proche lors du dépôt du till de Dunwich au cours de l'intervalle de Port Talbot.

#### Basses-terres de la baie d'Hudson

L'évolution des phénomènes du Pléistocène, survenus dans les basses-terres de la baie d'Hudson, a été abordée par Lee (1968a). D'importants dépôts modifiant le tableau des événements du début du Pléistocène ont été récemment découverts par Craig et McDonald (1968).

#### Dépôts organiques enfouis (fig. XII-8)

Dans les basses-terres de la baie d'Hudson s'étendent de nombreux dépôts organiques, entre ou sous des tills glaciaires. Cependant, les observations publiées prêtent à confusion par suite du terme lignite, appliqué non seulement aux dépôts de lignite du Crétacé inférieur, mais aussi à la tourbe comprimée du Quaternaire et à la tourbe détritique des sables glaciaires et non glaciaires. Même en éliminant les dépôts, probablement du Crétacé, et les sables du Quaternaire contenant des grains de lignite détritique, il en reste un grand nombre qui, de l'avis de l'auteur, indique des intervalles non glaciaires du Quaternaire dans les basses-terres de la baie d'Hudson. Ces dépôts sont couramment cités comme étant interglaciaires, leur très large répartition favorise cette idée générale, mais, si l'on tient compte des connaissances présentes sur les

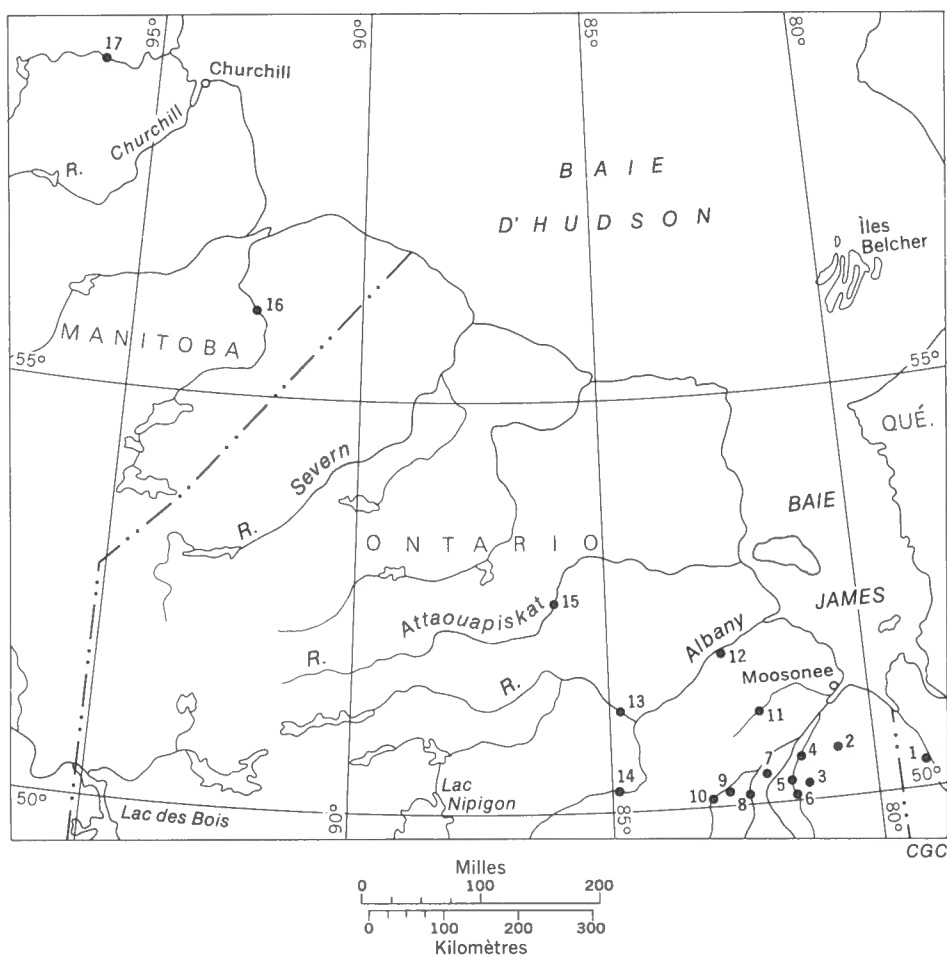


FIGURE XII-8

Emplacement de dépôts organiques enfouis dans les basses-terres de la baie d'Hudson.

- |  |                             |
|--|-----------------------------|
| 1. Rivière Harricana                     | 11. Rivière Kouataboahégane |
| 2. Rivière Nettogami                     | 12. 13. Rivière Albany      |
| 3. Petite rivière Abitibi                | 14. Rivière Kénogami        |
| 4. 5. 6. Rivière Abitibi                 | 15. Rivière Attawapiskat    |
| 7. Lac Campbell                          | 16. Rivière de Dieu         |
| 8. 9. 10. Rivières Missinaibi et Opatika | 17. Rivière Seal            |

couches interstadias du Wisconsin, il faut penser à un âge plus récent lorsque aucune preuve évidente contredit ce fait. Les endroits les plus importants, sauf ceux découverts récemment par Craig et McDonald, sont décrits ci-après en commençant dans l'est pour finir dans l'ouest.

**Rivière Harricana.** A 2 milles en aval de l'île des Sept Milles, des couches successives régulières de silt et de sable et quelques minces couches végétales sont sous-jacentes à un gisement d'argile marin sous du sable et du gravier fluviatiles. La datation des couches végétales a donné >42,000 ans (Y-1165).

**Rivière Nettogami.** Dans la région de la rivière Nettogami, le lignite signalé par Bell (1904) est très probablement de la tourbe tassée du Pléistocène. Bell fait mention (p. 161) de lits épais d'argile schisteuse noire contenant un grand nombre de passées très minces de lignite plutôt

tourbeux et d'argile à blocs contenant des cailloux striés gisant au-dessous et au-dessus des lits organiques.

**Petite rivière Abitibi.** Des coupes, le long du cours inférieur de la petite rivière Abitibi et le long de la rivière Abitibi adjacente, montrent de l'argile silteuse gris foncé compacte et diaclasée, sous des dépôts de till et sous les dépôts de la mer de Tyrrell. De minces lamelles tourbeuses ont donné du pollen d'épinette noire, de pin gris et de bouleau, du pollen autre que du pollen d'arbres, et des spores de fougères et de mousses. Plus en amont de la petite rivière Abitibi, des lits silteux et charbonneux, dans la partie inférieure d'une coupe de sable de 70 pieds, ont donné un assemblage de pollen très semblable. Du bois de la partie inférieure de cette coupe de sable a permis d'établir un âge remontant à >43,600 ans (CGC-435). Ces dépôts peuvent probablement être mis en corrélation avec les lits de la rivière Missinaibi.

*Rivière Abitibi.* La présence de dépôts organiques du Pléistocène dans le bassin de la rivière Moose et à certains endroits le long de la rivière Abitibi (Bell, 1904; Wilson, 1906) peut sembler douteuse en raison de la présence de lignite du Crétacé inférieur le long des rivières Abitibi, Matagami et Missinaibi. Cependant, l'étude des données de sondage et d'excavation pratiqués à Otter Rapids indique la présence de détritiques végétaux dans les sédiments intercalés entre les couches de till, et indique qu'il y a corrélation avec les lits du Pléistocène le long de la rivière Missinaibi (Terasmae et Hughes, 1960). De plus, aux chantiers d'exploitation des gisements de lignite d'Onakawana, tout près des coupes de la rivière examinées par Bell et Wilson, des dépôts organiques enfouis du Pléistocène étaient rencontrés dans un puits et dans environ 116 trous de forage d'exploration, outre deux couches de till séparées par du sable, du gravier et de l'argile interglaciaires ou interstadias.

Le long de la rivière Abitibi, à 8 milles en aval d'Otter Rapids, l'auteur du présent chapitre a remarqué, sous du drift plus récent, des lits déformés d'argile pierreuse, compacte, d'un gris foncé, contenant des coquilles marines fracturées ou cassées. Onze espèces de foraminifères, trois espèces d'ostracodes et deux espèces de pélicypodes ont été identifiées, ainsi que des espèces indéterminées de foraminifères, un pélicypode, des épines et des spicules d'éponges. De nos jours, la plupart de ces espèces vivent dans la baie d'Hudson. L'argile marine pierreuse recouvre un sable quartzueux oxydé, qui comprend une couche de blocs de roches ignées, tous altérés d'une façon différente. On considère que les dépôts marins et le sable oxydé représentent un intervalle interglaciaire. Ils sont recouverts par un till argileux du Wisconsin et par des dépôts de la mer de Tyrrell. A un demi-mille en aval, le till repose sur plusieurs pieds de gravier contenant des fragments de calcaire et de roches ignées; même si le gravier semble recouvrir l'argile pierreuse interglaciaire, on croit généralement qu'il lui est passablement plus récent.

*Lac Campbell.* Un trou de forage pratiqué au lac Campbell (lacs Wawa) a traversé 725 pieds de drift restant sur des roches paléozoïques (Hogg et coll., 1953). J. Satterly rapporte qu'on a extrait de la microfaune d'échantillons prélevés à différentes hauteurs entre 262 et 645 pieds de profondeur dans une coupe comprenant deux tills et deux ou trois unités argileuses stratifiées. La faune appartient au Pléistocène et, comme il s'agit en grande partie de foraminifères marins, il est probable que les dépôts soient interglaciaires. La grande épaisseur ici de terrains meubles, dans une section qui contient à la fois des tills et des couches marines, semble indiquer la présence des vallées préglaciaires et interglaciaires de la rivière Matagami. La microfaune identifiée dans les laboratoires de recherches de la *Shell Oil Co.* est la suivante:

*Nonion grateloupi* (d'Orbigny)  
*Elphidium gunteri* (Cole)

*Cibicides concentricus* (Cushman)  
*Quinqueloculina lamarckiana* (d'Orbigny)  
*Quinqueloculina seminulum* (Linné)  
*Discorbis* sp.  
*Elphidium discoidale* (d'Orbigny)  
*Siphonina* cf. *pulchra* Cushman  
 Épines d'oursins  
 Fragments de gastéropodes et de pélicypodes  
 Ostracodes et spores végétaux non identifiés  
*Cibicides pseudoungeriana* (Cushman)  
*Globigerina bulloides* d'Orbigny  
*Discorbis orbicularis* (Terquem)

*Rivières Missinaibi et Opatatika.* Bell a été le premier à signaler le long de la rivière Missinaibi, en amont du confluent de cette dernière et de la rivière Opatatika, du lignite visible en période de basses eaux (1879, p. 4C). Une partie de ce lignite est sans aucun doute l'équivalent de celui de la formation de Matagami du Crétacé inférieur, mais la description, faite par Bell, de certaines de ces couches le long des rivières Missinaibi et Opatatika, porte à croire qu'au moins quelques-unes d'entre elles sont du bois et de la tourbe, déposés entre des tills du Pléistocène. Une coupe, située à 9 milles en amont de l'embouchure de l'Opatatika, montre la composition suivante:

- Pieds*
- 0-10 Argile dure d'un gris brun, avec cailloux striés et petits blocs, contenant des valves plutôt grosses de *Saxicava rugosa*, *Macoma calcarea*, et *Mya truncata*.
  - 10-15 Argile dure couleur de plomb, avec passées et taches jaunes; couches rouges, grises, d'un gris brun et chamois.
  - 15-21 Lignite, composé de lamelle de mousse et de morceaux de bois.
  - 21-22 Argile avec lignite à certains endroits.
  - 22-62 Drift non stratifié, rempli de petits cailloux.
  - 62-65 Sable et gravier stratifiés, jaunâtres.

Trois milles plus loin, en amont de la rivière, la coupe présente la composition suivante:

- 0-45 Argile bleue avec cailloux dont certains sont striés.
- 45-47½ Lignite composé surtout de morceaux de bois et de joncs.
- 47-127 Argile grise patinée jaune en partie sous l'action des intempéries et contenant des cailloux dont certains sont striés.

J. M. Bell (1904) et J. Keele (1921) avaient également fait des observations importantes, mais la présence de dépôts du Crétacé et du Pléistocène n'a été prouvée qu'ultérieurement lors d'une nouvelle étude de la région et après les analyses polliniques de R. Auer (McLearn, 1927).

Terasmae et Hughes (1960) ont identifié cinq unités principales du Pléistocène: 1) un drift inférieur, 2) un drift moyen, formé de till, de sable et gravier fluvioglaciaux, 3) des couches de tourbe, de silt organique et d'argile désignées sous le nom de couches de Missinaibi,



4) un drift supérieur comprenant surtout du till, et 5) de l'argile, du sable et du silt marins. A certains endroits, cette succession est érodée et recouverte le long des rivières de dépôts fluviatiles de terrasses. La datation au radiocarbone du bois des couches de Missinaibi a donné >53,000 ans (Gro-1435). Des analyses polliniques faites par Terasmae (1958) indiquent un climat semblable à celui de nos jours ou légèrement plus froid, et une corrélation possible avec les sédiments de Saint-Pierre des basses-terres du Saint-Laurent. Le climat en question ne ressemble pas à celui représenté par la formation de Don de Toronto, même si on tient compte de la différence de latitude entre les deux régions; ainsi donc, les couches de Missinaibi, si elles ne sont pas représentatives de la fin de l'interglaciaire Sangamon, ont dû être déposées au cours du début de l'intervalle glaciaire du Wisconsin.

*Rivière Kouatabogegane.* Wilson (1906) a découvert une matière tourbeuse solide dans le lit de la rivière Kouatabogegane, à quelque 65 milles en amont de son embouchure:

«Où nous l'examinâmes cet amas avait une épaisseur de six pieds, et on pouvait le suivre le long de la rivière sur une distance de 430 pieds. La couleur de cette tourbe est brun foncé et elle se débite en fragments épais de deux à trois pieds. Cette matière brûle lentement sur un feu de bivouac, mais laisse un fort résidu de cendres. Sur plusieurs milles en remontant la rivière on en remarque des couches minces, de même nature, interstratifiées avec de l'argile, mais partout la tourbe est impure.»

J. M. Bell (1904, p. 168) décrit de la manière suivante une coupe située à 60 milles en amont de l'embouchure:

«La couche, qui a une épaisseur maximale de deux pieds six pouces, affleure presque continuellement sur 450 pieds le long du bord de la rivière, dans une berge de 40 pieds de hauteur. Bien que compacte et dure, la tourbe n'est jamais pure et se trouve en majeure partie mélangée à de l'argile. Elle est recouverte d'une couche d'environ 25 pieds d'argile bleue, dure, elle-même recouverte de six pieds de matériaux porteurs de coquilles postglaciaires. Sous la couche de tourbe, on trouve de l'argile pierreuse, dure, contenant des coquilles marines. Ceci est d'un grand intérêt scientifique, du fait que c'est là le seul endroit du bassin de la rivière Moose où l'on a trouvé des coquilles interglaciaires. Le lignite est à la fois arénacé et argilacé. Il se compose de minces couches de mousse indurée, avec des passées d'argile et de sable. Au feu de camp il brûlait très difficilement et laissait beaucoup de résidus d'argile et de sable.»

Bien que Martison (1953) n'ait pas examiné les dépôts organiques de la rivière Kouatabogegane, il les considérait du Pléistocène et faisait remarquer que la haute teneur en cendres n'était pas le propre des lignites du Crétacé qu'on trouve à Onakawana.

*Rivière Albany.* Sur la rivière Albany, le till recouvre quelques pieds d'argile bleue et brune (apparemment lessivée) contenant deux couches de deux pouces chacune de «lignite». Williams (1921) rapporte que l'une des deux

couches est «composée surtout de mousse», tandis que l'autre «contient des racines tassées». Près de cet endroit, dans une coupe de 90 pieds, sur la rive nord de la rivière, le recouvrement de till a 50 pieds d'épaisseur et repose sur de l'argile semblable, bien qu'on n'y ait pas vu de lignite. Terasmae et Hughes (1960) ont confirmé l'âge pléistocène de ces matières. Ils en concluent que les accumulations de pollens et de spores sont en tous points dissemblables de celles du lignite de la formation de Mattagami du Crétacé, le long des rivières Matagami, Abitibi, Missinaibi et Opasatika.

Plus en aval le long de la rivière Albany, dix pieds de sable stratifié reposent sur 20 pieds d'argile caillouteuse, probablement du till sus-jacent à 20 pieds d'argile finement stratifiée, de tourbe et de mousse, et à deux pieds d'argile à varves et d'argile caillouteuse sous lesquelles s'étendent huit pieds d'argile caillouteuse, peut-être aussi du till. Martison considère interglaciaire la partie de la succession formée d'argile stratifiée, de tourbe et de mousse.

*Rivière Kénogami.* La rivière Kénogami, affluent de la rivière Albany, croise un lit d'une rivière préglaciaire creusée dans du calcaire silurien. R. Bell (1887, p. 38) rapporte qu'un till basal est recouvert d'un lit de six à huit pieds de lignite tendre, contenant de nombreuses tiges aplaties de petits arbres, puis de 30 à 40 pieds de drift rouge et gris, grossièrement stratifié, contenant des blocs arrondis et beaucoup de cailloux. Cet ensemble est très probablement interglaciaire.

*Rivière Attaouapiskat.* Sur la rivière Attaouapiskat, on trouve de l'argile bien stratifiée, des lamelles de silt et sable, et des fragments épars de plantes, sous 6 à 10 pieds de sable et gravier, et 12 à 15 pieds de till argileux. Les fragments de végétaux datent de >35,800 ans (CGC-83). Il est probable que les sédiments porteurs de matières organiques se rattachent aux couches de Missinaibi.

*Rivière de Dieu.* Tyrrell (1913) rapporte qu'à la rivière de Dieu, autrefois appelée rivière Shamattawa, le sable et le gravier intercalés entre les couches de till, ainsi que la partie basale du till supérieur de recouvrement contiennent de la mousse et du bois, partiellement transformés en lignite. Sur une grande superficie, il a identifié deux tills, séparés par endroits par un pavage de blocs striés. Il a remarqué également du sable et du gravier entre les couches de till, le long de la rivière Hayes, mais n'a pu y trouver des restes organiques.

*Rivière Seal.* Taylor (1961) a signalé, le long de la rivière Seal non glaciaire, un dépôt enfoui de matières organiques sur le Bouclier canadien, à 85 milles à l'ouest de la limite des roches paléozoïques, très près de la limite atteinte par la mer de Tyrrell. Sous un till sablonneux, typique des régions du Bouclier canadien, s'étend du gravier pierreux fluviatile à matrice de goëthite. Dans ce gravier, deux couches, de six pouces chacune, contiennent



PLANCHE XII-3. Chenal profond des eaux de fonte entre les collines Cyprès exemptes de glaciation, et le complexe de moraines terminales du Wisconsin, dans le sud-ouest de la Saskatchewan. Photographie aérienne verticale d'un chenal d'eaux de fonte, d'environ 700 pieds de profondeur, actuellement occupé par Adams Creek. La route conduit vers le nord à Maple Creek (Sask.). Échelle de 3,000 pieds au pouce.

des moules et des empreintes de feuilles et brindilles, encastrés dans une matrice de gœthite, qui les remplace en partie. Les couches porteuses de plantes représentent le matériau de remplacement de la tourbe ligneuse, composée de mousse, de joncs, d'herbes et d'arbustes, outre des plantes herbacées, telles que le bois de cuir et la busserole. L'assemblage de plantes est semblable à celui de la région de nos jours, et peut être déposé au cours d'un intervalle interglaciaire.

### Plaines Intérieures

#### *Événements du début du Pléistocène*

*Surface de pédiments.* On suppose que, vers la fin du Tertiaire, le climat des plaines Intérieures était aride ou semi-aride et qu'une série de pédiplaines s'est formée le long du front des montagnes et, vers l'est, autour d'élévations moins accentuées (Gravenor et Bayrock, 1961; Parizek, 1964; Barton et coll., 1965). Le climat plus frais et plus humide, à la fin du Tertiaire et au tout début du Quaternaire, a entraîné une forte érosion dans les vallées et la formation de dépôts d'alluvions par endroits. Les bas-plateaux actuels demeurent des vestiges de ce système

de pédiplaines. Les collines Cyprès (pl. XII-3) et la colline Wood, près de la frontière internationale, forment des bas-plateaux exemptes d'érosion glaciaire. D'autres bas-plateaux, tels que le coteau du Missouri au sud de la Saskatchewan, et les collines Hand, au centre-est de l'Alberta, ont subi de grandes modifications. Quelques désaccords demeurent quant au degré des effets de la glaciation sur l'ensemble de la topographie des plaines. Des cartes à courbes de niveau de la roche en place donnent un tableau général de la topographie préglaciaire des plaines, mais le fait que certaines vallées de la Saskatchewan contiennent jusqu'à 1,000 pieds de drift indique que de vastes modifications de la topographie ont eu lieu.

*Réseaux de drainage.* A la fin du Tertiaire, un réseau de drainage, mûr et dendritique, existait dans les plaines Intérieures (fig. XII-9). Stalker (1961) a présenté un excellent exposé des premiers travaux sur les vallées enfouies, qui remontent à ceux de Dawson en 1885. Il rapporte également que les glaciers, agents de dépôt des nombreuses couches de till identifiées dans les plaines du sud, ont finalement forcé le cours des rivières vers le sud. En général, les éléments les plus importants du réseau de drainage actuel reflètent la direction des anciennes vallées, mais il existe de nombreuses divergences, causées par les

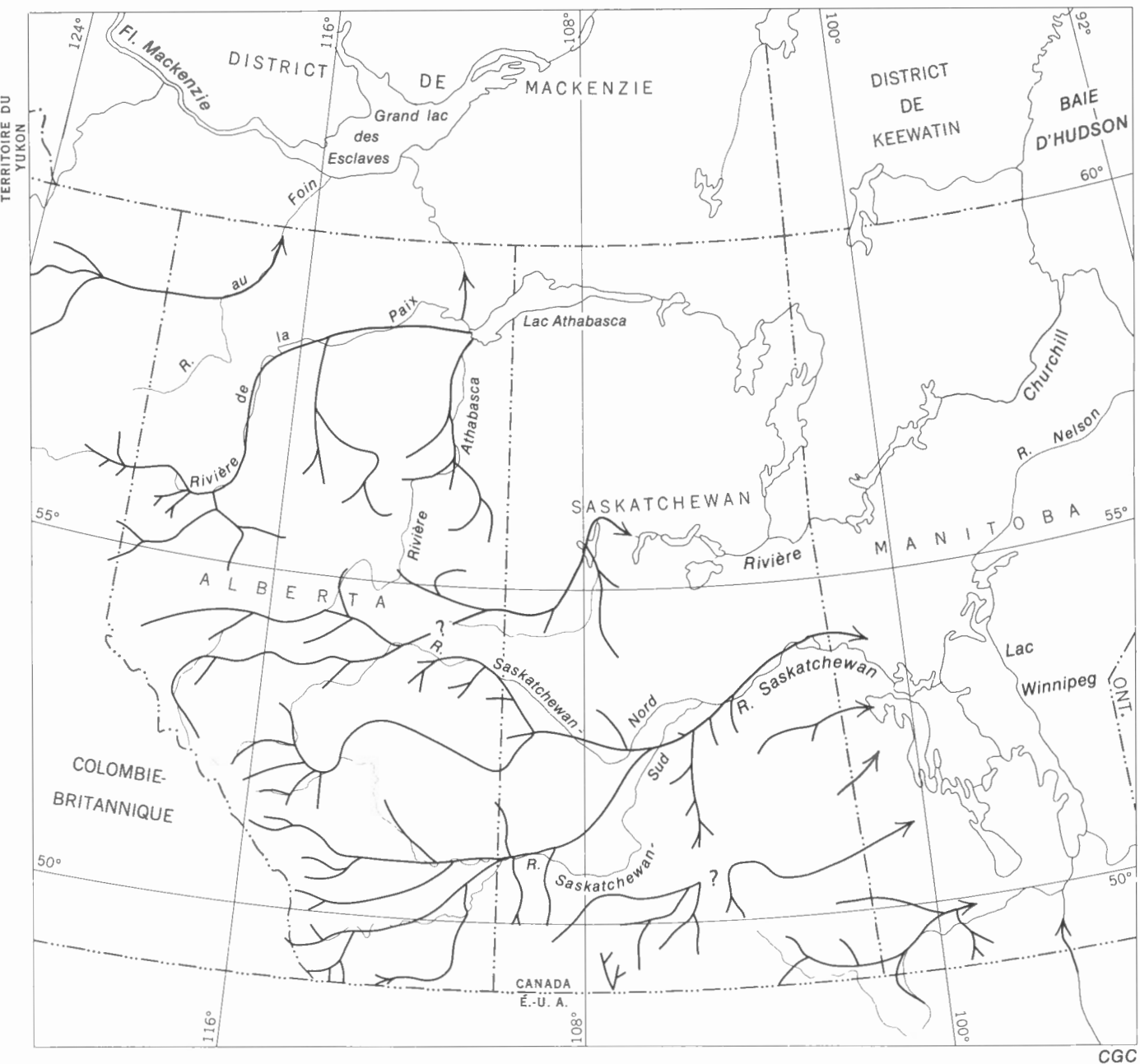


FIGURE XII-9. Systèmes supposés de drainage préglaciaires des plaines Intérieures (modifiés à partir de sources disponibles).

ruptures et les modifications des cours d'eau préglaciaires. Par exemple, Henderson (1959a) rapporte, près de la ville de Peace River, 800 pieds de drift dans un chenal préglaciaire, à 3 milles au sud-est de la rivière actuelle; il démontre également que la rivière préglaciaire Smoky se jetait dans la rivière de la Paix, à environ 20 milles au sud-ouest du confluent actuel des deux cours d'eau. La rivière préglaciaire Red Deer, du centre de l'Alberta, suivait un cours différent de celui qu'elle suit présentement, au nord de Red Deer. Ce chenal préglaciaire est

maintenant occupé, par endroits, par la rivière Battle. Également, le réseau de la rivière préglaciaire Saskatchewan-Sud, en Alberta et dans la Saskatchewan, était très différent de celui d'aujourd'hui (Stalker, 1961; Christiansen, 1967). La rivière préglaciaire Milk, du sud de l'Alberta, était probablement un affluent de la Saskatchewan-Sud plutôt que de la rivière Missouri, et, plus à l'est, cette dernière traversait peut-être le sud-est de la Saskatchewan pour pénétrer dans le Manitoba et de là, probablement, se diriger vers le nord, jusqu'à la baie

d'Hudson, plutôt que de se joindre au Mississippi, comme elle le fait aujourd'hui (Meneley, 1957). Le cours de la rivière préglaciaire Qu'Appelle, dans la partie sud du centre de la Saskatchewan, est incertain (Kupsch, 1964).

En se fondant sur la forme et la nature des sédiments trouvés, Stalker a identifié des vallées préglaciaires et interglaciaires dans le sud de l'Alberta. Il a remarqué un till d'un gris très foncé dans les parties basses de toutes les vallées préglaciaires. Ces dernières sont caractérisées par la présence, au fond de leurs chenaux, de graviers de la Saskatchewan ne contenant pas de pierres dérivées du Bouclier canadien. Ce gravier est peu courant dans les vallées interglaciaires et, où il y en a, il contient quelques pierres originaires du Bouclier canadien. Les vallées préglaciaires du sud de la Saskatchewan ont généralement de 4 à 10 milles de large et des versants en pente douce, tandis que les vallées interglaciaires ont de 1 à 2 milles de large avec des versants abrupts (Christiansen, 1967). Christiansen rapporte que les vallées préglaciaires sont remplies de 50 à 1,000 pieds de drift. Elles peuvent affleurer où le drift est mince mais se trouvent masquées où celui-ci est épais.

*Graviers de la Saskatchewan.* La découverte de graviers de la Saskatchewan de la période préglaciaire, dans les plaines Intérieures, est d'un grand intérêt, et leur âge a fait l'objet, durant longtemps, de controverses (Westgate, 1965). Ces graviers enfouis retrouvés en Alberta, en

Saskatchewan et au Manitoba se présentent sous forme de terrasses alluviales et de bancs sous les pédiments du Tertiaire (Miocène-Pliocène), et sous forme de lits de rivières à des niveaux inférieurs ou de remplissages de vallées. Ils sont très répandus sous le manteau de drift, que celui-ci soit épais de quelques pieds ou de plus de 1,000 pieds; en général, ils ont de quelques pieds à quelques dizaines de pieds d'épaisseur et leur composition varie latéralement d'un banc de sable à du sable mélangé à du gros gravier. Cependant, Henderson (1959a) rapporte une épaisseur de plus de 100 pieds de gravier dans la région de la rivière de la Paix. Westgate a découvert que 98 p. 100 des matériaux, de la grosseur du gravier, dans la région sud-est de l'Alberta, sont du quartzite, de l'argilite et du chert; le reste étant de l'arkose, de la pierre calcaire, du porphyre vert et des fragments de la roche en place de l'endroit. Ces matériaux sont originaires de la région de la Cordillère, à l'ouest, ainsi que des graviers de la Cordillère, déposés antérieurement sur les pédiments des plaines Intérieures. Dans la majeure partie des plaines, ces graviers reposent en discordance sur les roches du Crétacé. Des structures dues à l'action du gel ont été examinées sous les graviers de la Saskatchewan par J. A. Westgate, dans la partie sud de l'Alberta, et par Westgate et Bayrock (1964), dans la partie centrale de l'Alberta. Par endroits, les graviers ne sont pas dérangés par les structures dues au gel. Un régime périglaciaire existait donc au cours du dépôt des graviers de la Saskatchewan

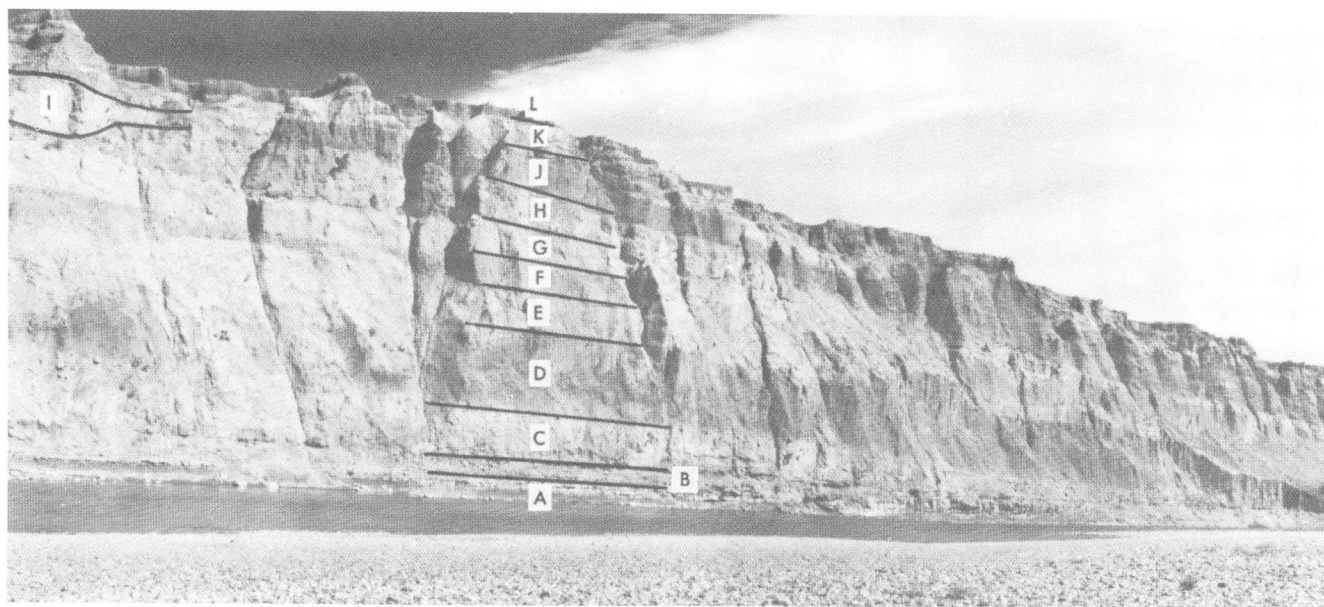


PLANCHE XII-4. Section de sédiments glaciaires et non glaciaires sur la rivière Oldman à Brocket (Alb.).

- |   |  |
|---|--|
| L. Terre sablonneuse; sol récent.   | F. Till (Brocket), brun foncé; Laurentide.                               |
| K. Sable; de lac et d'épandages.  | E. Till (Maunsell), gris bleuâtre pâle; Laurentide.                      |
| J. Argile à varves, silt et sable fin; lac glaciaire.                               | D. Till (Labuma), brun foncé à noir; Laurentide.                         |
| I. Till (Buffalo Lake); Laurentide.   | C. Till (Albertan), gris pâle; de la Cordillère.                         |
| H. Sable, silt, argile; de lac ou d'alluvions; probablement du milieu du Wisconsin. | B. Gravier (aucune pierre du Bouclier canadien); à majorité d'épandages. |
| G. Till (sans nom), brun pâle moyen; Laurentide?                                    | A. Roche en place (formation de Willow Creek); Paléocène.                |

tout au moins au début. Westgate mentionne la découverte d'ossements d'un mammoth à toison (*Mammuthus primigenius*) et d'un cheval (*Equus* sp.) quelque peu plus petit que celui d'aujourd'hui. Il considère que l'âge de la majeure partie des graviers de la Saskatchewan varie probablement du début à la fin du Pléistocène, alors que Stalker les considère du début du Pléistocène.

**Dépôts proglaciaires.** On a remarqué des sédiments à grains fins, y compris des sédiments à varves, sur les graviers de la Saskatchewan, dans les principales vallées préglaciaires, et sur la roche en place, dans leurs affluents. Leurs épaisseurs atteignent jusqu'à 150 pieds. On les a placés antérieurement parmi les graviers de la Saskatchewan, du fait qu'il n'existe aucune trace d'une lacune prolongée de sédimentation avant leur dépôt. Westgate (1965) les considère toutefois comme une unité stratigraphique distincte: sédiments de l'île de Wolf. Déposés dans des lacs froids et tranquilles proglaciaires, plutôt que dans des rivières au cours rapide, ils semblent indiquer un blocage des rivières coulant vers le nord-est par transgression de la masse de glace Laurentide.

**Premières glaciations.** Le déplacement et l'étendue des glaciers antérieurs au Wisconsin classique restent peu connus. La surface généralement plate des plaines limite les observations sur la stratigraphie du Pléistocène à un nombre relativement restreint de coupes, le long des rivières encaissées. En Saskatchewan, les géologues ont employé des appareils de sondage et de prélèvement d'échantillons par forage latéral, afin d'établir la stratigraphie de la région. Ce procédé est prometteur pour l'établissement d'une chronologie solide dans une région qui, sans cela, resterait une énigme. En plusieurs endroits, des couches multiples de till, avec ou sans sédiments stratifiés intermédiaires, ont pu être observées (pl. XII-4). L'accord n'est pas encore réalisé sur l'âge précis des tills ou des sédiments. Les opinions diffèrent sur la présence de tous les stades du Pléistocène ou seulement de la glaciation du Wisconsin. Certains auteurs situent la limite du drift du Wisconsin classique au sud du 49° parallèle, alors que d'autres soutiennent que cette limite se situe bien au nord des collines Cyprès. Récemment, on a déterminé au radiocarbone l'existence de sédiments, porteurs de matières organiques antérieures au Wisconsin classique du Pléistocène. Dans certaines coupes de till épais, on peut observer de grandes zones oxydées qui semblent représenter des périodes d'affleurement interglaciaires ou intra-glaciaires.

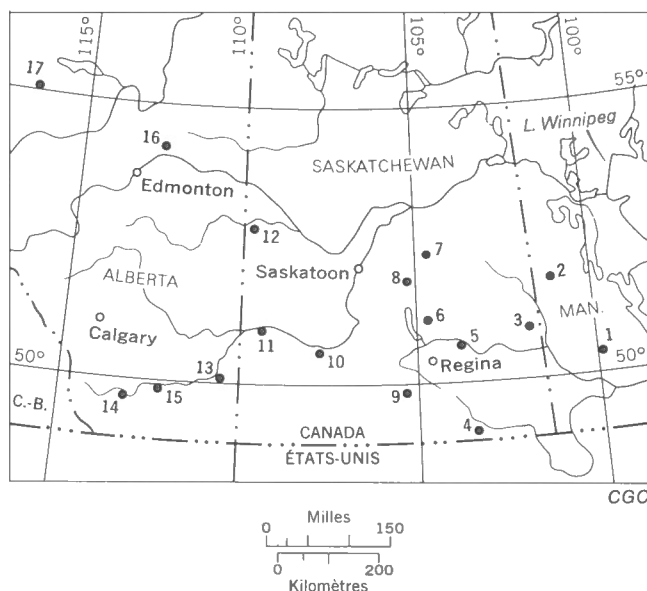
Près des collines del Bonita et Cyprès, se trouve une région de drift à topographie ancienne, à des altitudes plus élevées que la région environnante à topographie bosselée plus jeune. Westgate (1965) définit ce drift, le drift d'Elkwater, et le met en corrélation avec la couche de drift de Montana, la plus étendue et la plus au sud. Il a observé cinq couches de drift de la masse de glace Laurentide dans la région de Foremost—collines Cyprès

du sud-est de l'Alberta et il attribue des moraines frontales à chacune d'elles. Les transgressions glaciaires étaient généralement en direction sud-est, mais certains changements de direction se produisaient par suite de la formation de lobes dans les zones marginales. Il considère donc que la couche de drift la plus ancienne est du post-Sangamon. Cependant, Stalker (1963) croit que la plupart des périodes glaciaires antérieures au Wisconsin, sinon toutes, sont représentées par des tills, dans la partie sud de l'Alberta.

### Dépôts organiques enfouis (fig. XII-10)

Les matériaux organiques des dépôts stratifiés, enfouis sous une ou plusieurs couches de till, sont connus en plusieurs endroits des plaines Intérieures.

**Mont Riding.** On a trouvé des matériaux organiques enfouis dans une coupe de remblai de route, sur le côté nord de la vallée de la rivière Minnedosa (Klassen et coll., 1967). Trois unités de till, séparées par des couches de silt et de sable, forment une épaisseur de 61 pieds (pl. XII-5). Ce complexe repose sur une couche de silt de cinq pieds contenant des restes de végétaux et des os de rongeurs. L'unité de silt repose sur un pied de gravier tacheté de limonite et contenant de petits cailloux calcaires pulvérisés sous l'action des intempéries. Sous ce gravier, s'étendent 16 pieds de till gris foncé, riche en fragments de



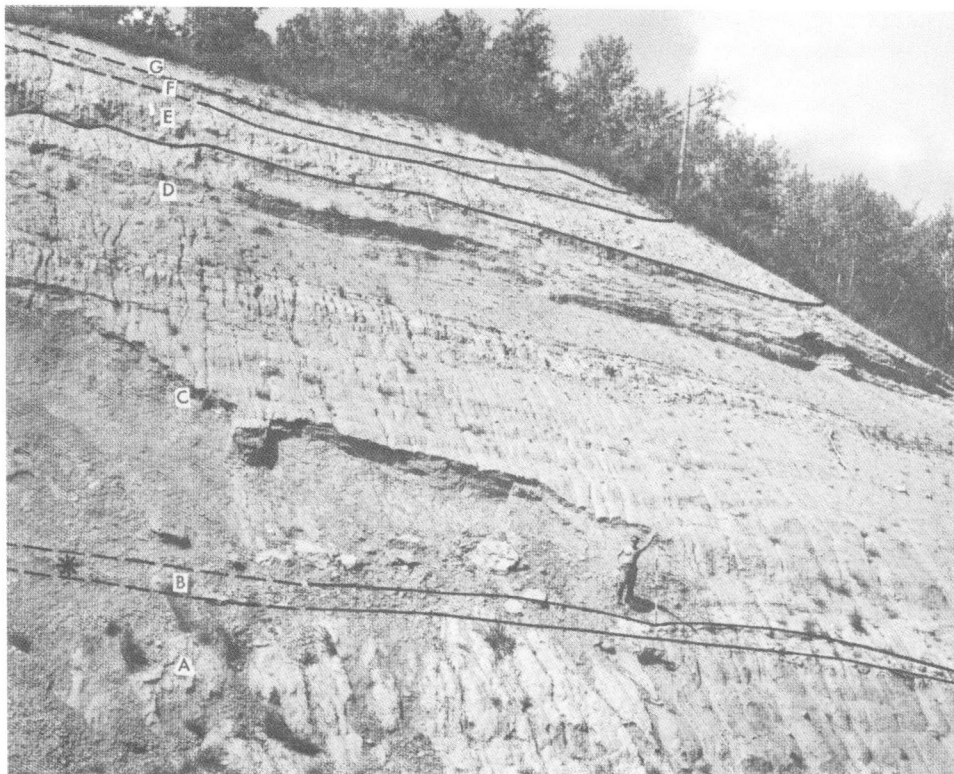
- |                        |                   |                          |
|------------------------|-------------------|--------------------------|
| 1. Mont Riding         | 7. Spalding       | 13. Medicine Hat         |
| 2. Colline aux Canards | 8. Lanigan        | 14. Région de Lethbridge |
| 3. Churchbridge        | 9. Spring Valley  | 15. Taber                |
| 4. Outram              | 10. Swift Current | 16. Smoky Lake           |
| 5. Fort-Qu'Appelle     | 11. Prelate Ferry | 17. Rivière Goose        |
| 6. Gregherd            | 12. Marsden       |                          |

FIGURE XII-10. Emplacement de dépôts organiques enfouis dans les plaines Intérieures.



PLANCHE XII-5

Section de dépôts glaciaires et interglaciaires sur la rivière Minnedosa, au nord de Minnedosa (Man.). A, till; B, silt et os (lieu de collection de fossiles); C, till; D, silt, sable, gravier; E, till; F, sable et gravier; G, till.



schiste argileux, dont la surface semble altérée par endroits par les intempéries. Les sédiments sont presque dépourvus de pollen, probablement à cause de l'oxydation. Les fragments d'os sont ceux du tamia de l'Arctique (*Citellus undulatus*) et d'un gros campagnol (*Microtus* sp.). Les restes végétaux ont donné un âge de >31,300 ans (CGC-297). Plusieurs forages pratiqués ailleurs, sur le versant sud du mont Riding, ont traversé des sédiments stratifiés sous deux couches de till et sus-jacents à une troisième. Plus au nord-ouest, près d'Inglis, on a trouvé des éclats de bois dans un trou d'argile, à une profondeur de 196 à 212 pieds; on a établi leur âge à >30,000 ans (CGC-218). Des silts stratifiés, de 75 pieds, se trouvent sous l'unité d'argile et reposent directement sur la roche en place de schiste argileux. Il reste possible que les dépôts enfouis du mont Riding soient interglaciaires.

*Colline aux Canards.* En 1964, R. W. Klassen a ré-examiné l'emplacement des sédiments interglaciaires dont parle Tyrrell (1892, p. 116). La coupe de la rivière Rolling (Roaring) présentait un profond affaissement, mais la partie de la colline Heart était dégagée. Au moins deux tills, formant 54 pieds, reposent sur 8½ pieds de lits silteux contenant des petits lamellibranches, des gastéropodes, des ostracodes, des débris végétaux et des graines. Les couches de silt reposent sur 10 pieds de sable et de gravier, et sur 15 pieds de sable; les 58 pieds inférieurs, jusqu'au niveau de la rivière, ont subi un profond affaissement. La partie supérieure, épaisse de 1½ pied de silt con-

tenant des matières organiques, a une couleur plutôt brune que grise, ce qui suggère une zone altérée par les intempéries. Le contact avec le till sus-jacent se fait graduellement sur quelque six pouces. Le premier ou les deux premiers pouces à la base du silt sont du sable argileux cimenté par de la limonite. On y trouve des lamellibranches et beaucoup de matériaux carbonés, y compris des débris végétaux. Leur datation au radiocarbone a donné >38,000 ans (CGC-284).

Des échantillons du silt ont été prélevés à des intervalles de 2½ pouces, afin d'y rechercher des coquillages et du pollen. Sept espèces de lamellibranches, trois de gastéropodes et dix d'ostracodes ont pu être identifiées. Les ostracodes et le pollen indiquent un climat humide, presque aussi chaud que le climat actuel, ce qui confirme l'interprétation interglaciaire de Tyrrell. L'ensemble des fossiles indique, en outre, une alternance de climats, frais, chaud, frais, qui s'est terminée par une glaciation et le dépôt.

*Churchbridge.* Tyrrell (1892, p. 142E) donne la coupe géologique d'un puits à Churchbridge qui semble indiquer quelque 32 pieds de drift, surtout du till, reposant sur plus de 235 pieds de sédiments argileux et arénacés. Un fragment de bois extrait à 200 pieds a été identifié comme étant une espèce de mélèze, *Larix churchbridgensis*. On a constaté, ailleurs dans la région, que le sable ou le gravier était recouvert d'une couche de till épaisse jusqu'à 165 pieds.

*Outram.* Christiansen et Parizek (1961) ont trouvé des éclats de bois dérivant probablement de sédiments lacustres, à 170 pieds, dans un forage d'essai, dans le sud-est de la Saskatchewan. La coupe du haut en bas a la composition suivante: 10 pieds de till calcaire, d'un brun clair olive; 92 pieds de till calcaire gris comprenant deux couches argileuses; 8 pieds de sable stratifié, oxydé et lessivé, riche en matières organiques; 20 pieds de till calcaire gris; 71 pieds de sable, silt et argile, gris, en couches interstratifiées (où l'on a trouvé des éclats de bois, à 170 pieds); 15 pieds de till calcaire gris; 144 pieds de sédiments stratifiés; 8 pieds de till calcaire gris, d'un brun clair; 3 pieds de gravier; 4 pieds de till calcaire, kaolinique, d'un jaune pâle; 2 pieds de sable et plus d'un pied de till calcaire, d'un gris brun clair. Les éclats de bois ont donné  $27,750 \pm 1,200$  ans (S-96), ce qui laisse supposer une corrélation avec l'intervalle Prelate Ferry.

*Fort-Qu'Appelle.* Christiansen (1960) signale des sédiments fossilifères sous 200 pieds de drift. Il mentionne qu'en amont de Fort-Qu'Appelle du till repose sur une couche de sable de 10 à 25 pieds d'épaisseur et une couche de gravier dont de 20 à 40 pieds sont visibles; dans la vallée, en direction de Lebret, le remblaiement de vallée en terrasses a une épaisseur d'au moins 120 pieds. L. S. Russell fait provisoirement remonter au Sangamon les vertébrés trouvés dans les sédiments, les os et les dents de bisons, de mammoths, de chevaux, de loups et d'ours. Christiansen est d'avis qu'un drift plus ancien existe sous ces sédiments.

*Gregherd.* On a établi à  $>30,000$  ans (S-111) l'âge des éclats de bois extraits du sable sous-jacent à du till, dans un puits à 300 pieds. Le till sus-jacent est considéré de la fin du Wisconsin, mais l'âge des sédiments non glaciaires demeure inconnu.

*Spalding.* Un forage exécuté à travers trois couches de till a mis à jour, à 221 pieds, des éclats de bois dans la couche de till inférieure. Ce bois a donné  $>34,000$  ans (S-127). Il s'agit probablement d'un dépôt interglaciaire.

*Lanigan.* Du bois était rencontré à 540 pieds dans une vallée remplie de drift, et à seulement 20 pieds au-dessus de la roche en place, lors du fonçage d'un puits de mine. Il remonte à  $>42,000$  ans (CGC-632) et on croit qu'il appartient au Pléistocène.

*Spring Valley.* Aux collines Dirt, des couches et des lentilles de tourbe, associées à des couches d'argile silteuse, s'étendent sous un manteau de till, dans de la moraine à topographie bosselée et de poussée. La tourbe remonte à  $>38,000$  ans (CGC-790) et le pollen indique qu'elle se rattache au Pléistocène.

*Ruisseau Swift Current.* Wickenden (1931) signale une coupe composée de plusieurs tills, et de quelques couches

de sédiments et de matières organiques, dans la vallée du ruisseau Swift Current, près de sa jonction avec la rivière Saskatchewan-Sud. De la surface à la base, la coupe se compose de minces couches d'argiles lacustres dans 20 à 70 pieds de till; 35 pieds de sable blanc et gravier, contenant des matières végétales mal conservées; de 3 à 45 pieds de till gris foncé, et jusqu'à 225 pieds de sable et gravier, mêlés à de la tourbe et à des détritux végétaux également mal conservés. Ces derniers sédiments reposent soit directement sur la roche en place, soit sur un till de couleur brune à jaune. Le till présente par endroits des zones altérées, épaisses de 8 pieds, qui contiennent des matériaux végétaux et des radicules en mauvais état. Se fondant sur l'épaisseur considérable des graviers inférieurs, sur la présence de matériaux végétaux et sur la zone altérée au sommet du till inférieur, Wickenden est d'avis que les graviers inférieurs ont été déposés au cours d'un intervalle interglaciaire long et humide. Christiansen (1959) rattache les deux tills supérieurs aux moraines frontales de la région et regarde l'unité supérieure de sable et gravier comme des dépôts proglaciaires de la fin du Wisconsin. Il considère les sédiments stratifiés inférieurs comme des dépôts proglaciaires du début du Wisconsin.

*Prelate Ferry.* David (1966) signale un sol enfoui sous 120 pieds de drift comprenant les trois tills de la vallée de la rivière Saskatchewan-Sud au nord de Prelate. La coupe comprend de la surface à la base, 16 pieds de silt et d'argile lacustres, 13 pieds de till calcaire oxydé, 26 pieds de sable stratifié, 39 pieds de till surtout oxydé très calcaire, de 24 à 25 pieds de sable stratifié, de silt et une mince couche basale marneuse, de 3 à 4 pieds de paléosol, 7 pieds de till sableux et argileux, oxydé et très calcaire, 8 pieds de silt, sable et gravier stratifiés et à stratification entrecroisée, et 72 pieds d'un till de base, oxydé, calcaire. La couche marneuse, de 6 à 8 pouces seulement, constitue un horizon repère étendu, servant à localiser le paléosol. L'âge établi du sol enfoui atteint  $20,000 \pm 850$  ans (S-176). David estime que le paléosol s'est formé au cours d'un intervalle non glaciaire, qu'il désigne d'intervalle Prelate Ferry. Le début de cet intervalle demeure inconnu, mais sa fin remonte à environ 20,000 ans, lorsque la progression des glaciers du Wisconsin classique a enfoui le sol, d'abord par des sédiments stratifiés, puis ultérieurement, par du till.

*Marsden.* Christiansen (1965) signale un sol enfoui sous quelques pieds de till, à environ 125 milles au nord des affleurements du paléosol de Prelate Ferry. La datation de  $21,000 \pm 800$  ans (S-228) laisse croire que ce sol s'est formé au cours de l'intervalle Prelate Ferry.

*Medicine Hat.* Stalker signale, à 4 milles au nord de Medicine Hat, dans la vallée de la rivière Saskatchewan-Sud, environ 100 pieds de sédiments visibles intercalés dans du till dans une petite vallée enfouie, taillée dans le till. On y trouve des fragments de bois et des couches

carbonées foncées qui remontent à  $24,490 \pm 200$  ans, et à  $28,630 \pm 800$  ans (CGC-205, 578). Deux tills, de pétrographies différentes, reposent sur les sédiments stratifiés et sont considérés comme représentant le Wisconsin classique. Sous les sédiments de la vallée enfouie s'étendent d'autres tills et des sédiments interstratifiés, contenant du bois, des os et des coquilles en abondance, que Stalker associe au Sangamon ou à une époque antérieure. Du bois près du niveau de la rivière, à 3 milles au nord de la ville, et sous 220 pieds de drift comprenant plusieurs tills, remonte à  $>46,700$  ans (CGC-543). Stalker estime que les sédiments rencontrés appartiennent au Yarmouth.

*Lethbridge.* Stalker (1963) a décrit des coupes comprenant plusieurs couches de till sur la rivière Oldman. A 10 milles à l'ouest de Lethbridge, il a trouvé du bois et des cônes d'épinette noire dans la partie basale de sable, de silt et de gravier intercalés dans du till. La datation du bois a donné  $>54,500$  ans avant le présent (CGC-237). Deux couches de till s'étendent sous ces sédiments, à divers endroits le long de la rivière, et, à un endroit, le till basal porte la marque d'intempéries. Stalker est d'avis que ces sédiments stratifiés sont présents sous un till supérieur, qui s'étend en direction nord jusqu'à Edmonton, et qu'ils remontent au Sangamon. Les deux tills inférieurs s'étendent sur une aussi grande surface.

A la coupe Kipp de la rivière Oldman, à environ 7 milles à l'ouest de Lethbridge, on a établi l'âge de la portion humique d'un échantillon de bois des sédiments intercalés dans le till à  $>37,000$  ans (L-445A). On trouve à la base d'une couche d'environ 24 pieds de sédiments intercalés dans du till, un sable blanc consolidé, qui forme un lit repère remarquable dans la région. Ces sédiments se trouvent recouverts d'une couche de 32 pieds de till foncé, compact, d'un âge inconnu, recouvert lui-même de sédiments alluviaux, épais de 163 pieds, contenant des fragments de bois. Une autre couche de 45 pieds de sédiments, sus-jacente aux alluvions, contient des argiles à varves et de petites lentilles de till, et semble être des dépôts glaciaires. La couche se trouve recouverte de 50 pieds de sédiments contenant des coquilles d'escargots qui ont pu être déposées assez près du front des glaces. Des sédiments semblables intercalés dans du till existent près de Taber, à 30 milles à l'est de Lethbridge, où des morceaux de bois récupérés ont donné  $>32,000$  ans (S-65).

*Smoky Lake.* Un tronçon de bois d'épinette découvert dans du till, à une profondeur de 24 pieds, près de Smoky Lake, à une soixantaine de milles au nord-ouest d'Edmonton remonte à  $>31,000$  ans (S-92).

*Rivière Goose.* Le point le plus septentrional de bois enfoui récupéré dans les plaines Intérieures est sur la rivière Goose, au nord-ouest d'Edmonton. A cet endroit, des alluvions et du till reposent sur un banc de sable à

stratification entrecroisée, dans lequel le bois extrait date de  $>42,500$  ans (CGC-501).

### Plaine côtière de l'Arctique

Une bande, de 10 à 20 milles de large, formée de terrains anciens érodés par les glaciers et localisés sur le côté est de la région de la Cordillère, à l'ouest de la rivière Peel, se prolonge vers le nord jusqu'à la plaine côtière du Yukon. Cette bande s'étend vers l'ouest à partir du delta du Mackenzie jusqu'à la frontière de l'Alaska (Fyles, 1966) et forme une région à topographie bosselée et à relief réduit vers l'ouest jusqu'à l'île Herschel, mais au-delà, où la bande se rétrécit à quelques milles seulement, les formes de relief glaciaires sont extrêmement rares. A l'est de la pointe Kay, à 20 milles au sud-est de l'île Herschel, le terrain ancien érodé par les glaciers est borné, au nord-est, par une zone étroite de drift du Wisconsin. Sous ce drift, des sédiments interglaciaires ont été découverts sur les promontoires, entre la pointe Kay et le delta du Mackenzie. Les sédiments interglaciaires passent graduellement, en général, de silt, dans l'ouest, à du gravier, dans l'est, mais Fyles estime qu'ils ne représentent qu'une unité stratigraphique.

Dans la région du delta du Mackenzie, Mackay (1963) a établi la preuve que les grandes îles et les îles littorales, et peut-être même les îles au large des côtes, ont subi la transgression glaciaire. La péninsule du Tuktoyaktuk a subi en partie la glaciation, mais on ne possède pas de preuves de glaciation de la partie nord-est. Plus à l'est, au cap Bathurst et dans l'île Baillie, s'étend une grande plaine basse recouverte de silt et de sable sous lesquels gît de l'argile marine contenant rarement du bois (Fyles, 1966). Une distinction précise entre les sédiments postglaciaires et interglaciaires n'a pu être établie. En attendant la détermination certaine de l'âge des dépôts, la carte 1253A indique que cette région et une partie de la péninsule de Tuktoyaktuk consistent en matériaux fluvio-glaciaires (y compris les alluvions). Des dépôts glaciaires plus anciens, ainsi que des dépôts interglaciaires, sont probablement présents en périphérie nord du complexe du delta du Mackenzie.

### Dépôts organiques enfouis (fig. XII-11)

Près de Reindeer Depot, sur le fleuve Mackenzie, 10 pieds de tourbe et de silt reposent sous 200 pieds de drift (Porsild, 1938). On y a trouvé des cônes de mélèze, bien qu'actuellement la limite septentrionale du mélèze soit à 50 milles plus au sud de ce dépôt. Il y a en abondance du pollen de bouleau et d'aulne, beaucoup de pollen d'épinette blanche et noire, de pin gris, de mélèze laricin et de saule, et du pollen de quelques éricacées, de petites plantes herbacées, d'herbes, de laïches et de fougères. J. Terasmae estime que l'assemblage de pollen constitue un dépôt interglaciaire, probablement du Sangamon. La datation de la tourbe a donné  $>42,000$  ans (L-522A).

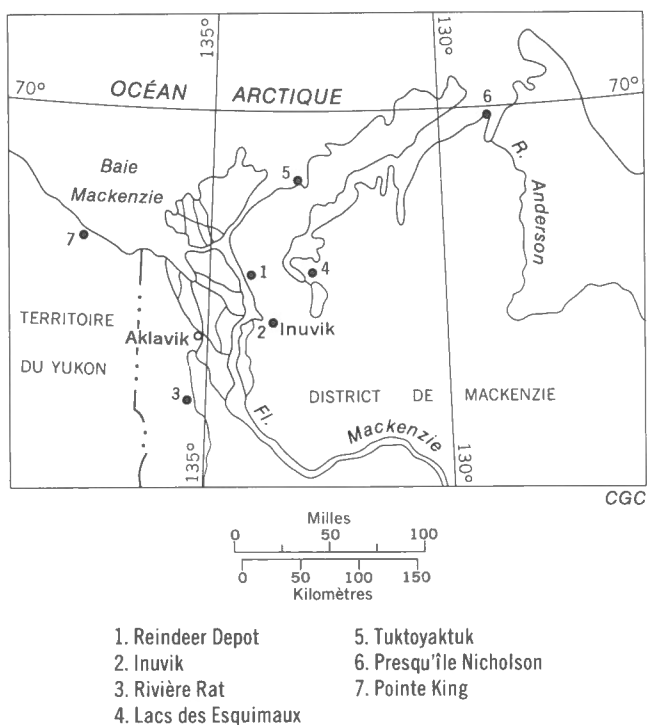


FIGURE XII-11. Emplacement de dépôts organiques enfouis dans la plaine côtière de la région continentale de l'Arctique.

Du bois extrait d'un ensemble de deltas et kames à Inuvik a donné un âge de  $>39,000$  ans (CGC-29); de toute évidence, il provenait de dépôts non glaciaires plus anciens. On a établi à  $>38,600$  ans (CGC-120) l'âge d'un morceau de bois rongé par un castor, trouvé à quelque 60 milles au sud-ouest d'Inuvik, sur la rivière Rat, près de la base d'une coupe de silt de 40 pieds renfermant des couches organiques et qui repose sur du till plus ancien. Ailleurs, le long de la rivière, des indices laissent croire que la masse de glace Laurentide, probablement durant le Wisconsin classique, a transgressé sur plusieurs milles vers l'ouest.

Des matériaux organiques enfouis, datés à  $>50,900$  ans (CGC-329), se trouvent au sud-ouest des lacs des Esquimaux où 7 pieds de tourbe récente recouvrent 76 pieds de gravier sus-jacents à au moins 46 pieds de silt organique. Près du sommet, ce silt renferme deux minces couches tourbeuses. O. L. Hughes considère le gravier comme un matériau fluvio-glaciaire déposé au front d'une moraine abandonnée par la dernière régression glaciaire. Selon Terasmae, le pollen de la tourbe ne ressemble pas au pollen actuel et représente probablement un intervalle interglaciaire. Fyles (1966) a trouvé une grande diversité de matériaux dans la partie sud-ouest de la région des lacs des Esquimaux où il a observé des matériaux organiques dans trois unités pétrographiques différentes.

Du bois usé par frottement, provenant d'un pingo à Tuktoyaktuk, indique un intervalle non glaciaire et date de  $>33,000$  ans (L-300A). On a, en outre, trouvé du

bois écrasé à 20 pieds de profondeur, dans des sables déformés, semble-t-il, par une poussée glaciaire, dans l'extrémité nord de la presqu'île Nicholson. Ce bois date de  $>35,200$  ans (CGC-34). O'Neill (1924) a observé de minces couches de tourbe dans des sédiments silteux, le long de la côte de l'Arctique, à l'est de l'embouchure du fleuve Mackenzie; il mentionne, en outre que sir John Franklin a signalé la présence de «lignite pauvre» dans des sédiments semblables, dans l'île Pullen avoisinante.

Les dépôts interglaciaires, le long de la côte de l'Arctique, à l'ouest du delta du Mackenzie, contiennent une grande diversité de matériaux organiques. Fyles (1966) signale avoir trouvé du bois jusqu'à un pied de diamètre, dans des graviers près du delta, et des morceaux plus petits, de la tourbe, des coquillages d'eau douce, quelques os et des défenses, dans des silts, plus à l'ouest. De minces couches d'argile marine et quelques dépôts en forme de coins de glace compliquent la succession. Une coupe importante le long de la côte se trouve à la pointe King, à 4 milles à l'est d'une moraine, que O. L. Hughes croit être la limite occidentale de la transgression glaciaire du Wisconsin classique. Jusqu'à trois pieds de tourbe recouvrent 8 à 15 pieds de silt et sable sus-jacents à 20 ou 30 pieds de till du Wisconsin. Sous ce till, une argile pierreuse, contenant des coquillages marins, passe par degrés en des silts à teneur de matériaux organiques. Les matériaux végétaux extraits des silts, à deux pieds au-dessus du pied de la falaise littorale ont donné  $>51,100$  ans (CGC-151-2), au radiocarbone. Le passage du silt à teneur de végétaux, à de l'argile pierreuse contenant des coquillages, fait croire à une transgression marine par suite de la transgression glaciaire du Wisconsin.

## Bouclier canadien

### Région continentale

Cette région du Bouclier a été soumise à un affouillement intense par plusieurs glaciations, mais sa physiographie, dans son ensemble, demeure probablement peu différente de celle de la fin du Tertiaire. En revanche, les vallées des cours d'eau, le long des parties accidentées des côtes du Québec et du Labrador, ont été profondément modifiées par les glaciers de vallées originaires, en général, de la nappe de glace intérieure. Au cours des intervalles interglaciaires, l'érosion fluviale a contribué probablement au surcreusement des vallées, le long de ces côtes, mais ailleurs son effet a été négligeable.

Dans les monts Torngat, Kaumajet et Kiglapait, dans le nord du Labrador, on croit qu'une glaciation ancienne, dite glaciation des Torngat, a donné naissance aux blocs erratiques dispersés sur les cimes les plus élevées et que postérieurement, une glaciation, la glaciation de Koroksoak, a donné naissance aux moraines latérales à haute altitude, aux terrasses de kames et à l'assemblage de fragments rocheux qui limite la végétation arborescente,

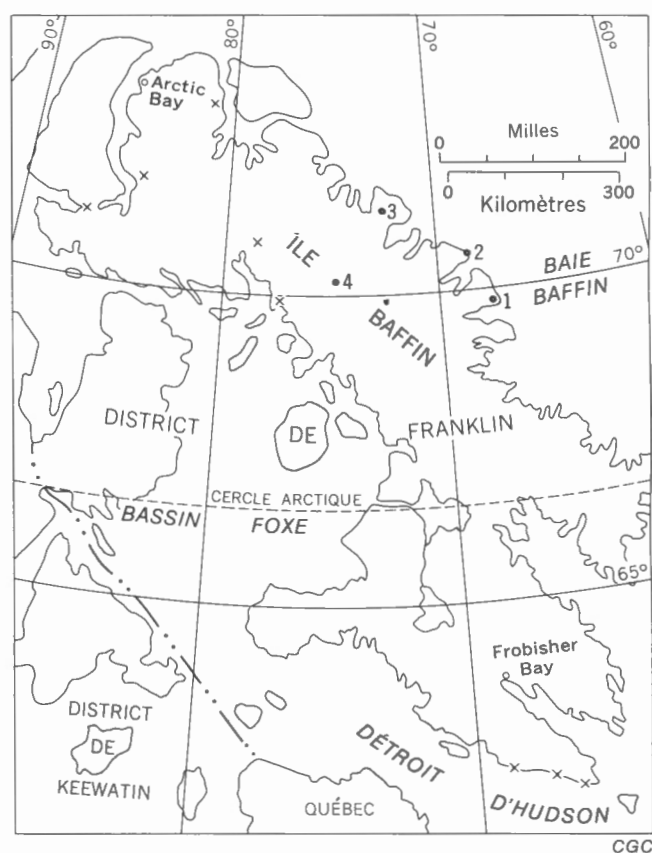
bien au-dessous des cimes de montagnes (Wheeler, 1958; Ives, 1958a, b, 1960a; Tomlinson, 1959; Løken, 1962). Andrews (1963) estime qu'une limite de végétation arborescente encore plus basse, que l'on associe à la glaciation de Saglek, constitue la limite supérieure probable de l'avancée glaciaire du Wisconsin classique. A cette époque, de grandes parties des montagnes formaient une saillie au-dessus de la glace.

L'ultime glaciation importante a généralement déplacé les dépôts des glaciations anciennes et des intervalles interglaciaires; les dépôts organiques enfouis demeurent rares dans le Bouclier canadien. Ils existent plutôt dans les régions périphériques qu'à l'intérieur du Bouclier; par exemple, les dépôts de la rivière Seal, dont il est question dans la section sur les basses-terres de la baie d'Hudson. On peut trouver d'anciens dépôts le long de certaines basses-terres côtières du Labrador, où le terrain accidenté voisin les a protégés contre l'avance des glaciers le long des fjords, comme c'est le cas dans l'île Baffin.

### *Île Baffin*

La physiographie générale de l'île Baffin, durant le Pléistocène, était probablement à peu près la même qu'aujourd'hui. Au Tertiaire, une ancienne surface d'érosion, dans le centre et le sud de l'île Baffin, représentée par les sommets des montagnes à un même niveau, était basculée, le côté nord-est vers le haut (Goldthwait, 1950). Ce phénomène a donné naissance à un réseau de vallées dentritiques et parallèles, et la ligne de partage des eaux de surface s'est graduellement déplacée vers l'ouest. Des glaciers venant de l'intérieur ont creusé des vallées de décharge profondes et ont accéléré le déplacement vers l'ouest de la ligne de partage des eaux. La grande chaîne de montagnes qui en est résultée, le long de la côte nord-est, s'élève à environ 6,000 pieds dans les hautes-terres de Penny. Bird (1954) signale que des plates-formes d'érosion à des niveaux moins élevés peuvent être identifiées dans la partie occidentale de l'île Baffin, dont certaines à 600 pieds se trouvent taillées dans des roches relativement tendres. Il estime que la vaste surface horizontale, qui s'étend sur des roches précambriennes à topographie ondulée, a probablement été exhumée d'une couverture de roches paléozoïques dont des restes existent près du bassin Foxe; le décapelage de ce manteau peut résulter surtout de l'action des glaciers. Il mentionne que sur la presqu'île Brodeur, dans le nord-ouest de l'île Baffin, une surface bien conservée, à 1,000 ou 1,200 pieds d'altitude, entoure une région montagneuse centrale d'environ 2,000 pieds. Ces surfaces d'érosion ont atteint un état de maturité avancée à un stade ancien avant d'être surélevées. Les surfaces d'érosion élevées et le plateau principal basculé de l'île Baffin ont persisté durant le Pléistocène, et les glaciations successives les ont peu modifiés.

*Dépôts organiques anciens* (fig. XII-12). Les renseignements sur l'évolution antérieure au Wisconsin classique demeurent limités, bien que les matériaux organiques anciens soient abondants. Un terrain le long de la côte, exempt de glaciation récente, et des dépôts organiques, sous-jacents au drift à l'intérieur de l'île, ont fourni des renseignements sur les phénomènes antérieurs au Pléistocène. Les basses-terres côtières de l'île Baffin s'étendent sur plusieurs milles de largeur, à l'est de la calotte glaciaire Barnes, et ne semblent pas avoir été recouvertes de glace au cours des derniers 50,000 ans; toutefois, l'on y trouve des indices d'une glaciation plus ancienne (Løken, 1966). La dernière nappe de glace a soutenu des glaciers actifs dans les principaux fjords de la côte nord-est de l'île et a formé, par endroits, des glaciers de piémont dans les basses-terres côtières. Près du cap Aston, au sud du village Clyde, un delta s'est formé à une altitude de 262 pieds, alors que les glaciers vers leur décharge ont comblé un fjord à proximité et que les chenaux d'eau de fonte ont débordé vers le cap Aston. Les coquillages marins recueillis dans



- |                   |                    |
|-------------------|--------------------|
| 1. Cap Aston      | 3. Monts Bruce     |
| 2. Cape Christian | 4. Rivière Isortoq |

Gîtes de «vieilles» coquilles: coquilles accumulées à partir de gîtes antérieurs au Wisconsin classique. . x

FIGURE XII-12. Dépôts organiques «anciens» dans l'île Baffin.



les sédiments deltaïques, à un niveau de 200 pieds, sont l'indice d'un milieu d'eau froide. On a établi leur âge à  $>54,000$  ans (Y-1703). Sous le delta, 25 pieds de gravier reposent sur des matériaux pierreux contenant des coquillages, vestiges de dépôts marins d'une transgression glaciaire. Des dépôts anciens non glaciaires, lardés de dépôts glaciaires, se trouvent dans les falaises littorales, près de Cape Christian, dont l'emplacement est aussi dans un endroit protégé. Des coquillages marins recueillis d'un dépôt côtier intercalé entre les deux dépôts glaciaires supérieurs ont donné au K-Ar  $>50,000$  ans (Y-1702). Dans les monts Bruce, au nord-est de la calotte glaciaire Barnes, étaient découverts sur une crête morainique à faible relief des morceaux aplatis de saule et de la mousse qui semblent provenir du till. Ils remontent à  $>39,600$  ans (CGC-209) et sont peut-être interglaciaires.

A l'intérieur de l'île Baffin, plusieurs endroits ont révélé des dépôts organiques de l'intervalle avant le Wisconsin classique. Des détritiques végétaux, datés à  $>40,700$  ans (CGC-427), gisent dans plusieurs couches de sables fluviaux déformés, le long de la rivière Isortoq, à seulement 10 milles à l'ouest de la partie nord de la calotte glaciaire Barnes (Terasmae et coll., 1966). Des feuilles de *Dryas*, de *Vaccinium* et de *Ledum* font supposer que le climat était au moins aussi chaud qu'aujourd'hui, et donc probablement interglaciaire. Andrews signale que les couches ont subi une déformation par l'avancée des glaciers vers l'ouest, en direction du bassin Foxe. Des coquillages marins extraits de la partie ouest de l'île Baffin, à 100 pieds au-dessus de la limite marine postglaciaire, ont donné  $30,320 \pm 820$  ans (CGC-528); cette date peut se révéler un minimum.

Dans la partie nord de l'île Baffin, on a recueilli, dans des matériaux divers sis au-dessus et au-dessous de la limite marine postglaciaire, des coquillages rattachés aux phénomènes marins de l'intervalle antérieur au Wisconsin classique; des âges d'environ 34,200 et 35,400 ans (CGC-184, 188) ont été obtenus de la péninsule Borden, et des coquillages de la partie sud de la presqu'île Brodeur ont donné  $>30,580$  ans (CGC-189).

Dans la partie sud de l'île Baffin, les coquillages trouvés dans le till ont donné environ 30,200 et 34,800 ans (CGC-414, 426). Blake (1966) considère ces dates comme minimales et arrive à la conclusion que le détroit d'Hudson était ouvert au cours du dernier interglaciaire ou au cours de quelque interstadiaire du début du Wisconsin et que par la suite, durant une progression des glaciers, des matériaux ont été raclés du fond de la mer et déposés le long de la côte sud de l'île Baffin. On a trouvé aussi des coquillages anciens provenant de till, dans les dépôts côtiers postglaciaires (CGC-468).

Certaines dates limites au K-Ar obtenues de l'île Baffin indiquent peut-être un intervalle interstadiaire dont la limite inférieure demeure inconnue. La preuve reste incertaine, mais les nombreuses autres dates pour lesquelles nous n'avons qu'une limite supérieure, ne prouvent pas,

non plus, que ces dépôts soient interglaciaires. Il semble actuellement que les deux types d'intervalles peuvent être représentés par les dépôts porteurs de matériaux organiques de l'île Baffin. Il convient de noter, cependant, qu'on n'a pas encore découvert de till nettement glaciaire reposant sur un dépôt fossilifère.

## Îles de l'Arctique

La nature des glaciers et la physiographie des îles de l'Arctique diffèrent beaucoup d'une région à l'autre. La dernière transgression glaciaire Laurentide a envahi la plus grande partie des îles méridionales de l'Arctique et emporté la succession géologique du début du Pléistocène, ou l'a recouverte de drift plus récent, et a formé de nouveaux traits glaciaires caractéristiques de la région. Quelques îles occidentales, sises au-delà de la limite nord-ouest de la nappe glaciaire Laurentide du Wisconsin, ont été recouvertes par une avancée plus ancienne de la nappe de glace Laurentide. La partie ouest des îles Reine-Élisabeth est une basse-terre et comprend des régions de dépôts glaciaires anciens et récents, qui peuvent être rattachés aux glaciers tant régionaux que locaux, et des régions sans aucun indice certain d'activité glaciaire antérieure (Fyles et Craig, 1965). La partie orientale et principale de ces îles est une région de montagnes et de plateaux antérieurement recouverte par ses propres glaciers et profondément érodée. On y retrouve, néanmoins, des preuves de la succession géologique du Pléistocène plus ancien.

Dans la partie orientale des îles Reine-Élisabeth, les chaînes de montagnes, les plateaux et les basses-terres ont pris leur configuration actuelle dès le début du Quaternaire. On considère les terrasses à haute altitude, les surfaces semblables à des surfaces de pédiments, et les alluvions sus-jacentes renfermant du bois, dans les îles Ellesmere et Axel Heiberg, comme les restes d'un réseau de vallées préglaciaires, parvenues à maturité, qui peuvent remonter au début du Pléistocène. L'érosion glaciaire et fluviale ultérieure a creusé des fjords et des vallées à l'intérieur des îles à des niveaux allant jusqu'à 1,800 pieds au-dessous du niveau actuel des vallées anciennes et, dans certaines basses-terres sus-jacentes à des roches tendres, a réduit les surfaces de dépôts préglaciaires aux sommets des montagnes. Cependant, la région des îles occidentales était réduite à une surface de peu de relief inclinée vers le nord-ouest, lors du dépôt des sédiments de la formation de Beaufort de la fin du Tertiaire et du début du Quaternaire sur la plaine côtière de l'Arctique. On croit que la configuration actuelle des îles et des détroits (autrefois des vallées), de la partie ouest de l'archipel Arctique, est de déformation plus récente que le dépôt de la formation de Beaufort (Craig et Fyles, 1960) et résulte de failles et de cycles répétés d'érosion glaciaire et fluviale (Morley et Fortier, 1956; Thorsteinsson et Tozer, 1961).

PLANCHE XII-6

Terrasses à haut niveau constituées de sédiments du type Beaufort reposant sur de la roche en place du Crétacé, partie orientale de l'île Axel Heiberg (T. N.-O.). Vue vers le sud, depuis le lac Buchanan. Seule la couche supérieure du matériau légèrement coloré, d'environ 40 pieds d'épaisseur, est considérée du type Beaufort. La surface est parsemée de blocs erratiques glaciaires.



*Dépôts préglaciaires*

Les sédiments alluviaux non consolidés, contenant du bois, de la formation de Beaufort occupent la plus grande partie de la plaine côtière de l'Arctique, à partir de l'île Banks jusqu'à l'île Meighen, et on suppose qu'ils s'étendent vers le large au-delà de la côte actuelle. On les trouve également sur de petites régions isolées aux sommets des montagnes dans l'est. Ces couches ont été rattachées provisoirement à la fin du Tertiaire et au début du Quaternaire. Fyles (1965) a laissé entendre que certains dépôts de terrasses à des niveaux élevés, dans les îles Axel Heiberg et Ellesmere, sont aussi des équivalents de la formation de Beaufort (pl. XII-6). La formation de Beaufort, dans les îles Ellef Ringnes et Borden, consiste en une unité inférieure, composée surtout de silt brun et de couches tourbeuses, et en une unité supérieure, de sable ou de gravier fin renfermant du bois flottant. Seule l'unité supérieure a été reconnue sur les îles Prince-Patrick et Banks, où y gisent des tronçons de bois d'un diamètre jusqu'à deux pieds.

La formation de Beaufort contient du pollen d'épinette, de pin, de bouleau, d'aulne, de plantes herbacées diverses comme les éricacées, et des spores de fougères et de mousse (Fyles et Craig, 1965). Plusieurs échantillons renferment de petites quantités de pollen de pruche, de pollen de bois durs des climats tempérés, comme le coudrier, le hêtre, l'orme, le charme et le chêne. On pense qu'une grande partie du pollen des bois durs peut être secondaire, dérivée de strates tertiaires contiguës, mais sans aucun doute une partie ne l'est pas. Le pollen de nombreuses espèces, autres que celles des bois durs, comprend une variété imposante de plantes d'une région

actuellement stérile et sans arbres. Cet assemblage indique un climat, non seulement plus chaud que le climat actuel, mais également plus chaud que celui auquel l'on pourrait s'attendre au cours d'un intervalle interglaciaire quelconque, et peut être, au moins en partie, rattaché au tout début du Quaternaire préglaciaire.

Dans l'île Meighen, couverte d'une calotte glaciaire, les sables contenant du bois de la formation de Beaufort reposent sur de l'argile et du silt marins non consolidés (Thorsteinsson, 1961). Si l'on se fonde sur la nature des pollens présents d'essence de climat chaud, les couches marines se rattachent au Tertiaire, mais les sables peuvent être du début du Quaternaire. Les sables reposent sur un placage de blocs supposé d'origine glaciaire (Fyles et Craig, 1965). La formation de Beaufort, dans la plaine côtière de l'Arctique de l'île Borden, offre un intérêt particulier par l'abondance de pollen de bois dur, et la distance des affleurements connus des roches tertiaires, est l'indice d'un assemblage végétal primaire plutôt que secondaire. On croit que les sables de l'île Ellef Ringnes, renfermant du bois, sont les parties de la formation de Beaufort déposées à l'intérieur des terres et à haute altitude (St-Onge, 1965). Les sédiments contenant des matériaux organiques, des dépôts de terrasses à hautes altitudes sur de vastes étendues des îles Ellesmere et Axel Heiberg, sont probablement les équivalents chronologiques de la formation de Beaufort de la plaine côtière de l'Arctique en raison de leur assemblage de pollen similaire. Ces dépôts, composés typiquement de gravier, de sable et de silt, ont des épaisseurs jusqu'à 200 pieds, et reposent généralement à des élévations de 300 à 2,000 pieds au-dessus des vallées. Ils semblent être des restes de grandes vallées arrivées au stade de maturité.

Ils contiennent généralement du bois et présentent en coupe des profils de sol enfouis. Ils comprennent aussi des couches de mousse ou de tourbe, et des dépôts tourbeux contenant du bois rongé provenant d'étangs où vivaient des castors (Fyles et Craig, 1965).

Dans la partie nord-ouest de l'île Banks, la formation de Beaufort repose à la surface (Fyles et Craig, 1965). Dans la partie orientale plus élevée de l'île, elle n'a que quelques pieds d'épaisseur et repose sur ce qui semble être une surface d'érosion de sable tertiaire. Dans la partie centrale moins élevée, les dépôts sont plus épais et leur base n'affleure pas, comme dans le ruisseau Ballast, où 300 pieds de sable et de gravier, contenant du bois en abondance, recouvrent une couche de 10 pieds de tourbe sous-jacente à du sable et du silt contenant des débris végétaux.

### Événement glaciaires et non glaciaires antérieurs au Wisconsin

Les terrasses et les plaines des régions recouvertes par la formation de Beaufort sont composées de sable et de gravier remaniés. Sur l'île Prince-Patrick, la plupart de ces terrasses, sinon toutes, ont une origine plus récente que les failles à direction nord transversales de la formation de Beaufort (Fyles, 1965). Elles sont l'indice d'un alluvionnement au cours de quelque interglaciaire antérieur au Wisconsin classique.

Des régions des îles Prince-Patrick, Eglinton et Melville, et la plus grande partie des régions nord et ouest de l'île Banks contiennent des dépôts indices d'une glaciation plus ancienne, notamment de blocs erratiques du Bouclier canadien charriés sur une grande distance. Des études des dépôts organiques enfouis ont révélé que des intervalles interglaciaires et interstadias y sont représentés.

### Dépôts organiques enfouis et lieux de «vieilles» coquilles (fig. XII-13)

**Îles Victoria et Banks.** Fyles (1963a) signale des sédiments contenant des matériaux organiques sous un till, sur le côté nord de la baie Prince-Albert dans l'ouest de l'île Victoria. Par endroits, il y a des régions de graviers à topographie ondulée. Le gravier recouvre 30 pieds de till sous-jacents à 150 pieds de sédiments stratifiés qui reposent sur environ 50 pieds de till compact. Dans la partie inférieure des sédiments intercalés dans le till, 20 pieds de silt en couches minces contiennent des tapis de feuilles compacts et autres restes de petites plantes dont l'âge établi au radiocarbone atteint approximativement 28,000 ans (I-CGC-30). L'une des couches végétales contient un peu de pollen d'herbes, de laïches et d'autres plantes herbacées. Fyles est d'avis que ces sédiments intercalés dans du till ont été déposés par des rivières et dans des lacs, avant la dernière avancée glaciaire, dans des conditions climatiques peu différentes des conditions actuelles. Des sédiments semblables, dépourvus de restes organiques, reposent sous du till dans

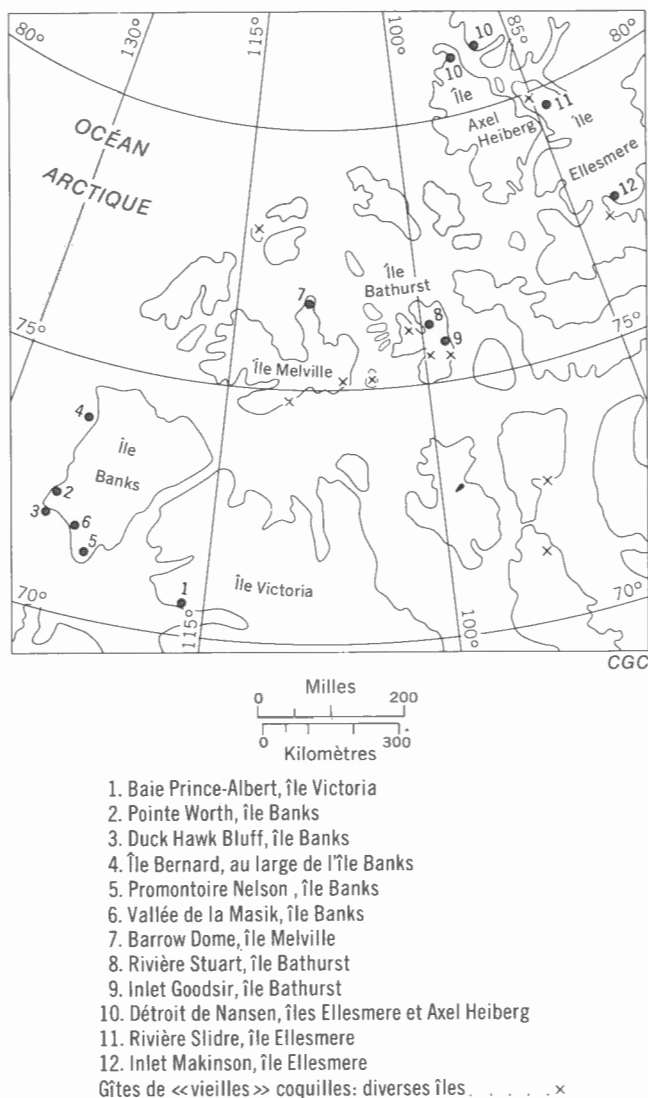


FIGURE XII-13. Emplacement de dépôts organiques enfouis et de «vieilles» coquilles dans les îles de l'Arctique.

de vastes régions du nord-ouest de l'île Victoria et dans la région côtière adjacente de l'île Banks; il existe peut-être une corrélation entre ces sédiments et ceux du côté nord de la baie Prince-Albert.

A la pointe Worth, dans la partie occidentale de l'île Banks, au-delà de la limite présumée de la nappe de glace Laurentide du Wisconsin classique, une tourbe non tassée, au sommet d'une coupe de 100 pieds de till et de sédiments stratifiés, a donné >49,000 ans (CGC-367). La tourbe contient du pollen de bouleau, ainsi que des plantes croissant à présent dans la région. On pense que la couche pierreuse sous-jacente à cette tourbe est un dépôt colluvial, car elle recouvre des silts d'étangs qui contiennent des couches de tourbe et de mousse à peine comprimées. La tourbe renferme du bois de petits arbres et quelques fragments de branches rongées par les castors. Le bois daté au radio-

carbone est indéfini (I-CGC-19). On suppose que ces dépôts sont interglaciaires. A Duck Hawk Bluff, près du sommet d'une falaise de 125 pieds, de la tourbe et des souches de saules se rencontrent dans des limons sous du colluvion ou, peut-être, du till; les débris organiques ont donné également un âge indéfini (CGC-238). La tourbe contient du pollen d'aulne, de saule, d'épinette et de plantes herbacées et serait un dépôt interglaciaire. Les silts reposent sur un till plus ancien sus-jacent à la formation de Beaufort. Une autre coupe très semblable se trouve dans l'île Bernard, plus au nord, au large de la côte ouest de l'île Banks. Ici, la tourbe de mousse des sédiments lacustres renfermait du pollen de conifères et une végétation de toundra analogue à celle présente dans la région. Au radiocarbone, la tourbe a donné un âge indéfini (I-CGC-28), l'origine du dépôt est, pense-t-on, interglaciaire.

On a trouvé, dans la partie sud de l'île Banks, près du promontoire Nelson, du bois de saule dans un mélange de sable, gravier et silt, à 150 pieds sous du till, du sable et du gravier fluvio-glaciaires. La datation le fait remonter à >41,600 ans (CGC-222). Le drift sus-jacent date de la dernière grande avancée des glaces, mais les dépôts organiques pourraient être interstadias ou interglaciaires. Dans la vallée de la rivière Masik, sous du till, Fyles a aussi observé du bois d'épinette et des couches de mousse et de tourbe associés à du silt, du sable et du gravier. Provisoirement, il considère ces dépôts organiques comme interglaciaires.

*Île Melville.* On a découvert dans la partie nord de l'île Melville, où croît peu de végétation, 2.5 pieds de mousse et de sable, 6 pieds au-dessous du sommet plat d'une colline, à une altitude d'environ 300 pieds. Le dépôt semble antérieur à l'avancée des glaciers et à la dissection de la basse-terre, mais postérieur à la formation des terrasses les plus élevées placées provisoirement au temps du dépôt de la formation de Beaufort. La mousse, datée à >38,600 ans (CGC-422), est probablement interglaciaire.

La datation au radiocarbone de fragments de coquillages d'un dépôt de plage suspendue, dans la partie sud-est de l'île Melville, présumés d'origine postglaciaire, a révélé que ces fragments étaient âgés d'environ 34,050 ans (CGC-154). Cette date est vraisemblablement un minimum et se rapporte à un intervalle non glaciaire antérieur au Wisconsin classique. On suppose également qu'un échantillon de coquillage d'un dépôt d'épandage, dans l'île voisine de Byam Martin, provient de matériaux plus anciens, car son âge est indéfini (CGC-357).

*Île Bathurst.* Sur la rivière Stuart, dans la partie nord de l'île Bathurst, de l'argile silteuse marine postglaciaire recouvre une terrasse où 4 pieds de tourbe reposent sur 20 pieds de gravier d'origine locale. Le gravier repose sur une surface d'érosion sus-jacente à du sable blanc de provenance lointaine, peut-être du Tertiaire. Les graviers semblent indiquer une période d'alluvionnement dans un intervalle quelconque antérieur au Wisconsin, durant lequel le niveau de

la mer était au-dessus de son niveau actuel. Ultérieurement eut lieu un intervalle de stabilité relativement long, au cours duquel 4 pieds de tourbe se sont formés dans la vallée. La tourbe a été datée à >36,000 ans (CGC-165).

Près de l'inlet Goodsir, dans le centre-est de l'île Bathurst, de la tourbe, âgée de >35,000 ans (CGC-178), était rencontrée sous et dans du till sous forme de lentilles. Blake (1964) considère très probable que cette tourbe soit interglaciaire, mais il est possible qu'elle représente un interstadaire du Wisconsin. Il signale que le till ressemble à celui à teneur de coquillages marins recueillis dans les endroits situés au-delà de la limite marine postglaciaire. Les âges d'environ 35,900 et 33,940 ans (CGC-212, 378), obtenus sur des coquillages recueillis dans la partie centrale de l'île, constitueraient des minimums.

*Îles Ellesmere et Axel Heiberg.* J. G. Fyles a observé des dépôts de terrasse à des niveaux inférieurs aux terrasses de la formation de Beaufort et les estime provisoirement comme interglaciaires. Il a trouvé, au voisinage du fjord Slidre, dans le centre-ouest de l'île Ellesmere, associée à une terrasse de gravier, de la tourbe de roseaux et de mousse datée à >41,200 ans (CGC-268). Les blocs indiquent que cette terrasse a été recouverte probablement par les glaciers. La glaciation expliquerait aussi la dissémination d'anciens coquillages marins, sur des plateaux analogues, au sud du fjord Slidre, et ailleurs, dans les îles Ellesmere et Axel Heiberg, en deçà et au-delà de la limite marine postglaciaire; les coquillages ont donné au radiocarbone, de 20,000 à 40,000 ans, âges estimés minimaux en raison d'éventuelles contaminations par des coquillages plus anciens. Ils apportent néanmoins la preuve d'événements marins, antérieurs à la dernière grande avancée des glaces.

Le long du détroit de Nansen, sur les îles Ellesmere et Axel Heiberg, des sédiments marins fossilifères estimés interglaciaires, se trouvent bien au-dessus des dépôts marins postglaciaires les plus élevés. Par endroits, ces sédiments interglaciaires semblent être recouverts de drift (Fyles et Craig, 1965). Les coquillages ont donné au radiocarbone des âges entre 35,000 et 40,000 ans (CGC-65, 113, 149) considérés minimaux.

Une tourbe de mousse sableuse, affleurant au fond d'un canal d'eau de fonte, vers l'amont de l'inlet Makinson dans le sud de l'île Ellesmere, repose sur un gravier à blocs et est sous-jacente à des blocs. La tourbe date de >36,400 ans (CGC-140), le gravier et les blocs semblent être l'indice d'une terrasse à un haut niveau d'un intervalle interglaciaire ou glaciaire ancien.

Des coquillages prélevés d'un sol sablonneux, à la limite marine de la péninsule Swinnerton, sur le côté sud-ouest de l'inlet, ont donné au radiocarbone  $29,800 \pm 200$  ans (CGC-134). Ces coquillages semblent indiquer une transgression marine antérieure à la dernière avancée des glaces.

## Région de la Cordillère

L'évolution géologique au Pléistocène de la région de la Cordillère est quelque peu plus variée que celle de l'intérieur continental, du fait que certaines régions ont échappé à la glaciation, tandis que d'autres l'ont subie une ou plusieurs fois avant la dernière grande transgression des glaciers, présumée du Wisconsin classique. Cette avancée, sans s'étendre aussi loin que les glaciations antérieures, a néanmoins recouvert la plus grande partie de la région de la Cordillère. Les études géomorphologiques demeurent limitées, mais l'existence de vallées enfouies et les successions épaisses de couches de sédiments glaciaires et non glaciaires enfouis, témoignent de modifications radicales du réseau de drainage, résultant de l'alternance des périodes glaciaires et non glaciaires. Il reste possible que la succession évolutive au Pléistocène ancien soit intégralement conservée dans la partie du Yukon non recouverte par les glaciers ou dans les régions adjacentes que seuls ont recouvertes des glaciers plus anciens. Actuellement, les données restent fragmentaires. Les informations sur le Pléistocène ancien dans la région couverte par le dernier grand système de glaciers sont également fragmentaires, mais, par endroits, de nombreux indices révèlent les événements glaciaires plus anciens.

### *Régions non recouvertes par les glaciers*

Les régions de la Cordillère, exemptes de glaciation, apparaissent sur la Carte glaciaire du Canada (carte 1253A). Une petite région dans le sud-ouest de l'Alberta s'étend au-dessus et au-delà des limites des glaciers de vallées de la région de la Cordillère à l'ouest, et au-dessus et au-delà des limites de la nappe de glace Laurentide à l'est. L'extension des glaciers de la région de la Cordillère s'est trouvée contenue sur le flanc oriental aride des Rocheuses. Le terrain raboteux de cette région exempte de l'action des glaciers ne se prête pas à la préservation des sédiments non glaciaires témoins de l'évolution et du climat du début du Pléistocène. Des régions exemptes de glaciation, aux contours très irréguliers, se trouvent dans une partie des monts Mackenzie et du plateau de la Liard. Situées entre les glaciers de la Cordillère et la nappe de glace Laurentide, ces régions existent par suite d'un ensemble de facteurs climatiques et topographiques. On ne connaît pas la stratigraphie du Pléistocène de ces régions.

La plus vaste région au Canada demeurée hors de la glaciation se trouve dans le Yukon occidental. Cette région a échappé à la glaciation durant tout le Pléistocène du fait qu'elle s'étend dans une région sèche à l'est du haut massif de St-Élie, où la quasi-totalité de l'humidité des masses d'air du Pacifique se résout en précipitations. Les intervalles interglaciaires, à la fois secs et froids du Yukon occidental, étaient défavorables au développement de flores et faunes variées, comparables à celles des intervalles interglaciaires secs et chauds ou à la flore et faune actuelles. Les traces des intervalles glaciaires, interglaciaires et intersta-

diaires doivent donc être recherchées dans les successions sédimentaires non glaciaires. Présentement les données précises font défaut.

O. L. Hughes mentionne une tourbe récente qui, sur la rivière Porcupine, dans le bassin de Old Crow, recouvre 29 pieds de silt et d'argile qu'il lie à une période d'écoulement d'eau de fonte d'une nappe de glace Laurentide à travers les chaînons Richardson. Sous ces 29 pieds de silt et d'argile reposent environ 144 pieds de sable brun et de gravier, renfermant du bois daté au radiocarbone à  $>41,300$  ans (CGC-199), et contenant, outre du pollen, l'indice d'un intervalle interglaciaire. Cette succession sédimentaire témoigne de l'intervalle non glaciaire actuel, d'un intervalle glaciaire antérieur et d'un intervalle interglaciaire encore plus ancien, mais sa chronologie précise demeure inconnue.

Dans la majeure partie de la région du Klondike exempte de glaciation, O. L. Hughes a reconnu que la base des tourbes modernes remontait de 9,000 à 11,000 ans, alors que les débris organiques du sous-sol, présents dans le silt et le gravier des gisements de placers en opération, étaient en général d'âge trop ancien pour la datation par la méthode au radiocarbone. Cependant, la datation du bois prélevé à la base de 20 pieds de tourbe silteuse, le long du ruisseau Hunker, a donné  $9,520 \pm 130$  ans (CGC-73), alors que du bois trouvé 4 pieds plus bas, dans un silt gelé, a donné environ 30,800 ans (CGC-88). Des sédiments de cet intervalle interstadiaire du Wisconsin moyen ont, sans nul doute, été déposés en plusieurs régions du Yukon exemptes de glaciation.

### *Régions recouvertes par d'anciens glaciers*

Bien des régions de la Cordillère portent la marque, à des altitudes supérieures et au-delà des limites atteintes par l'ultime transgression glaciaire (carte 1253A), d'une ou plusieurs glaciations anciennes. Fyles (1963b) rapporte que le soulèvement des bas-plateaux du sud de l'île Vancouver et la formation consécutive de chenaux d'écoulement étroits ont eu lieu avant la formation des dépôts meubles actuels. Ces dépôts et les traces des glaciers remonteraient au milieu du Pléistocène. Les glaciers du Pléistocène ont envahi la région, modifiant profondément les vallées existantes et aplanissant ou adoucissant ailleurs les principaux traits topographiques. La région porte les marques d'au moins deux avancées distinctes des glaciers. A une époque, les glaciers ont recouvert les montagnes jusqu'à 8,500 pieds dans le chaînon Okanagan de la chaîne des Cascades, au centre-sud de la Colombie-Britannique, alors que la dernière nappe de glace n'a pas dépassé 7,500 pieds. Une bande de terrain à glaciations anciennes et encerclant la région non envahie par les glaciers, dans les Foothills du sud-ouest de l'Alberta, s'étend de 500 à 1,000 pieds environ au-dessus de la limite des glaciers de la Cordillère et de ceux de la nappe de glace Laurentide.

Dans les monts Mackenzie et la chaîne de Selwyn, une région allongée, partiellement exempte de glaciation, porte



dans l'ensemble les marques d'une ou de plusieurs avancées des glaciers de la Cordillère du début du Pléistocène et du Wisconsin. Les anciens glaciers du versant ouest des monts Mackenzie et du versant est de la chaîne de Selwyn ont apparemment rempli les vallées d'entremont à des niveaux supérieurs à ceux des glaciers du Wisconsin. La zone bordant la limite des anciens glaciers se trouve en conséquence très complexe et à ce jour demeure non cartographiée (carte 1253A). La région s'étend au-dessus et au-delà des limites occidentales atteintes par la nappe de glace Laurentide. Cependant, les glaciers de la Cordillère, s'écoulant vers le nord en direction des rivières Arctic Red et Peel, ont rencontré la nappe de glace Laurentide plus ancienne dans sa progression vers le sud. Dans cette région, une vaste zone distincte a été recouverte par d'anciens glaciers, mais les relations entre la nappe de glace Laurentide et les glaciers de la Cordillère restent incertaines.

Une région, de 10 à 20 milles de large, recouverte à une époque par d'anciens glaciers, s'étend entre la région non envahie par les glaciers du Yukon et la limite occidentale de la nappe de glace Laurentide du Wisconsin. Les formes d'origine glaciaire y sont relativement rares, mais on y trouve un relief réduit et une topographie bosselée.

Une région, très variable en largeur, sépare, dans le sud-ouest du Yukon au nord du massif de St-Élie, des terrains exempts de glaciation de ceux qui, à l'est et au sud, l'ont subie au cours du Wisconsin classique. Plusieurs glaciations ont été identifiées dans cette région (Denton et Stuiver, 1967; Bostock, 1966). Il semble aussi que les anciens glaciers, dans les parties montagneuses de l'intérieur du Yukon, aient dépassé en épaisseur les glaciers du Wisconsin. Certains sommets du Yukon central aride, plus élevés que les glaciers du Wisconsin, ont été à une époque recouverts par un ou plusieurs anciens glaciers, une frange de terrain en garde l'empreinte. Par ailleurs, deux glaciations antérieures, dites Shakwak et Icefield, près du lac Klouane, sur le versant nord-est du massif de St-Élie, n'ont pas eu l'ampleur des glaciations du Klouane ou du Wisconsin classique. Les anciens glaciers s'étendaient à quelque 70 à 75 milles au nord-est de la ligne de partage actuelle entre les glaciers du Pacifique et ceux de l'Intérieur. Ils atteignaient la partie est du bassin du lac Klouane. La dernière grande nappe de glace emplissait le bassin du lac Klouane et s'étendait de 90 à 100 milles vers le nord-ouest le long de la vallée jusqu'au voisinage de Snag (Yukon) avec une langue de glace en direction nord de 20 milles, le long et vers l'aval de la rivière White (Bostock, 1952). A cet endroit, un ancien glacier avait transporté du drift sur 20 milles de plus le long de cette même rivière. La corrélation entre les anciens drifts du bassin du lac Klouane et celui de la vallée de la rivière White n'a pas été établie, mais ce dernier semble antérieur et est vraisemblablement pré-Illinoien.

Deux limites des glaces évidentes apparaissent dans le Yukon central et peuvent être faciles à distinguer et à retracer (Bostock, 1966). Elles marqueraient les limites de

la dernière avancée des glaces et d'une avancée ancienne. En outre, du drift, comprenant du till et des blocs erratiques, et présentant une topographie modifiée d'origine glaciaire, se rencontre au-delà de la limite de l'avancée ancienne et pourrait indiquer deux autres avancées des glaciers plus anciennes encore. La dernière grande avancée des glaces, dans la vallée de la rivière Stewart, porte le nom de McConnell. La plus récente transgression des anciennes avancées a reçu le nom de Reid et suit la vallée sur 40 milles au moins au-delà de la limite de l'avancée McConnell et présente des traits glaciaires distincts, y compris une moraine terminale. À l'ouest de la moraine terminale, la partie intérieure de la rivière Stewart est généralement dépourvue de traits topographiques d'origine glaciaire, mais un till gris de silteux à argileux, comprenant surtout des pierres non altérées et quelques blocs erratiques épars, témoigne de l'ancienne avancée des glaciers dite Klaza.

Les glaciers Klaza s'étendaient à 25 milles au moins au-delà des limites de l'avancée Reid. Des traits topographiques réduits d'origine glaciaire, et apparentés aux glaciers Klaza, ont aussi été observés dans quelques autres vallées. La plus ancienne avancée des glaciers de la partie inférieure de la vallée de la rivière Stewart dépassait de 25 milles la limite des glaciers Klaza et s'étendait jusqu'à 20 milles du fleuve Yukon; cette avancée des glaces a reçu le nom de Nansen. Elle se présente sous forme d'une couche de drift très épaisse qui a donné à la région une topographie onduleuse et bosselée ou parfois en terrasses. Ce drift a fermé le lit d'un cours d'eau, lequel a creusé un cañon profond de 300 pieds dans la roche en place. Bostock a remarqué la désagrégation avancée du drift Nansen dans certaines vallées; les pierres sont décomposées, le till et les graviers sont généralement bruns. Le till, au-dessous d'une coulée de lave, à 3 milles en aval de Fort Selkirk sur le fleuve Yukon, se rattacherait à l'avancée Nansen, mais il est peut-être plus ancien. Les glaciers Nansen, sur le versant nord de la vallée de la rivière Stewart, semblent avoir atteint le niveau d'un col peu élevé et les eaux de fonte se sont écoulées par ce col vers le nord en déposant un gravier caractéristique le long de la vallée du ruisseau Australia et de la rivière Indian, jusqu'à leur confluent avec le Yukon à 40 milles environ en aval du confluent de la rivière Stewart et du Yukon.

Bostock déclare, qu'en coupe, les surfaces des glaces des principales avancées des glaciers, dans la partie supérieure de la vallée de la rivière Stewart, s'élèvent doucement vers l'est et convergent vers le haut, de sorte que les moraines de l'avancée McConnell et celles des anciennes avancées glaciaires précédentes se rapprochent au point d'être indistinctes. Les moraines des avancées McConnell et Reid se rencontrent respectivement à 4,000 et 4,400 pieds, sur le plateau Talbot au sud-est de Mayo, ainsi que des blocs erratiques épars à 4,700 pieds, indices peut-être de la glaciation Klaza. Deux petites buttes, au-dessus de 4,700 pieds, étaient peut-être des nunataks. D'autres

moraines s'étendent dans la région, certaines pourraient indiquer des oscillations des fronts des glaces au cours des glaciations anciennes.

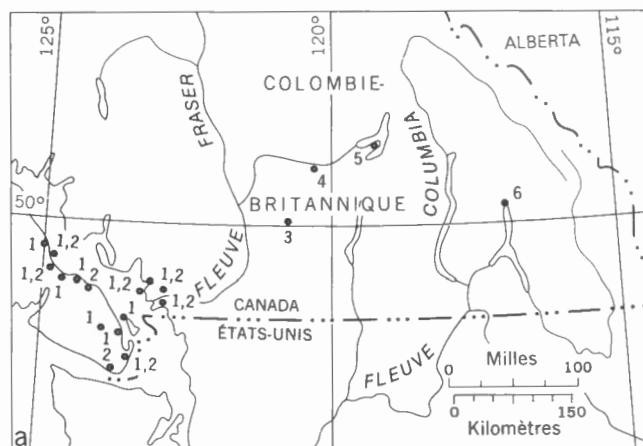
Vernon et Hughes (1965) ont trouvé éparés, dans le centre-ouest du Yukon, des indices d'une ou plusieurs glaciations anciennes au-delà et au-dessus d'un terrain nettement marqué par une glaciation intermédiaire qui s'étendait au-delà et au-dessus des dépôts de la dernière grande avancée glaciaire.

On sait peu des glaciations anciennes, sauf ce que révèle la rencontre de blocs erratiques éparés dans des régions exemptes apparemment de glaciation. Les traces des grands glaciers de transection, formés durant la glaciation intermédiaire, ont été délimitées dans la partie orientale de la région, et leurs angles de pente, déterminés sur de longues distances, atteignent de 19 à 35 pieds par mille.

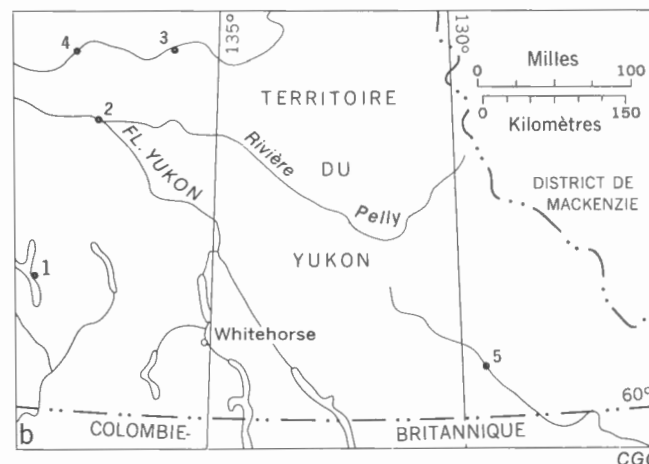
### *Dépôts organiques enfouis dans les principales régions envahies par les glaciers*

Des dépôts interglaciaires et interstadias existent dans le sud de la Colombie-Britannique, et correspondent peut-être au Sangamon et au milieu du Wisconsin. L'étendue de plusieurs nappes de glace du Pléistocène au Yukon a été délimitée, mais un seul endroit a permis d'attribuer les dépôts organiques enfouis, et partant, les dépôts glaciaires associés, à une période du Pléistocène. Les endroits de dépôts organiques enfouis, dans le sud de la Colombie-Britannique et dans le territoire du Yukon, sont indiqués sur les figures XII-14 (a) et (b) respectivement.

**Détroits de Géorgie et Juan de Fuca.** Des dépôts recouverts de till, porteurs de débris organiques et connus sous le nom de sédiments de Quadra, dans la région du détroit de Géorgie, ont été rattachés à l'interglaciaire dite Olympia, qui a précédé la dernière grande transgression dite glaciation Fraser (Armstrong et coll., 1965). Ils peuvent correspondre, aux fins de comparaison fondée sur les datations au radiocarbone, au milieu du Wisconsin et au Wisconsin classique de la région des Grands lacs et de l'intérieur du continent. Des recherches récentes, entreprises par J. G. Fyles et E. C. Halstead, ont montré la vaste répartition des sédiments de Quadra, dans le sud-est de l'île Vancouver. D'après Fyles (1963b), les sédiments de Quadra se composent d'une unité inférieure de silt argileux contenant des pierres et coquillages marins, d'une unité moyenne de silt renfermant des végétaux, du gravier et du sable, et d'une unité supérieure de sable blanc parsemé de lits de gravier et de silt renfermant des végétaux. Les épaisseurs maximales de ces unités atteignent respectivement 80, 40 et 250 pieds environ. L'unité inférieure marquerait la transition d'un régime glacio-marin au régime marin. L'unité moyenne contenant des végétaux semble s'être formée dans une région côtière basse et marécageuse durant et probablement après la régression marine, dans laquelle l'argile marine sous-jacente s'est déposée. L'unité supérieure est un dépôt de plaine fluviale, caractérisé par des structures



1. Île Vancouver et basses-terres du Fraser; sédiments de Quadra
2. Île Vancouver et basses-terres du Fraser; sédiments antérieurs au Quadra
- 3-5. Vallées de la rivière Thompson et de ses affluents; sédiments plus récents et plus anciens intercalés entre des tills
6. Lac Kootenay; paléosol et sédiments intercalés entre des tills



1. Lac Klouane; sédiments plus récents et plus anciens intercalés entre des tills
2. Région de Fort Selkirk; sédiments sous une couche de lave striée
3. Région de Mayo Landing
4. Région de McQuesten
5. Rivière Liard

FIGURE XII-14. Emplacement de dépôts organiques enfouis dans la région de la Cordillère. a) Sud de la Colombie-Britannique. b) Parties recouvertes de glaces dans le Yukon.

formées par remblaiements et creusements alternatifs. Elle renferme des lits de gravier et de silt porteur de végétaux, constitués surtout de débris de la chaîne Côtière continentale. Fyles est d'avis que l'actuel détroit de Géorgie a été entièrement rempli par des sédiments avant la glaciation Fraser.

Le pollen et les mollusques marins des dépôts de Quadra témoignent d'un climat plus frais que le climat actuel, mais assez comparable à celui qui règne actuellement dans le golfe d'Alaska. La végétation diffère de celle de l'île Vancouver contemporaine par la rareté du sapin de

Douglas et l'abondance de l'épinette. Les âges obtenus au radiocarbone s'échelonnent entre environ 20,000 et peut-être 50,000 ans avant le présent. Ainsi reste à établir la limite inférieure d'un très long intervalle non glaciaire, ou à déterminer si deux intervalles distincts sont représentés par les sédiments attribués au Quadra de l'île Vancouver.

Les sédiments de Quadra dans l'île Vancouver recouvrent, par endroits un till et des sédiments associés, le drift Dashwood, sus-jacent aux sédiments non glaciaires de Mapleguard. E. C. Halstead signale, à la pointe Icarus, de la tourbe à la base de sédiments du type Quadra, sus-jacente à un till reposant sur de la tourbe, du silt et du sable silteux. La datation des tourbes inférieures a donné >37,600 et >36,650 ans (CGC-155, 191). Ces anciens sédiments recouvrent environ 10 pieds d'argile marine pierreuse, sus-jacente à un troisième till, lequel affleure presque au niveau des plages. Des sédiments pré-Quadra, contenant des débris organiques, se rencontrent aussi sous du till à Cordova Bay, près de Victoria. Selon J. G. Fyles, ces sédiments contiennent un assortiment de pollen qui correspondrait à un véritable climat interglaciaire, peut-être celui de l'intervalle Sangamon. Des dépôts correspondants, comprenant aussi de la tourbe et des couches porteuses de bois, affleurent sur la côte, à l'ouest de Sooke, dans le détroit Juan de Fuca, et ont donné >40,300 ans (CGC-358).

J. E. Armstrong a noté des sédiments de Quadra et pré-Quadra, porteurs de débris organiques, près de Lynn Creek dans les basses-terres du Fraser. Ces sédiments, datés à  $36,200 \pm 500$  ans (CGC-92-2), recouvrent un till sus-jacent à une unité ancienne de sable, de gravier et de tourbe, laquelle contenait du bois daté à >52,300 ans (CGC-555). Cette unité ancienne recouvre un till basal plus ancien encore.

La coupe stratigraphique du Pléistocène à la pointe Grey à Vancouver (tabl. XII-2) est la section la mieux connue et la plus complète de la région des basses-terres du Fraser, et probablement de toute la côte ouest du Pacifique, par suite du forage de quelque 130 puits et du percement d'un long tunnel, ce qui a permis d'augmenter immensément les données obtenues de l'étude des falaises littorales.

Des sédiments de Quadra et pré-Quadra se trouvent également dans les localités de Coquitlam et Surrey respectivement à l'est et au sud-est de l'île Vancouver.

*Région sud de l'intérieur de la Colombie-Britannique.* Fulton (1965) mentionne la présence de deux successions sédimentaires distinctes, entre des tills dans la vallée de la rivière Thompson et de ses affluents. La succession inférieure se compose de sable, silt et gravier oxydés contenant des cendres volcaniques, du bois et des coquillages d'eau douce. Des coquillages près de Merritt ont donné >37,200 ans (CGC-258). Du bois et des coquillages de Kamloops ont donné respectivement des âges supérieurs à

TABLEAU XII-2

*Section généralisée des dépôts du Pléistocène des basses-terres du Fraser (J. E. Armstrong)*

	Épaisseur maximale connue, en pieds
Sédiments stratifiés (postglaciaires) de rivière et de mer	70
Till et sédiments connexes (glaciation Fraser): glaciaires, glaciofluviaux, glaciolacustres, glaciomarins	215
Sédiments (Quadra) non glaciaires (interglaciation Olympia): marais, plaine d'inondation, lit de rivière et estuaire; la tourbe de la partie inférieure date de > 36,800 ans (CGC-81)	200
Till et sédiments connexes (glaciation Semiamu): glaciaires, glaciomarins, marins	130
Sédiments non glaciaires (interglaciation?): marais, lac, plaine d'inondation, lit de rivière, mer; comprend un peu de tourbe	155
Till et dépôts stratifiés (glaciation): glaciaires, glaciomarins; comprend des coquillages	15
Sédiments non glaciaires (interstratifiés avec du till), lit de rivière et plaine d'inondation	15+
Till?	—
Roche en place (Éocène)	—

>32,700 et >35,500 ans (CGC-275, 413). La succession supérieure, également composée de sable, silt et gravier, mais non oxydés, correspond aux dépôts qui, au bras Salmon du lac Shuswap, renferment du bois âgé de  $20,230 \pm 120$  ans (CGC-194). Une discordance d'érosion sépare les deux successions. Du till et des dépôts glaciolacustres, affleurant par endroits sous les sédiments oxydés de la succession inférieure, montrent qu'une glaciation au moins a précédé l'intervalle non glaciaire au cours duquel ces sédiments se sont déposés. Les sédiments entre les tills se sont déposés avant la glaciation Fraser, au cours d'un intervalle interglaciaire d'au minimum deux phases d'alluvionnement, séparées par une période d'oxydation et de formation de sol.

Fulton (1968) rapporte une succession d'évolution géologique analogue dans le sillon Purcell, au nord du lac Kootenay. Il a mis en évidence l'existence de deux successions glaciaires, séparées par des sédiments interglaciaires contenant des matières organiques et une zone de paléosol. Une discordance sépare le till plus ancien et ses divers dépôts associés des sédiments plus jeunes. Le paléosol, aux horizons A, B et C, s'est formé sur des matériaux plus anciens. Des racines, incrustées dans l'horizon A, ont donné  $41,900 \pm 600$  ans (CGC-733). Les sédiments non glaciaires plus récents correspondent aux dépôts d'une plaine inondable. Des matériaux des dépôts de cette plaine, prélevés successivement plus haut dans la succes-

sion, ont donné au radiocarbone  $43,800 \pm 800$  ans et  $42,300 \pm 700$  ans (CGC-740, 720). D'autre part, une souche, qui s'est développée sur un faciès de pente du paléosol, mais enrobée dans des graviers plus récents, a donné  $41,800 \pm 600$  ans (CGC-716). Des sédiments silteux, imbriqués dans du gravier, ont fourni du bois daté à  $33,700 \pm 330$  ans et  $32,710 \pm 800$  ans (CGC-542, 493), suivant leur position stratigraphique de bas en haut. La partie supérieure d'une couche de gravier grossier, sus-jacente aux sédiments silteux mentionnés plus haut, a donné du bois daté à  $25,840 \pm 320$  ans (CGC-715). Ce gravier grossier est surmonté de till. Fulton rattache le till supérieur à la glaciation Fraser laquelle, à en juger par les datations obtenues dans la région de Kamloops, n'a atteint la région de Kootenay que 20,000 ans environ avant le présent. Il rattache les sédiments non glaciaires à l'interglaciaire Olympia de la côte occidentale. Le paléosol, formé postérieurement à l'ancienne glaciation, a été successivement recouvert par des sédiments interglaciaires jusqu'à peut-être 41,800 ans avant le présent.

*Région centre et nord de l'intérieur de la Colombie-Britannique.* Des sédiments interglaciaires ont été signalés dans le centre et dans le nord de la Colombie-Britannique, mais leur interprétation reste douteuse. L'existence de lits de rivières enfouis, taillés dans d'anciens tills ou de la roche en place, et la présence de gîtes de placers enterrés sont, par endroits, révélatrices d'intervalles non glaciaires. Du lignite ou de la tourbe existe dans le gravier sous le till le long des rivières Stikine et Tuya, mais l'origine des dépôts demeure inconnue. Les intervalles non glaciaires mis en évidence sont certainement antérieurs à la dernière grande glaciation, mais on ne peut préciser s'ils sont du Wisconsin supérieur, pré-Wisconsin ou pré-Pléistocène. Les dépôts tertiaires, en maints endroits du centre de la Colombie-Britannique, sont meubles et difficiles à distinguer des sédiments du Pléistocène. La présence de coulées de lave ou de filons-couches dans les sédiments meubles est plus caractéristique du Tertiaire, mais comme des laves recouvrent parfois des couches de till, l'activité volcanique a dû se poursuivre au Pléistocène. Les coulées de lave associées aux tills et autres sédiments du Pléistocène peuvent servir à dater certains événements géologiques et à apporter des renseignements sur le Pléistocène inférieur.

*Intérieur du territoire du Yukon.* On signale peu de découvertes de matériaux organiques enfouis, dans la partie de la région de la Cordillère recouverte par les glaciers au Yukon, mais sans aucun doute un plus grand nombre sera mis à jour au cours de l'étude de la région.

Dans la région du lac Klouane, sur le versant nord du massif de St-Élie, des matériaux organiques ont été trouvés dans du drift antérieur à la dernière grande glaciation. Ils apportent la preuve géomorphologique et stratigraphique de l'existence de trois intervalles non glaciaires distincts (Denton et Stuiver, 1967). Des débris

organiques trouvés dans des dépôts fluvio-glaciaires rattachés à la plus ancienne glaciation identifiée, la glaciation Shakwak, et des débris organiques tirés d'un lit de silt sous du drift stratifié de contact avec la glace de la plus récente glaciation, la glaciation Icefield, et une tourbe extraite de filets sinueux contenus dans le till même de la glaciation Icefield, ont donné des résultats trop anciens pour la datation au radiocarbone (Y-1355, 1481, 1486). Des débris organiques d'origine fluvio-glaciaires, sus-jacents au till de la glaciation Icefield, ont néanmoins donné au radiocarbone trois dates, échelonnées entre 30,100 et 37,700 ans (Y-1356, 1385, 1488). Ces dépôts sont recouverts par le till de la glaciation Klouane.

Ces dates semblent représenter un intervalle non glaciaire, dit Le Boutellier, d'une durée d'environ 10,000 ans, qui peut correspondre au Wisconsin moyen de la partie centrale du continent. L'intervalle non glaciaire Silver, compris entre les glaciations Icefield et Shakwak, lequel a fourni les dates les plus reculées, a de loin dépassé en durée l'intervalle Le Boutellier, à en juger par la différence de profondeur atteinte par l'oxydation des matériaux sous-jacents, mais ni la durée, ni le climat de cet intervalle ne sont connus. Il est peut-être du Wisconsin inférieur ou du Sangamon; dans ce dernier cas, la glaciation Shakwak et ses dépôts fluvio-glaciaires appartiendraient à l'Illinoien.

Une lave du Pléistocène à surface striée, près de Fort Selkirk sur le fleuve Yukon, recouvre du gravier, du sable et du silt sus-jacents à un till glaciaire. Du bois carbonisé, trouvé à quatre pieds au-dessous du sommet de la formation litée, a été daté à  $>38,000$  ans (I-CGC-27). On a trouvé un autre indice de forêt antérieure à la dernière glaciation près de Mayo, sur la rivière Stewart. Il s'agit d'un tronçon d'arbre usé, à la base d'une lentille de till intercalée près du sommet dans une section de 100 pieds de sable et gravier, le tout recouvert de silt lité. La lentille de till correspondrait au till supérieur très répandu dans le voisinage le long de la rivière et constituerait le dépôt du glacier qui, selon toute apparence, a avancé jusqu'à environ 8 milles en aval de Mayo Landing. Le bois date de  $>35,000$  ans (I-CGC-180). Du bois extrait non loin, dans une unité de silt, de sable et d'un peu de gravier, recouverte par 10 pieds de till et 30 à 50 pieds de silt et de sable finement lités, a été daté à  $>46,580$  ans (CGC-331). Également, sur la rivière Stewart, en aval de McQueston, du bois ancien était extrait d'une lentille de cendre intercalée sous 10 à 15 pieds de silt organique (CGC-342).

La découverte de bois sur la rive abrupte, haute de 200 pieds, de la rivière Liard est un autre indice intéressant à l'appui d'une couverture forestière ancienne. Une mince zone de sol, comprenant un horizon de cendre volcanique et 100 pieds de till brun, recouvre environ 100 pieds de sable à stratification entrecroisée. Le bois trouvé à 30 pieds au-dessus du niveau de la rivière date de  $>40,100$  ans (CGC-412).

La dernière nappe glaciaire continentale comprenait trois parties principales: la nappe glaciaire Laurentide, le complexe glaciaire de la région de la Cordillère et le complexe glaciaire des îles Reine-Élisabeth<sup>1</sup>. On considère, généralement, que la nappe glaciaire Laurentide, en se basant sur les directions de cheminement des glaces, comprend les secteurs de Labrador et de Keewatin qui, malgré la convergence de leurs masses lors de l'avancée maximale au Wisconsin, étaient des régions dont l'écoulement des glaces vers l'extérieur était distinct au cours de la déglaciation. Dans le secteur de Labrador, la nappe a reculé vers un ou plusieurs centres, ou lignes de partage des glaces, dans les régions septentrionales du Québec et du Labrador, alors que, dans le secteur de Keewatin, la masse s'est divisée à une ligne de partage, située à l'ouest de la baie d'Hudson. Ces régions principales d'écoulement récent des glaces se divisaient, à leur tour, en des écoulements glaciaires éphémères, de moindre importance, avant la régression des principales masses de glace. La déglaciation a en outre donné lieu à d'autres importantes masses de glace dérivées de la nappe glaciaire Laurentide. Une nappe glaciaire subsistait et était entretenue sur place dans le bassin Foxe et, plus récemment sur l'île Baffin. Cette nappe glaciaire, appelée complexe glaciaire Foxe-Baffin, n'avait rien de commun avec les glaciers des secteurs de Labrador et de Keewatin, du moins en ce qui concerne le Wisconsin récent, et des restes de cette nappe y demeurent encore. Au cours de la déglaciation initiale, il s'est formé en outre d'importantes calottes glaciaires distinctes dans les Appalaches, entre autres à Terre-Neuve; il demeure possible qu'elles n'aient rien eu en commun avec les glaces du secteur de Labrador, pendant la majeure partie du Wisconsin.

La dernière nappe glaciaire continentale est décrite suivant ses principaux secteurs, indépendamment du degré d'interdépendance auquel ces secteurs ont été individuellement soumis pendant leur croissance, durant leur maximum ou lors de leur désintégration. Ces secteurs sont les suivants: le complexe glaciaire des Appalaches, le secteur de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide, le secteur de Keewatin de la nappe glaciaire Laurentide, le complexe glaciaire Foxe-Baffin, le complexe glaciaire de la région de la Cordillère, et le complexe glaciaire des îles Reine-Élisabeth. En raison de l'étendue des régions de la zone d'influence des principaux secteurs glaciaires mentionnés ci-dessus, il est sans doute nécessaire d'étudier certains traits d'après des régions plus petites ou selon des processus particuliers glaciaires ou de déglaciation. Avec la fonte des nappes glaciaires et des glaciers, et la découverte des terres, apparaissaient les formes im-

primées par la glace où la terre était jonchée de débris laissés au front des glaciers lors de leur retrait. On a retrouvé les mêmes débris dans les lacs ou la mer. Les traits glaciaires et postglaciaires très complexes, et les dépôts demeurés en place de nos jours, permettent de retracer le cheminement emprunté par les fronts glaciaires, lors de leur recul, et d'interpréter les événements de déglaciation et postglaciaires.

### Complexe glaciaire des Appalaches

Le complexe glaciaire des Appalaches englobe la majeure partie, sinon l'ensemble, de la région des Appalaches au Canada et comprend: l'île de Terre-Neuve, les provinces Maritimes, et les monts Appalaches dans le sud-est du Québec. On sait peu au sujet de la progression des glaciers de cette région, au cours de la période antérieure à l'avancée maximale des glaciers du Wisconsin. Cette province physiographique est en grande partie une région de hautes-terres, sujette à d'abondantes chutes de neige qui, en raison des conditions climatiques durant le Wisconsin, ont pu former au début de la glaciation un certain nombre de calottes glaciaires. Sous l'influence des vents humides et dominants de l'intérieur du continent en direction nord-est, et sous celle des masses d'eau environnantes, ces calottes glaciaires se sont étalées radialement par accretion différentielle, à tendance vers le sud-ouest. On a relevé un bon nombre de stries et de canelures glaciaires et plusieurs régions de dispersion de roches, toutes orientées à angle droit, à la direction généralement considérée comme la tendance de la direction de l'écoulement des glaces durant la phase maximale du Wisconsin et au cours de la dernière régression. Il est possible que la région des Appalaches ait été, dans sa majeure partie, recouverte de glaces, avant la confluence avec les glaces du secteur du Labrador, le long du Saint-Laurent et du détroit de Belle-Isle. On considère donc comme admis que les premiers mouvements des glaces étaient des phénomènes locaux, non reliés à la phase de croissance des glaces du secteur de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide. Il est probable que le complexe glaciaire des Appalaches était composé de deux parties principales dont l'une recouvrait Terre-Neuve et l'autre, les provinces Maritimes. Toutes deux convergeaient vers le secteur de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide pendant une durée indéterminée au cours du Wisconsin; il y eut confluence, le long du lit du Saint-Laurent, tout en passant par le détroit de Cabot, mais cette confluence a été de courte durée au cours de l'avancée maximale des glaciers du Wisconsin.

Le tracé de la déglaciation, tel qu'indiqué par les caractéristiques de tous genres dues au mouvement des glaces dans cette région (carte 1253A), apporte peu de preuves à l'appui de la théorie du retrait général du front des glaces vers le Québec et le Labrador. Il est évident que

<sup>1</sup> La dénomination «complexe glaciaire» englobe indifféremment, nappe glaciaire, calotte glaciaire, glacier de piémont et glacier de vallée.



le milieu maritime a exercé sa propre influence. En Nouvelle-Écosse seulement, une orientation régionale vers le sud-est est évidente, ce qui suggère des mouvements glaciaires à partir d'un centre au Labrador, ou leur retrait vers ce centre, mais cette direction pourrait tout aussi bien indiquer un centre d'écoulement à partir du Nouveau-Brunswick ou du Maine. Malgré le fait que des blocs erratiques du Labrador aient été signalés sur les hautes-terres de la Gaspésie, la preuve reste à faire d'une vaste transgression des glaces du Labrador au Wisconsin sur les hautes-terres de la Gaspésie et des plateaux du Nouveau-Brunswick.

### *Terre-Neuve*

**Événements glaciaires.** Henderson (1960) n'a découvert aucune évidence sur la presqu'île Avalon d'un envahissement général de la presqu'île par des glaces venant de l'ouest; il en déduit que la presqu'île avait sa propre calotte glaciaire, à partir de laquelle des glaciers avançaient vers le nord et vers le sud par les chenaux occupés présentement par les baies de la Trinité, de la Conception, Ste-Marie et de Plaisance, jusqu'aux Grands bancs. Du côté est de la baie de la Trinité, quelques blocs erratiques originaires de la partie principale de l'île se trouvent à une altitude entre 20 et 25 pieds, et sont très proches de la limite maximale de la transgression marine, ce qui fait supposer que la nappe de glace de la partie principale de l'île était active après un recul considérable de la calotte glaciaire d'Avalon et de la submersion marine des grèves actuelles de la presqu'île Avalon.

Henderson croit que le dernier glacier actif de la presqu'île Avalon était dans la baie Ste-Marie et entraînait des débris vers la partie centrale de la presqu'île au fur et à mesure qu'il s'étalait en éventail en direction des baies de la Trinité et de la Conception; l'écoulement libre en direction sud, le long de la baie Ste-Marie, était entravé par un seuil bloquant l'entrée de la baie. L'assemblage des photos aériennes permet de déceler la présence de stries transversales dans les dépôts morainiques du centre de la presqu'île Avalon. Ces tracés ne sont cependant pas invariablement convexes par rapport à la direction de l'écoulement des glaces. Henderson croit que le glacier s'amenuisait dans la baie Ste-Marie, alors que son front régressait sur tous ses côtés en même temps.

MacClintock et Twenhofel (1940, p. 1731) en sont venus à la conclusion que toute l'île était recouverte de glaces, au cours du Wisconsin, et que «...les glaces formaient une seule calotte en mouvement dans toutes les directions vers la périphérie à partir du plateau Long Range, du plateau Central et de la presqu'île Avalon, jusqu'au-delà des rives actuelles de l'île». Leurs études ne font aucune allusion aux événements antérieurs au Wisconsin, comme Coleman l'avait soutenu précédemment, mais elles servent plutôt à établir une chronologie d'ensemble du Wisconsin, chronologie fondée sur les observations effectuées dans la région de la baie St-Georges du sud-

ouest de Terre-Neuve. Le drift le plus ancien, le «stade de la rivière St-Georges», renferme du till, du gravier formé au contact de la glace et du silt marin sus-jacent, le tout présentant une topographie qui suggère l'existence de blocs de glace entourés ou recouverts par des dépôts marins. À la suite d'un important recul du front des glaces des littoraux, se sont formés des deltas, le «stade de la baie St-Georges», qui renferment des fossiles marins semblables à ceux d'aujourd'hui. Une nouvelle transgression glaciaire a recouvert les deltas, déposé une couche supérieure de till et a formé une moraine frontale près des côtes; ces dépôts comprennent le «drift de Robinsons Head». Puis, eut lieu une importante régression des glaces vers les régions du plateau central, mais un arrêt dans leur recul a entraîné la formation de moraine dans les vallées: c'est le stade de la moraine de «Kittys Brook». Une régression ultérieure a fait émerger les saillants du plateau que les glaces en retrait ont érodés en pentes abruptes. À une phase plus récente, les glaces ne subsistaient que sous forme de glaciers de vallées sur les flancs abrupts des plateaux. Certains glaciers ont déposé de petites moraines et ont formé des cirques dont certains contiennent de la neige et de la glace éternelles. Les travaux de K. Widmer dans la région de la baie de l'Hermitage, sur la côte sud de Terre-Neuve, démontrent une relation étroite de même nature entre les glaces «récentes» et la transgression marine.

La partie principale de l'île a subi une vaste transgression glaciaire en direction des côtes (Jenness, 1960). Des fjords sont particulièrement très découpés le long du littoral sud et nord-est. Il existe aussi de grandes superficies de terrain strié, de terrain semé de collines elliptiques et de moraine ridée (pl. XII-7). Les linéations, les stries glaciaires, les cannelures et les traînées de blocs erratiques sont l'indice d'un cheminement des glaces très complexe, à écoulement erratique et aux centres se déplaçant sans cesse au cours de la fonte de la calotte glaciaire de l'île. Il semble que les dernières calottes glaciaires actives couronnaient les plateaux de Terre-Neuve.

La théorie du recouvrement d'une grande partie de Terre-Neuve par les glaces du secteur de Labrador au cours de l'avancée maximale du Wisconsin, comme l'a suggéré Flint (1940), par suite du soulèvement progressif des anciennes lignes côtières en direction nord le long de la côte ouest, reste discutable. L'auteur croit que Terre-Neuve avait sa propre calotte glaciaire active au cours du Wisconsin classique, et ce, malgré la jonction avec les glaces du secteur de Labrador dans le golfe Saint-Laurent, au cours de la majeure partie de ladite période. MacClintock et Twenhofel (1940) entrevoyaient la possibilité d'un chevauchement des glaces du Labrador, mais il n'existe aucune preuve tangible à l'appui de cette théorie, et ils en sont venus à la conclusion que le problème demeurera tant que le transport des blocs des moraines n'aura pas été étudié en fonction de la géologie régionale, sur le continent et dans l'île. Cependant, Cooper (1937) mentionne la présence de blocs erratiques du con-



tinent sur les plus hautes terres de l'extrémité septentrionale de la grande péninsule du nord de la province, associés à des stries glaciaires orientées vers le sud-est. A cause de la proximité du secteur de Labrador, on peut s'attendre à un tel mouvement des glaces. Les photographies aériennes permettent de déceler la présence de moraines De Geer le long du détroit de Belle-Isle; ces moraines indiquent un cheminement récent en direction sud ou est, le long du détroit, vers le golfe Saint-Laurent; ce cheminement est probablement dû à la jonction des glaces de Terre-Neuve et de celles du secteur de Labrador. Avec la transgression marine vers le nord-est, le long du chenal profond entre Québec et Terre-Neuve, vers le détroit peu profond de Belle-Isle, les glaces de Terre-Neuve se seraient séparées des glaces du secteur de Labrador. A ce stade de déglaciation, il y a environ 12,000 ans, le plateau Mecatina, au nord-ouest du détroit de Belle-Isle, faisait effectivement dévier les glaces du secteur de Labrador vers le nord-est, dans une direction opposée au détroit de Belle-Isle.

Dans la partie septentrionale de Terre-Neuve, des variations dans la direction des moraines De Geer indiquent un centre éphémère d'écoulement actif, situé dans la région où antérieurement les glaces de Terre-Neuve

étaient en contact avec celles du secteur de Labrador, à l'extrémité nord de la péninsule. L'écoulement glaciaire récent à partir des plateaux de Terre-Neuve a changé son orientation du sud-ouest au nord-ouest, au fur et à mesure du déplacement du centre d'écoulement vers les monts Long Range, et a entraîné la formation d'une série de moraines terminales lobées dans la région de l'étang Ten Mile.

Les observations de l'auteur, dans la région côtière du centre-ouest, viennent étayer la théorie d'une calotte glaciaire active à Terre-Neuve vers la fin du Wisconsin. Un écoulement glaciaire très important à partir de l'intérieur vers la côte ouest s'avancait le long des principales vallées parallèles aux structures de la roche en place et à travers un terrain raboteux.

*Événements marins.* L'interprétation des données de la transgression marine maximale se complique du fait que les glaces «récentes» ont détruit les marques littorales les plus élevées de certaines régions, telles que celles des côtes du sud-ouest de Terre-Neuve, et probablement aussi celles du nord-est. Ce phénomène signifie que le soulèvement postglaciaire, tant local que régional, se retrouve dans la configuration indiquée par la submersion marine.

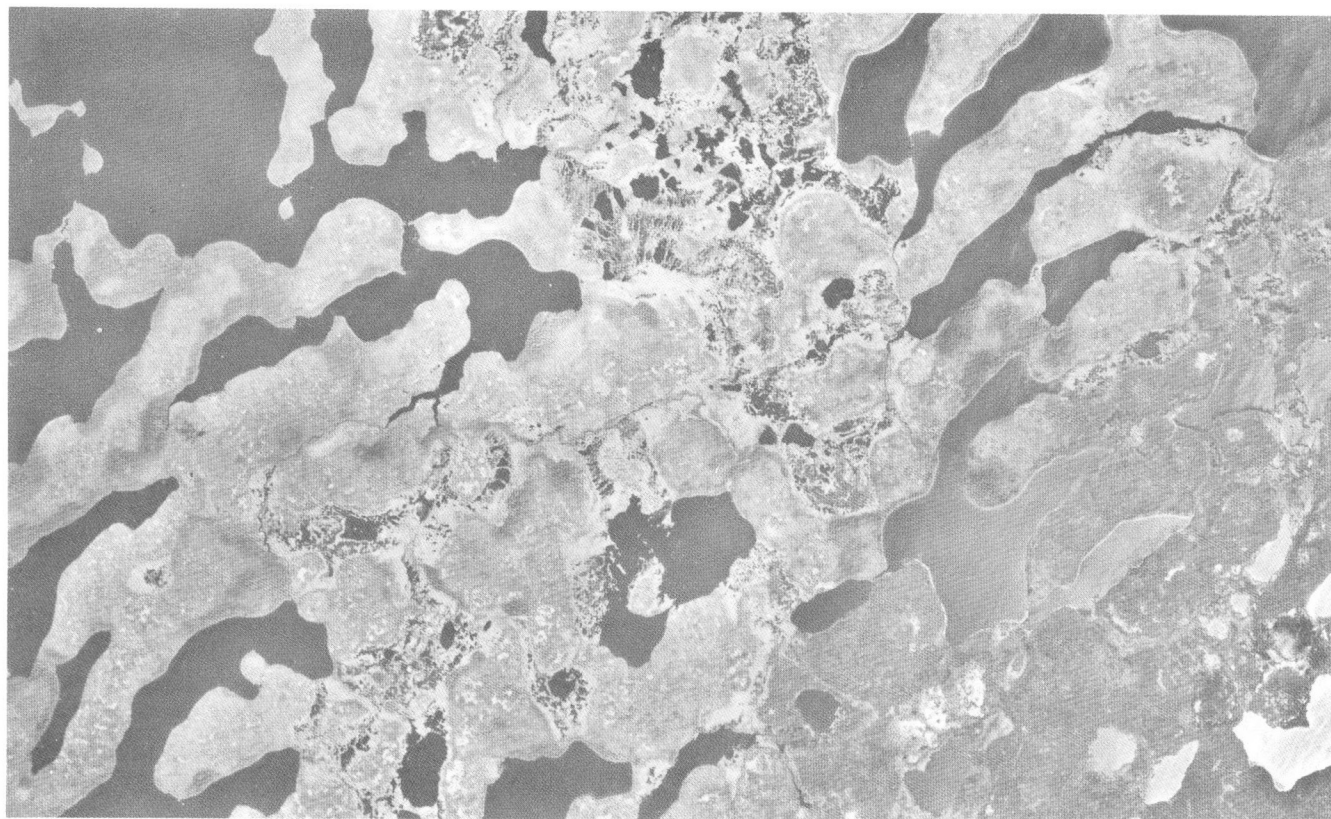


PLANCHE XII-7. Moraine moutonnée près de l'étang Meca, dans l'est de Terre-Neuve. Photographie aérienne verticale. La moraine ne présente pas de signes d'écoulement des glaces. Échelle de 1,320 pieds au pouce.

Sur la presqu'île Avalon, Henderson (1960) n'a découvert des indices d'une transgression marine, de la fin de la période glaciaire, que le long de la côte est de la baie de la Trinité et sur l'isthme d'Avalon. Il est possible que l'isobase de zéro ou ligne reliant les points de soulèvement zéro soit orientée vers le nord-est, le long de la rive est de la baie de Plaisance, qu'elle traverse l'isthme, à la hauteur de Norman's Cove, pour entrer vers l'intérieur de l'île en longeant la côte est de la baie de la Trinité. Henderson s'est aperçu que l'élévation des caractéristiques marines soulevées augmentait en direction nord-ouest, le long de l'isthme, et aussi en direction nord, le long de la rive est de l'île proprement dite, et ceci jusqu'à la baie Bonavista et au-delà. L'isobase de 100 pieds longe la rive sud-est de la péninsule Burin et l'axe de la baie Bonavista. Il reste que les données pour les isobases peuvent être caractéristiques d'une période initiale de transgression marine, vaste-ment concentrique le long de la côte est de Terre-Neuve.

La position la plus élevée des caractéristiques de plage diminue en élévation en direction ouest, le long de la côte sud de l'île. K. Widmer a observé des plates-formes littorales d'abrasion, à une élévation de 100 à 110 pieds, sur les îles situées à l'embouchure de la baie de Fortune et à divers endroits avoisinants sur l'île. La limite de la transgression maximale marine se situe à une élévation d'environ 70 pieds au fond de la baie de Fortune et à 30 pieds près de Burgeo. Entre Burgeo et Port-aux-Basques, il n'y a pas d'anciennes plages. Dans le même ordre d'idées, il existe des traces d'avancées récentes de glaciers vers la mer, le long du côté sud-est de la baie St-Georges, sur la côte ouest de Terre-Neuve. Il est possible que ces avancées de glaciers aient détruit les traces d'anciens rivages (Flint, 1940; MacClintock et Twenhofel, 1940). Flint a cependant démontré que le niveau maximal de la transgression marine, croît de zéro, à l'extrémité sud-ouest de Terre-Neuve, à 100 pieds, dans le fond de la baie St-Georges, et à 200 pieds dans Bonne-Baie, et qu'il est caractérisé par des isobases orientées vers le N70°E. Plus récemment, au cours d'une pause dans le soulèvement, la mer a taillé des plates-formes dans la roche en place, le long de la côte occidentale et sur la côte septentrionale de l'île; on leur a donné le nom de «surface de la baie des Îles». Les isobases sur cette surface sont orientées vers le N80°E, l'isobase zéro se situant le long du rivage nord de la baie St-Georges, celle de 100 pieds traversant Bonne-Baie et celle de 250 pieds traversant la baie aux Lièvres. L'étude des photographies aériennes de cette région révèle une autre importante plate-forme, près du niveau de la mer. Il s'agit selon toute probabilité de la plate-forme à 30 pieds relevée par Cooper (1937) comme étant une plate-forme taillée par les vagues.

Sur la côte nord, les traits soulevés de la transgression marine accusent deux ou trois périodes stationnaires, dont deux peuvent correspondre à celles relevées sur la côte ouest. La troisième représente probablement la période initiale de la transgression marine relevée le long des côtes orientales de l'île. Des coquillages marins de la baie Verte,

considérée d'un ancien niveau de mer situé à 180 pieds d'altitude, ont donné 11,520 à 11,950 ans avant le présent (CGC-55, 75, 87). L'évidence de l'action de la mer et des dépôts marins au-delà du niveau de 200 pieds, et peut-être même au-delà de 250, révèle que la déglaciation, sur la côte nord de l'île, a débuté bien avant les derniers 12,000 ans. Les dates au radiocarbone de certains coquillages de la côte ouest de Terre-Neuve indiquent que la mer a envahi la baie St-Georges avant les derniers 13,420±190 ans (CGC-598), et la baie des Îles avant 12,600±170 ans (CGC-868) avant le présent.

### *Île du Cap-Breton, Nouvelle-Écosse*

On présumait que la nappe glaciaire Laurentide avait envahi le golfe Saint-Laurent et transgressé le Cap-Breton en direction sud-est (J. W. Goldthwait, 1924). Il est certain que les glaciers ont avancé vers le sud-est, traversé le détroit de Cabot, érodé l'île Saint-Paul et l'extrémité septentrionale de l'île du Cap-Breton, et ont envahi le détroit de Canso, mais ailleurs la direction du mouvement régional des glaces est difficile à déterminer du fait qu'elles ont laissé peu de traces. L'auteur croit que les hautes-terres de l'île du Cap-Breton n'étaient pas recouvertes par les glaciers du secteur de Labrador, mais plutôt par une calotte glaciaire locale, et que l'écoulement des glaces vers l'extérieur était peu important.

Il subsiste, cependant, des traces de l'action des glaciers dans le détroit de Northumberland, sur la côte ouest de l'île du Cap-Breton. Des vallées semblent avoir été remplies au-dessus de 200 à 250 pieds, comme s'il y avait eu barrage glaciaire; des cours d'eau ont ensuite taillé des terrasses. E. H. Muller a relevé une section de rivière, à un mille au nord de Southwest Margaree, où une couche de 8 à 10 pieds de gravier recouvre une succession d'environ 20 pieds d'argiles lacustres rouges, 10 pieds de gravier rougeâtre et 5 pieds de till bleu cohérent. Le glacier qui a sans doute formé barrage et donné naissance aux lacs dans les vallées le long de la côte ouest de l'île du Cap-Breton, était celui du détroit de Northumberland. Il reste possible que ce glacier ait résulté des glaces convergentes venant du sud et de l'ouest des plateaux de la Nouvelle-Écosse et du Nouveau-Brunswick.

Goldthwait (1924) a relevé des stries orientées nord-est dans la partie est de l'île du Cap-Breton. Il réfute ainsi une ancienne hypothèse selon laquelle les glaciers provenaient de Terre-Neuve. Il a relevé des traits attribuables aux mouvements des glaces et des traînées de drift d'évidence du mouvement des glaces vers le nord-est et le nord, mais il n'a pu se prononcer sur leur lieu d'origine. Les stries de la côte est, à orientation plus prononcée vers le nord, impliquent un écoulement des glaces à partir du plateau continental, vers l'île actuelle et, Goldthwait croit devoir situer un lieu d'origine possible au sud du détroit de Canso. En l'absence de renseignements d'un tel centre

glaciaire, et certain de l'existence de stries orientées vers l'est et l'est-nord-est, le long du détroit de Northumberland, il semble être en faveur d'un écoulement des glaces à partir du Nouveau-Brunswick, et à une extension radiale probable au fur et à mesure de l'émergence de la glace du détroit de Canso et de la baie Chédabucto. Ce phénomène a précédé la formation du lobe glaciaire de la baie des Acadiens, qu'il considère comme constituant la glaciation principale du Wisconsin. H. L. Cameron a cependant signalé des stries orientées sud-sud-ouest, à l'est du lac Bras-d'Or, et un système de moraines terminales attribué à cette glaciation. Certains indices d'un ancien mouvement glaciaire, vers le sud-ouest, peuvent également être relevés sur les photographies aériennes (carte 1253A). Les traces de ce mouvement glaciaire à direction anormale vers le sud-ouest, dans la partie orientale de l'île du Cap-Breton, semblent se trouver sur une vaste étendue morainique. D. R. Grant (CGC) considère que cette direction est celle suivie par un mouvement glaciaire plus récent qui a réorienté le drift et a marqué de stries légères la roche en place. Sur le côté sud-est de nombre d'affleurements littoraux, il a décelé les marques d'un affouillement intense des glaciers cheminant vers le nord-est. Les stries glaciaires, les cannelures et les roches moutonnées qui semblent être anciennes, et la topographie en auge de la baie de Chédabucto, indiquent une descente des glaces canalisée entre les bords de l'auge, avec des évaselements ou des lobes en direction nord, le long de la partie est de l'île du Cap-Breton. Les récents mouvements glaciaires semblent être orientés sud-est, à travers le détroit de Canso, vers le nord-est, le long du bassin du lac Bras-d'Or, et, en direction sud et sud-est, vers la mer à partir de ce bassin. Ni l'orientation du mouvement des glaces, dans l'est de l'île du Cap-Breton, ni le lieu indiqué de leur provenance, ni l'ordre apparent des événements glaciaires, ne concordent avec la théorie que la nappe glaciaire du Labrador recouvrait l'île et s'étendait sur le plateau continental.

Les renseignements sur la transgression marine dans l'île du Cap-Breton demeurent limités. À une élévation d'environ 200 à 250 pieds se prolonge le long des côtes est et ouest de l'île une forme topographique proéminente presque horizontale. H. L. Cameron a mentionné une transgression marine restreinte dans la baie Aspy, dans la partie septentrionale, et le long de la côte sud-est de l'île du Cap-Breton, mais également des lacs proglaciaires dans plusieurs vallées comblées, jusqu'à environ 250 pieds. Par suite de la semi-correspondance dans les différents niveaux, certaines des formes côtières soulevées pourraient être des phénomènes qui se sont formés au contact des glaces, ou bien être des vallées comblées et des terrasses côtières réduites à un même niveau marin, probablement au pré-Wisconsin. L'auteur de ce chapitre n'a découvert aucune trace de transgression marine dans l'île du Cap-Breton.

## *Intérieur de la Nouvelle-Écosse*

**Événements glaciaires.** Les formes ou traits résultant du mouvement des glaces au sud des monts Cobequid en Nouvelle-Écosse sont très réguliers; lors de la transgression maximale du Wisconsin, l'avancée des glaces dans cette région était transversale en direction sud-est. La direction du mouvement des glaces est marquée en plusieurs endroits par des drumlins de till à texture fine. Dans les régions reposant sur du granite ou du quartzite, le till est clair et de silteux à sableux. Une région le long de la rivière La Hève renferme du till gris olivâtre dérivé de l'ardoise locale. Ailleurs au nord-est, les drumlins sont formés d'un till anormalement rouge sus-jacent à d'autres tills dérivés de matériaux locaux. Grant croit que ce till proviendrait de sédiments du Pléistocène érodés de la baie de Fundy, du bassin des Mines et du détroit de Northumberland. L. H. King de l'Institut océanographique de Bedford a découvert des moraines submergées le long du littoral, restes probables de l'avancée maximale du Wisconsin ou d'une phase de recul plus récente.

À mesure de la régression des glaciers du Wisconsin, le front des glaces le long de la côte de l'Atlantique retraits à l'intérieur vers le nord-ouest. L'absence de transgression marine le long de cette côte indique une nappe de glace relativement mince près de son point terminal. Au cours de la déglaciation, la mer a envahi la baie de Fundy et a donné une configuration concentrique aux glaces en retrait vers les plateaux de la Nouvelle-Écosse. Ces régions hautes étaient des centres actifs d'écoulement des glaces durant la dernière phase des glaciers. Dans certaines régions, les drumlins ont été réorientés et les eskers semblent avoir une orientation différente de celle des formes dues aux mouvements d'anciens glaciers. Les dernières glaces dans la région centrale des bas-plateaux sont restées en mouvement ou remises en mouvement, et ont charrié vers le nord du drift granitique à travers la vallée Cornwallis-Annapolis, et l'ont déposé sur les roches noires (trap) du Trias du mont Nord, et le long des rivages de la baie de Fundy (MacNeill, 1953; Hickox, 1962). Il n'est pas surprenant que la région centrale des hautes-terres de la Nouvelle-Écosse ait conservé une calotte glaciaire vers la fin de la déglaciation, du fait de sa situation maritime et qu'actuellement ce soit une région à fortes précipitations de neige. L'âge précis de cette calotte de glace reste inconnu et l'on ne possède aucune date des matériaux, mais il est connu qu'antérieurement à  $13,325 \pm 500$  ans (I-CGC-7), la mer a envahi le côté ouest de la baie de Fundy.

Les formes ou traits résultant du mouvement des glaces, dans la partie septentrionale de la Nouvelle-Écosse, sont irréguliers. Les monts Cobequid et les hautes-terres d'Antigonish semblent avoir freiné le mouvement général vers le sud-est, si typique dans les régions méridionales et orientales. De ces hautes-terres, les glaciers transgressaient

vers le nord en direction du détroit de Northumberland. Des tries glaciaires et des traînées de blocs erratiques indiquent un mouvement nord dans les environs de Pictou et de New Glasgow. Par endroits au nord de ces monts, des roches ignées du type Cobequid se trouvent enfouies dans les tills sablonneux et rougeâtres des basses-terres, précisément près de Pictou et dans l'île de Pictou. Goldthwait (1924) croit que ces roches ont été arrachées du flanc nord des monts Cobequid et charriées par les glaciers du Nouveau-Brunswick en mouvement vers l'est, au front de l'incursion du lobe glaciaire acadien des régions septentrionales. D'autres prétendent que la dernière transgression glaciaire des basses-terres venait du Nouveau-Brunswick plutôt que du nord. La présence de roches ignées de type Cobequid dans le till rouge des basses-terres carbonifères suppose un transport vers le nord. Il s'agit peut-être d'alluvions de cours d'eau déposées antérieurement au till rouge, mais il est plus probable qu'il s'agisse, en fait, d'un mouvement plus récent des glaciers vers le nord, car la théorie du transport par cours d'eau ne concorde pas avec le présent relief. La présence d'eskers et d'alluvions fluvio-glaciaires dénote l'existence de glaciers actifs récents dans la partie est des monts Cobequid et des hautes-terres d'Antigonish. Ces dépôts, comme ceux le long de la rivière John, dans les régions de Scotsburn et de Maryvale, ont des lits à pendage nord. Dans la région de la rivière Barney, à l'extrémité est de l'île Merigomish, les mêmes alluvions se trouvent au niveau actuel de la mer ou sous ce niveau. Ailleurs le long de la côte, dans la région de Malignant Cove, on retrouve des terrasses de kames, à lits entrecroisés à pendage nord-est, à des altitudes jusqu'à 100 pieds. Ces kames se sont formés au moment où les glaciers récents précités recouvraient le détroit de Northumberland.

L'extrémité ouest des monts Cobequid ne semble pas avoir supporté une calotte glaciaire récente. Dans cette région, la régression glaciaire était en direction nord, et l'écoulement de l'eau de fonte s'effectuait par le flanc ouest des monts Cobequid où se sont formées de longues traînées d'alluvions de vallée d'origine fluvio-glaciaire et des deltas semés de cuvettes lacustres dans le bassin des Mines. Les petites crêtes morainiques de forme allongée, dans le centre-nord des monts Cobequid, sont probablement des moraines terminales. L'orientation nord-est de la moraine Joggins (Wickenden, 1941), au sud et à l'est d'Amherst, est généralement considérée indiquer un recul des glaces vers le nord-ouest. Cependant, au nord-ouest et au sud-est de cette moraine, les cannelures et les stries glaciaires ont une orientation sud-sud-ouest, et le mouvement des glaces était sans aucun doute, à direction sud. La direction de ce mouvement est donc inverse à la direction plus à l'est, et il est vraisemblable qu'il soit antérieur, lors de la formation d'une anse dans la baie de Fundy.

*Événements marins.* Les variations postglaciaires du niveau de la mer en Nouvelle-Écosse sont complexes. La

baie de Fundy est la seule région où existent des indices d'émersion antérieure, mais l'ensemble de la province est soumis actuellement au phénomène de submersion. Dans la région sud-ouest de la Nouvelle-Écosse, les isobases du soulèvement différentiel ont une orientation nord-est, plus ou moins parallèle au rivage de la baie de Fundy, l'isobase de zéro passe par Yarmouth; à Digby, le soulèvement est de 120 pieds, alors qu'au sud-ouest de Digby, dans Long Island, il atteint 150 pieds. L'orientation de l'isobase a brusquement changé dans le bassin des Mines. Il s'agit peut-être d'une modification dans l'envergure et l'intensité du soulèvement, due à l'ouverture prématurée de la baie de Fundy comme lieu de fonte dans le front des glaces, peut-être aussi à la présence de glaces récentes au nord du bassin des Mines, et à l'influence structurale de la faille de Cobequid. Pour ces raisons, la projection des données de l'isobase de la baie de Fundy, au nord du bassin des Mines, est probablement sans valeur. Borns et Swift (1966) signalent des alluvions fluvio-glaciaires sus-jacentes aux dépôts deltaïques glacio-marins; leur surface supérieure descend d'environ 140 pieds, à Advocate Harbour, à 60 pieds aux environs de Truro, alors que la surface de la couche deltaïque sous-jacente descend d'une hauteur de 130 pieds (110 pieds au-dessus du niveau de la mer à marée haute) dans l'ouest pour atteindre le niveau moyen de la marée haute à Five Islands, à peu près à mi-chemin entre ces deux endroits. L'auteur croit, cependant, que la couche supérieure est fondamentalement glacio-marine, et que la surface marine résiduelle descend d'une altitude de 120 pieds, à l'ouest de Parrsboro, à 20 pieds, à l'extrémité est de la baie de Cobequid. Il est d'avis que des glaces plus «récentes» ont formé barrage à la transgression marine des basses-terres de Truro et à la formation de lignes de rivage à des niveaux plus élevés, dans la région d'Advocate Harbour. De nos jours, le marnage est de l'ordre de 40 à 55 pieds dans le bassin des Mines, mais il était sans doute différent dans le passé; pour cette raison, les démarcations marines indiquées ici se rapportent à la marée haute.

Il n'existe aucune trace de transgression marine le long de la majeure partie de la côte du détroit de Northumberland. Une plate-forme d'abrasion sur la côte orientée vers le nord-est, à l'est d'Arisaig, dénote qu'antérieurement, le niveau marin était de 5 à 10 pieds au-dessus du niveau actuel. Des niveaux similaires ont été relevés le long de cette côte et le long du littoral de la baie St-Georges. Ces états de niveau seraient du pré-Wisconsin. À l'extrême nord-ouest de la province, cependant, l'isobase zéro du soulèvement postglaciaire passerait par Norport, avec une élévation maximale du niveau marin vers l'ouest de 50 pieds à la frontière de la Nouvelle-Écosse. Les données ne sont toutefois pas concluantes.

### *Île-du-Prince-Édouard*

Les évidences de glaciation dans la partie ouest de l'Île-du-Prince-Édouard ont été reconnues depuis longtemps (Chalmers, 1895) par d'abondants fragments de



roches ignées et autres roches dans le drift. Ces fragments dérivent de sources à l'ouest et au nord-ouest de l'île, vu que les roches en place sont des grès et schistes rouges surtout du Permien. L'absence générale de fragments de roches étrangères à l'île, dans le drift des régions centrale et orientale de l'île, a incité les premiers chercheurs à considérer le drift de ces régions comme un régolithe, mais sans aucun doute le till glaciaire est présent dans toutes les régions de l'île (Prest, 1962; Frankel, 1966). On est arrivé à la conclusion que la dernière transgression sur l'île venait du nord et était le lobe de la baie des Acadiens de Goldthwait (1924). La répartition des blocs erratiques le long du rivage septentrional supporte, en quelque sorte, cette théorie, mais les stries orientées sud manquent en général, alors que celles orientées vers l'est longent la côte ou se trouvent à proximité. On a relevé, dans les parties centrales de la côte méridionale, un certain nombre de stries glaciaires orientées nord-sud, mais il reste à déterminer la direction du mouvement des glaces. Dans un cas comme dans l'autre, ces stries sont antérieures au mouvement du dernier glacier important le long du détroit de Northumberland. L'orientation générale vers le sud-est des traits résultant du mouvement des glaces, sur la presque totalité de l'île, et la présence d'abondants fragments de roches étrangères, à l'extrémité ouest de l'île, suggèrent une transgression glaciaire originaire du Nouveau-Brunswick. L'île a connu toutefois une période indéterminée de déglaciation, au cours de laquelle les fronts de glaces ont formé d'importants lobes. La présence de petites bosses rocheuses avec traînée de débris à l'aval, sur la côte sud de l'île à l'ouest de Borden, a permis de conclure à un mouvement récent des glaces vers l'ouest, le long du détroit de Northumberland. Il reste cependant que de nombreuses stries glaciaires, le long de la côte méridionale, entre Borden et la baie Hillsborough, sont orientées vers l'intérieur des terres, ou vers le large, plutôt que parallèlement à la côte. On a relevé des orientations similaires dans l'intérieur de l'île sur le versant sud-ouest des hautes-terres de la région centrale de l'île. Cet état tend à indiquer un mouvement récent des glaces vers le sud-ouest à partir de l'intérieur, vers les détroits, et qui a obliqué vers l'ouest au-delà de Borden. La partie est et la partie nord de la région centrale de l'île renferment en outre d'importants dépôts fluvio-glaciaires et un réseau d'eskers reliés entre eux, alors qu'ailleurs ces traits sont peu courants. Ces observations semblent indiquer que les dernières glaces occupaient les parties centrale et orientale de l'Île-du-Prince-Édouard.

La transgression marine, dans la partie occidentale de l'Île-du-Prince-Édouard, atteint un maximum de 75 à 80 pieds le long de la côte ouest. La limite marine dans la partie nord-ouest de la baie Malpèque atteint environ 30 pieds et 10 pieds dans l'angle sud-est. L'isobase de zéro semble être près de Borden, et se trouve probablement orientée vers le sud, à travers le détroit de Northumberland, en direction de Cap-Tourmentin (N.-B.). Aucune trace de transgression marine n'apparaît dans les régions centrale

et orientale de l'Île-du-Prince-Édouard. L'âge des coquillages de la partie nord-ouest de l'Île-du-Prince-Édouard, que l'on croit être caractéristiques d'un niveau de mer stabilisé à 50 pieds au-dessus du niveau actuel, a été établi à  $12,410 \pm 170$  ans, et à  $12,670 \pm 340$  ans (CGC-101, 160).

### *Îles de la Madeleine, Québec*

Les îles de la partie centrale du golfe Saint-Laurent sont généralement considérées comme situées sur le passage de la nappe glaciaire Laurentide en direction sud ou sud-est vers l'Atlantique. Il n'existe cependant aucune trace de glaciation du Wisconsin, au-dessus de la limite de la transgression marine postglaciaire, et, à un niveau plus bas, repose seulement un matériau déposé sous l'eau, semblable à du till.

Dans la région du port de Havre-Aubert, Goldthwait (1915) a observé un dépôt sableux, épais de 15 pieds, similaire à du till glaciaire. Ce dépôt ne renferme que des restes de roches d'origine locale et recouvre du grès gris profondément altéré. Constatant que certaines pierres étaient striées parallèlement à leur longueur, Goldthwait a conclu que la théorie de l'origine glaciaire avait plus de valeur que celle d'un drift marin. Coleman (1920) a constaté également l'absence totale de traits glaciaires dans l'île Havre-Aubert (Amherst), abstraction faite du drift sableux, et en conclut que la nappe glaciaire continentale, très mince à sa périphérie, flottait lorsque la mer était à un niveau plus élevé.

Alcock (1941) mentionne la présence d'argile à blocs dans les îles Havre-Aubert et de l'Entrée, de moraine de fond dans l'île du Cap-aux-Meules, d'une moraine terminale dans l'île de la Grande-Entrée et de gros blocs erratiques à des altitudes supérieures à 200 pieds, dans Grosse-Île. Il n'a pu déceler de traces de soulèvement marin; cette absence contredit l'interprétation de Chalmers sur la présence de plages et terrasses à près de 115 pieds, et de la transgression marine de Coleman à environ 200 pieds. Prest (1957) considère que la moraine terminale de l'île de la Grande-Entrée est du drift stratifié déposé au contact de la masse de glace, ou une moraine du type kame, à stratification inclinée à l'ouest, vers l'intérieur de l'île, et que les blocs erratiques en surface résultent des glaces flottantes de la transgression marine. La plupart des blocs erratiques n'appartiennent pas aux îles et dériveraient d'une source au nord. Prest a confirmé la présence de graviers marins dans l'île du Cap-aux-Meules jusqu'à une altitude de 120 pieds. Alcock pense que le «till» de l'île Havre-Aubert a été déposé lentement par des glaces flottantes. L'auteur du présent ouvrage partage cette opinion en raison de la nature des contacts entre le drift et la roche en place.

Le phénomène de la présence de roches striées d'origine locale, dans le drift marin de l'île Havre-Aubert demeure obscur, mais il est possible que ces roches aient

été arrachées par le glacier à quelque distance des côtes actuelles, transportées et déposées par les glaces flottantes à leur position actuelle. Une transgression marine ou lacustrine d'au moins 120 pieds de hauteur indique la proximité de masses de glace, fait confirmé par la présence, dans l'île de la Grande-Entrée, de drift déposé au contact de la masse de glace. Les glaciers ont de toute évidence abordé les îles par le nord, seules les glaces du plateau continental ont atteint les côtes par le sud.

### *Nouveau-Brunswick*

*Événements glaciaires.* Le relief résultant de la transgression des glaces au Nouveau-Brunswick dénote clairement un mouvement à direction sud à sud-est dans les régions occidentale et méridionale et à direction est à nord-est (et/ou sud-ouest) dans les régions orientales. Des roches granitiques du Bouclier précambrien se trouvent dans la vallée de la rivière Saint-Jean, sur les bas-plateaux des Chaleurs (Lee, 1955), et dans une moraine terminale le long du flanc nord de ces bas-plateaux. Il est donc évident que les glaces de la masse Laurentide ont atteint les bas-plateaux des Chaleurs et qu'elles ont transgressé vers l'aval dans la vallée de la rivière Saint-Jean, et probablement dans la vallée de la Matapédia, en Gaspésie, pour finir dans la baie des Chaleurs, mais ailleurs, la glaciation était relativement peu importante. Alcock (1948) a relevé les traces d'une puissante transgression glaciaire originaire de l'extrémité nord des hautes-terres du Nouveau-Brunswick, vers le nord-est, la baie des Chaleurs, et vers l'est, le golfe Saint-Laurent. Il en conclut que ces mouvements étaient antérieurs et postérieurs à l'avancée de la nappe glaciaire Laurentide au Nouveau-Brunswick. Se fondant sur la présence de stries orientées vers le sud, dans la partie septentrionale du Nouveau-Brunswick, plus particulièrement sur les stries de la région de Moncton, il supposait que la nappe glaciaire Laurentide avait recouvert les hautes-terres, mais depuis on a découvert dans la région de Moncton des stries à orientations diverses. Il est vraisemblable, si l'on en juge par le relief dû au mouvement des glaces et par une moraine terminale (carte 1253A), que les glaces ont contourné surtout les hautes-terres plutôt que de les franchir. Flint (1951) suggère que les glaces de formation des stries glaciaires orientées nord-est et est étaient d'origine locale et postérieures à la principale transgression de la nappe glaciaire Laurentide. Au sud de Bathurst, le relief dû au mouvement des glaces, visible sur les photos aériennes, amène à croire à une transgression récente, de la baie des Chaleurs vers le sud-sud-ouest, mais ce mouvement n'a pas été confirmé. Plus au sud, entre Newcastle et Moncton, la configuration et la présence d'une moraine terminale orientée d'est en ouest indiquent aussi un mouvement des glaces en direction sud, apparemment depuis la baie Miramichi. D'autre part, à peu de distance de cette configuration et près de Moncton, de petites bosses rocheuses avec traînée de débris à l'aval, observées sur du grès caillouteux, indi-

quent un mouvement des glaces vers le nord-est, parallèlement au bassin de drainage de la région.

Tant sur le continent que sur les îles, dans l'extrême coin sud-ouest du Nouveau-Brunswick, Alcock a relevé des roches moutonnées et des stries orientées entre sud-est et est, en opposition avec l'orientation générale sud-sud-est, typique de la partie occidentale de la province. Il a conclu à un mouvement des glaces à partir des régions montagneuses du Maine, probablement antérieur à la principale transgression de la nappe glaciaire Laurentide.

*Événements marins.* Chalmers (1890) a remarqué la présence de terrasses marines le long du rivage de la baie de Fundy, tant au sud-ouest qu'au nord-est de Saint-Jean. Dans la région du sud-ouest de Saint-Jean, les dépôts de terrasses étaient à une altitude maximale de 225 pieds et renfermaient des coquillages; dans la région du nord-est, les dépôts les plus élevés étaient à 125 pieds et ne contenaient pas de coquillages. Dans la vallée de la rivière Saint-Jean, à la hauteur de Fredericton, Lee (1959) a découvert des dépôts d'estuaire à 125 pieds d'altitude. Il est possible que la partie inférieure de la vallée de la rivière Saint-Jean et le côté nord de la baie de Fundy, au Nouveau-Brunswick, étaient recouverts par des glaces récentes, tandis que se formaient les hautes terrasses au sud-ouest de Saint-Jean. Les coquillages découverts dans la falaise marine, à 5 milles à l'ouest de Saint-Jean, ont donné  $13,325 \pm 500$  ans (I-CGC-7).

Le long de la côte orientale du Nouveau-Brunswick, de larges bandes de terrains bas, autrefois submergées, ne présentent actuellement que peu ou point de traces de l'action marine. Aucun intervalle stationnaire important n'apparaît, alors que la terre émergeait de la mer et, en général, les sédiments marins semblent avoir été enlevés par l'érosion ou incorporés au sol. Des étendues locales de sable marin, de gravier et de sédiments mal délavés, et la disposition de blocs erratiques charriés par les glaces flottantes, fournissent quelques preuves de l'action antérieure de la mer. La limite marine accuse des variations, de zéro à l'est de Cap-Tourmentin, à 100 pieds à Moncton. A 15 milles à l'ouest de Richibucto, elle est à 150 pieds d'altitude et à 225 pieds à Newcastle et à Bathurst. Plus à l'ouest, le long de la baie des Chaleurs, la limite marine est incertaine du fait probablement de la présence de glaces récentes à cet endroit, lors de l'avancée maximale des glaces le long de la côte est. Les lignes isobasiques du soulèvement différentiel ont une orientation nord-est le long de la côte de la baie de Fundy, nord à travers la région de Moncton, et nord-est le long de la côte orientale du Nouveau-Brunswick. Les lignes isobasiques accusent donc la forme d'un S ouvert. Les effets des glaces récentes et l'influence probable de la faille Cobequid sur la grandeur et le taux du soulèvement, de chaque côté de la baie de Fundy, ainsi que l'absence de détermination d'âge, rendent toute corrélation impossible à travers la baie. Le soulève-



ment dans la partie occidentale de l'Île-du-Prince-Édouard semble, cependant, concorder avec les données de la partie orientale du Nouveau-Brunswick.

### *La Gaspésie, Québec*

**Événements glaciaires.** La littérature sur la glaciation de la Gaspésie est volumineuse; McGerrigle (1952) en fournit un résumé succinct. La formation de cirques et de calottes glaciaires locales a précédé le recouvrement de la Gaspésie par la nappe glaciaire Laurentide. Dans les parties les plus élevées de la Gaspésie, on a trouvé des blocs erratiques du Bouclier canadien. Il n'existe, cependant, aucune preuve que les blocs erratiques ont été mis en place au cours de la dernière transgression de la nappe glaciaire Laurentide. McGerrigle fait remarquer l'éparpillement des blocs erratiques dans la partie orientale de la Gaspésie, et l'absence apparente de blocs d'anorthosite le long d'une bande d'une cinquantaine de milles de largeur, dans la région centrale de la Gaspésie. Il est remarquable que ni McGerrigle, ni Brummer (1958) n'aient signalé la présence de pierres caractéristiques du Bouclier canadien sur les hautes-terres de Béland et de la région le long du cours supérieur de la rivière York, malgré qu'elles existent dans les basses-terres plus à l'est. Il conviendrait peut-être de noter que les blocs erratiques de gneiss granitique n'ont été relevés que le long ou à proximité de la grand-route littorale et que leur mode de transport à cet endroit reste incertain. La vallée de la Matapédia constituait la voie principale du cheminement des glaces vers la baie des Chaleurs.

À l'avancée maximale des glaces de la masse Laurentide a suivi une phase de formation sur les hautes-terres d'une calotte glaciaire et, avec la régression glaciaire de la partie septentrionale de la Gaspésie, cette calotte est demeurée active, et charriait des blocs vers le nord jusqu'au Saint-Laurent (McGerrigle, 1952). À l'extrémité orientale des monts Shickshock, la présence de blocs erratiques de terres plus basses, à quelques milles au sud de ces monts, indique que la calotte glaciaire des hautes-terres a eu un certain temps un centre d'écoulement au sud des hautes-terres proprement dites. Au fur et à mesure de sa résorption, la calotte glaciaire s'est divisée en calottes de moindre importance, qui sont à l'origine de l'écoulement radial du type de ceux de la région du Tabletop et des hautes-terres de Béland et de la région le long du cours supérieur de la rivière York. La phase de glaciation locale de calottes glaciaires est finalement passée à celle de glaciers de vallées et de cirques.

**Événements marins.** L'importance de la transgression marine le long des côtes méridionale et orientale de la Gaspésie reste imprécise. Des sédiments marins se retrouvent à des altitudes de 180 pieds, du côté nord de la baie des Chaleurs, et de 224 pieds, à l'extrémité est de la Gaspésie. L'auteur a noté des dépôts de gravier à une altitude maximale de 180 pieds à proximité de la Grande Cascapédia,

mais il les a considérés comme des dépôts de délavage formés par l'action des vagues, peut-être à un niveau d'abrasion aussi bas que 120 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer. Les affleurements en pente abrupte à l'extrémité est de la Gaspésie se prêtent mal à la conservation de lignes de rivage. À Prével, une terrasse marine n'atteint que 90 pieds d'altitude. À Cap-des-Rosiers-est, la limite supérieure des sédiments côtiers est de 75 pieds. De nos jours, des traces d'une submersion des côtes subsistent au fond de la baie de Gaspé. Le long de la partie ouest de la côte nord, des sédiments marins ont été retrouvés à 300 pieds d'altitude, mais à 4 milles à l'est de Mont-Louis, l'auteur n'a trouvé aucune trace de transgression marine au-dessus de la surface d'un petit delta à une altitude de 95 pieds.

### *Monts Appalaches du Québec*

Flint (1951) a résumé une abondante littérature sur un centre d'écoulement glaciaire appalachien, antérieur ou postérieur à la nappe glaciaire continentale, à partir des hauteurs du Maine, du New Hampshire, du Vermont et du Québec. Au Québec, le problème est de déterminer si un écoulement glaciaire a existé vers le nord, depuis les monts Notre-Dame et les montagnes Vertes, en direction du Saint-Laurent. Flint conclut qu'au moins localement les glaces se sont écoulées vers le nord. Les études récentes de Gadd (1966) ne supportent pas, toutefois, la notion d'écoulement glaciaire vers le nord. Il demeure possible que le mouvement glaciaire dans la partie occidentale des monts Appalaches, au sud de la ville de Québec, ait été différent de celui de la partie orientale où il est évident qu'un écoulement glaciaire récent eut lieu vers le nord. Des stries et des bosses rocheuses avec traînée de débris à l'aval relevées par Lee (1962) indiquent un mouvement glaciaire vers le nord, dans la région de Rivière-du-Loup—Trois-Pistoles. Celles-ci se sont formées lors du développement d'un bassin de vâlage dans la vallée du Saint-Laurent, alors que les glaces recouvraient la ligne de partage des eaux dans les monts Notre-Dame.

### *Secteur de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide*

On sait peu sur le développement initial du secteur de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide, ou de la succession des transgressions glaciaires sur la région entre la côte du Labrador et le Manitoba occidental, et probablement au-delà. Il demeure probable, qu'à la suite de changements climatiques, une calotte glaciaire se soit formée sur le plateau des Lacs de la région centrale Québec-Labrador par «glaciation instantanée» (Ives, 1957), suivie d'un écoulement radial. Hare (1951) et Derbyshire (1962) croient au rôle prépondérant qu'une baie d'Hudson libre a joué dès le début dans le développement et l'expansion irrégulière de la calotte glaciaire vers l'ouest, mais Barry (1960), pour des raisons climatologiques, ne partage pas

cet avis. Les vents prédominants du sud-ouest, depuis le milieu du continent, ont sans nul doute contribué à l'expansion de la nappe glaciaire du secteur de Labrador vers le sud-ouest, en direction de l'Ontario et de la région des Grands lacs. Il devait probablement exister des centres régionaux d'accumulation de neige dans la zone périphérique de la nappe glaciaire en expansion; cela peut expliquer la formation de lobes glaciaires et les stries subséquentes qui, en plusieurs régions, divergent nettement de la direction générale de déglaciation.

Au début du Wisconsin classique, les glaciers se sont écoulés des hautes-terres Laurentiennes vers la vallée du Saint-Laurent et, après remplissage de la vallée, ont continué vers le nord-est en direction du golfe Saint-Laurent, et vers le sud-ouest, vers le bassin de l'Ontario. Gadd (1966) a relevé des stries indicatives de mouvements glaciaires vers le sud-ouest, à partir du versant nord de l'extrémité occidentale des monts Notre-Dame, au sud de la ville de Québec. Ces stries, selon lui, résulteraient de l'action des glaces sur la région. Un écoulement glaciaire important vers l'est s'est poursuivi longtemps le long du Saguenay, puis vers le nord-est, le long du Saint-Laurent, comme l'indiquent les traits d'écoulement glaciaire visibles dans la région, ainsi que par le profond chenal creusé dans le Saint-Laurent, au confluent du Saguenay et du Saint-Laurent. Ce chenal s'étend d'est en sud-est à travers le golfe Saint-Laurent, sous le détroit de Cabot, jusqu'au bord du plateau continental; il est connu sous le nom de chenal Laurentien. Les traits d'écoulement glaciaire indiquent que la ligne de partage de l'écoulement glaciaire dans la vallée du Saint-Laurent peut s'être déplacée vers l'ouest au cours du Wisconsin, à partir d'une région bien à l'est du Saguenay, à une région un peu à l'ouest de cette rivière. Gadd prétend aussi qu'au cours du Wisconsin le centre d'écoulement glaciaire sur les hautes-terres Laurentiennes s'est déplacé vers l'ouest, et qu'au cours de la phase de déglaciation, dans la vallée du Saint-Laurent, le mouvement glaciaire était sud-est à travers la vallée. Il a relevé aussi les traces d'un important mouvement glaciaire récent vers le sud-sud-est, le long et vers l'amont de la vallée de la Chaudière.

La nappe glaciaire du Wisconsin, après avoir comblé la vallée du Saint-Laurent s'est écoulée vers le sud, à travers les vallées de la partie orientale des monts Notre-Dame, et a fusionné avec le complexe glaciaire des Appalaches; puis, comme déjà mentionné, elle peut avoir recouvert les plus hautes montagnes de la Gaspésie, mais son extension vers le sud était peut-être plus limitée que généralement admis.

L'étude minéralogique des tills du sud-ouest de l'Ontario a amené Dreimanis et ses collaborateurs (1957) à conclure que les mouvements glaciaires dans les bassins des lacs Ontario et Érié provenaient primitivement du nord-nord-est, puis de l'est, le long de l'axe du bassin de ces lacs. L'inversion apparente dans l'ordre des principales directions de mouvements glaciaires, entre le bassin du lac

Érié et la région de Trois-Rivières, peut résulter de la grande distance géographique entre ces deux régions et des différentes périodes du Wisconsin considérées. Les cailloux et blocs erratiques du conglomérat de Gowganda, dans le sud-ouest de l'Ohio, indiquent un puissant mouvement à partir du bassin du lac Huron vers le sud, avant l'avancée du lobe glaciaire Érié. Également dans le nord-ouest de l'Ontario, l'auteur a trouvé des cailloux et des blocs erratiques de jaspe oolithique, provenant de la zone des monts Sutton-lac Nowashe, à l'ouest de la baie James, ou des îles Belcher, du côté oriental de la baie d'Hudson, et d'une grauwacke caractéristique dérivée du cap Jones, à l'extrême nord-est de la baie James, à environ 600 milles de leur lieu d'origine. Ces présences indiquent un mouvement glaciaire antérieur à direction sud-ouest, quelque peu divergent de la direction de déglaciation.

Les renseignements sur le recul du secteur de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide sont naturellement plus nombreux que ceux sur la transgression ou des stades de formation. La surface actuelle porte l'empreinte des derniers mouvements glaciaires, modifiée seulement en partie par des changements postglaciaires dus à l'érosion ou au dépôt de sédiments. A l'apogée du Wisconsin a succédé vraisemblablement un amincissement périphérique assez important de la nappe glaciaire, pendant la phase de retrait du front des glaces. L'étude suivante essaie de suivre les derniers changements et événements provoqués par le retrait du front des glaces des diverses parties du pays.

#### *Basses-terres du Saint-Laurent*

Dans le sud du Québec, la masse de glace active s'est rétractée vers le nord, des monts Notre-Dame vers la vallée du Saint-Laurent, mais l'écoulement le long de la vallée s'est probablement poursuivi pendant un certain temps vers l'aval et l'amont de la vallée, à partir du confluent du Saguenay et du Saint-Laurent, avant de se transformer en un courant général vers le sud à travers la vallée. Au cours de ce dernier stade, l'avancée des glaces a été limitée par le versant nord des monts Notre-Dame, et un réseau de moraines terminales s'est déposé, dont la plus basse est connue sous le nom de moraine Frontale des hautes-terres (Highland Front moraine) (Gadd, 1964, 1966). L'ensemble du mouvement représente un abaissement de la surface de la masse de glace d'environ 1,000 pieds. La moraine de Saint-Antonin (Lee, 1962) est la moraine terminale la plus à l'est du système de moraine Frontale des hautes-terres, et, près de Rivière-du-Loup, le glacier de dépôt descendait la vallée et velait dans la mer au bas de la vallée.

Plus à l'ouest, dans la partie large de la vallée du Saint-Laurent, l'eau de fusion s'est accumulée entre les hautes-terres des Appalaches, y compris les monts Adirondacks et le front glaciaire, pour former le lac glaciaire Vermont, avec décharge vers le sud, dans la vallée de l'Hudson. La moraine de Drummondville (Gadd, 1960) a

probablement été formée durant la phase de Fort Ann de ce lac. A mesure du recul du front glaciaire vers le nord, le lac s'allongeait au nord-est, le long du versant sud de la vallée du Saint-Laurent, avant de se déverser dans la mer, près de Québec. Ce dernier lac temporaire présumé représenter la phase Trenton des lacs post-Iroquois, comme E. Miryneck a pu le déterminer dans le bassin du lac Ontario, est considéré la dernière confluence des eaux des lacs Iroquois-Vermont. Selon N. R. Gadd, un lobe glaciaire recouvrait la vallée de la Chaudière et formait probablement le dernier obstacle entre ce lac glaciaire et la mer (fig. XII-16h). Le retrait du front glaciaire de la vallée de la Chaudière a permis au lac de s'étendre au niveau de la mer, pendant que celle-ci gagnait les vallées du haut Saint-Laurent et de l'Outaouais. Cette mer intérieure dans la vallée du Saint-Laurent, en amont de la ville de Québec, constitue la mer Champlain (Gadd, 1964). La nappe glaciaire du secteur de Labrador est restée active et a formé une moraine, probablement dans la mer, parallèle à la vallée aux environs de Saint-Narcisse (Karrow, 1959). On peut suivre sa forme vers l'ouest sur près de 100 milles, jusqu'aux environs de Lachute (Québec) (Parry et MacPherson, 1964). A mesure du recul du front des glaces de la vallée du Saint-Laurent, la mer Champlain atteignait son maximum vers le nord. Au nord de Trois-Rivières et de Montréal demeurent d'anciennes lignes de rivage jusqu'à 750 pieds au-dessus du niveau de la mer. Puis un soulèvement différentiel a fait régresser la mer Champlain et a formé le réseau fluvial actuel (fig. XII-16k-w).

Dans la région des Grands lacs, l'amincissement des glaces du secteur de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide et le retrait du front glaciaire le plus avancé, à quelque 150 milles au sud du lac Michigan, ont débuté il y a environ 17,000 ans; le front glaciaire se trouvait dans le bassin du lac Érié, vers 14,500 ans avant le présent. Les eaux de fonte se sont accumulées entre les bords du bassin et le front des glaces en recul et ont formé le premier des grands lacs glaciaires, le lac Maumee, avec décharge vers le sud dans le Mississippi (Hough, 1958, 1963, 1966). Par la suite, les fluctuations du front glaciaire et le soulèvement différentiel du sol, dû au retrait des charges de glace, ont formé un réseau complexe de lacs et de déversoirs dans toute la région des Grands lacs jusqu'à la vallée du haut Saint-Laurent.

L'histoire des Grands lacs, telle que relatée actuellement, résulte d'études de géologues, de géographes et autres spécialistes, bien avant le début du siècle. Les premiers travaux ont établi la notion fondamentale de lacs glaciaires et ont constitué la base de travaux ultérieurs. Les études de la dernière décennie, appuyées sur la datation au radiocarbone, ont apporté certains changements majeurs à la chronologie initiale et à la succession des événements. Les plus récents essais de corrélation entre l'évolution des divers bassins lacustres et des déversoirs ont été exécutés par Hough (1963, 1966), Wayne et Zumberge (1965) et

Chapman (1966). Deux diagrammes de corrélation sont présentés par Wayne et Zumberge pour indiquer les thèses de divers auteurs. Du côté canadien des Grands lacs, les données dont on dispose et les datations au radiocarbone des dépôts lacustres ne correspondent pas entièrement aux corrélations généralement acceptées.

L'auteur s'est efforcé ici de concilier les points de vue ou de faire ressortir les contradictions dans le processus de déglaciation, l'évolution bien connue de la région centrale des Grands lacs et du haut Saint-Laurent avec les événements du sud du Manitoba et de la région de la baie James. Il y fait état des fluctuations disparates de plusieurs grands lobes glaciaires dues à leur réaction plus ou moins différée aux changements climatiques, pour surmonter certains problèmes soulevés par la datation au radiocarbone des dépôts lacustres et marins dans des régions très distantes (fig. XII-16a-x). L'étude est basée également, en partie, sur l'orientation régionale de l'écoulement glaciaire et sur l'emplacement des moraines formées au cours de la déglaciation (carte 1253 A).

*Grands lacs glaciaires méridionaux.* Le premier des Grands lacs glaciaires, connu sous le nom de lac glaciaire Maumee (fig. XII-16a), s'est formé à l'extrémité occidentale du bassin du lac Érié. Lors du retrait du lobe glaciaire du lac Huron, il s'est étendu jusque dans le sud du bassin du lac Huron. Par suite des fluctuations du front des glaces, les eaux s'écoulaient vers deux décharges et les niveaux successifs du lac Maumee étaient à 800, 760 et 780 pieds a.n.m.<sup>1</sup>. Lors des phases de haut niveau, les eaux s'écoulaient vers le sud par la rivière Wabush, puis vers l'ouest au cours de la phase de bas niveau, via la rivière Grande, le lac glaciaire Chicago du bassin du lac Michigan, et ensuite vers le sud dans les deux cas, où elles rejoignaient le réseau fluvial du Mississippi. Un recul prononcé des glaces a entraîné l'abandon définitif du déversoir de la rivière Wabush, la réouverture et la transformation du déversoir de la rivière Grande pour former le lac glaciaire Arkona dont les lignes de rivage non déformées étaient à 710, 700 et 695 pieds a.n.m. (fig. XII-16b). Le recul constant du front glaciaire a amené la formation de lacs à basse altitude dont les dépôts ont permis de déterminer leur présence aux États-Unis et, à certains endroits, au Canada. Une avancée glaciaire importante, qui a formé le complexe morainique de Port Huron et une moraine corrélatrice transversale à la base de Long Point, dans le bassin du lac Érié, a donné naissance au lac glaciaire Whittlesey, dans la partie occidentale du bassin du lac Érié, avec une plage bien visible à 738 pieds d'altitude (fig. XII-16c). La décharge était nord-ouest par la rivière Uby, dans le bassin de la rivière Saginaw et, de là, dans le lac Chicago et le fleuve Mississippi.

<sup>1</sup> a.n.m.: au-dessus du niveau moyen de l'Atlantique. La hauteur donnée d'un lac glaciaire est la hauteur actuelle de la partie non soulevée du bassin lacustre en cause.

# LÉGENDE

Front lors du retrait des glaces (Laurentides); approximatif, supposé. . . . .

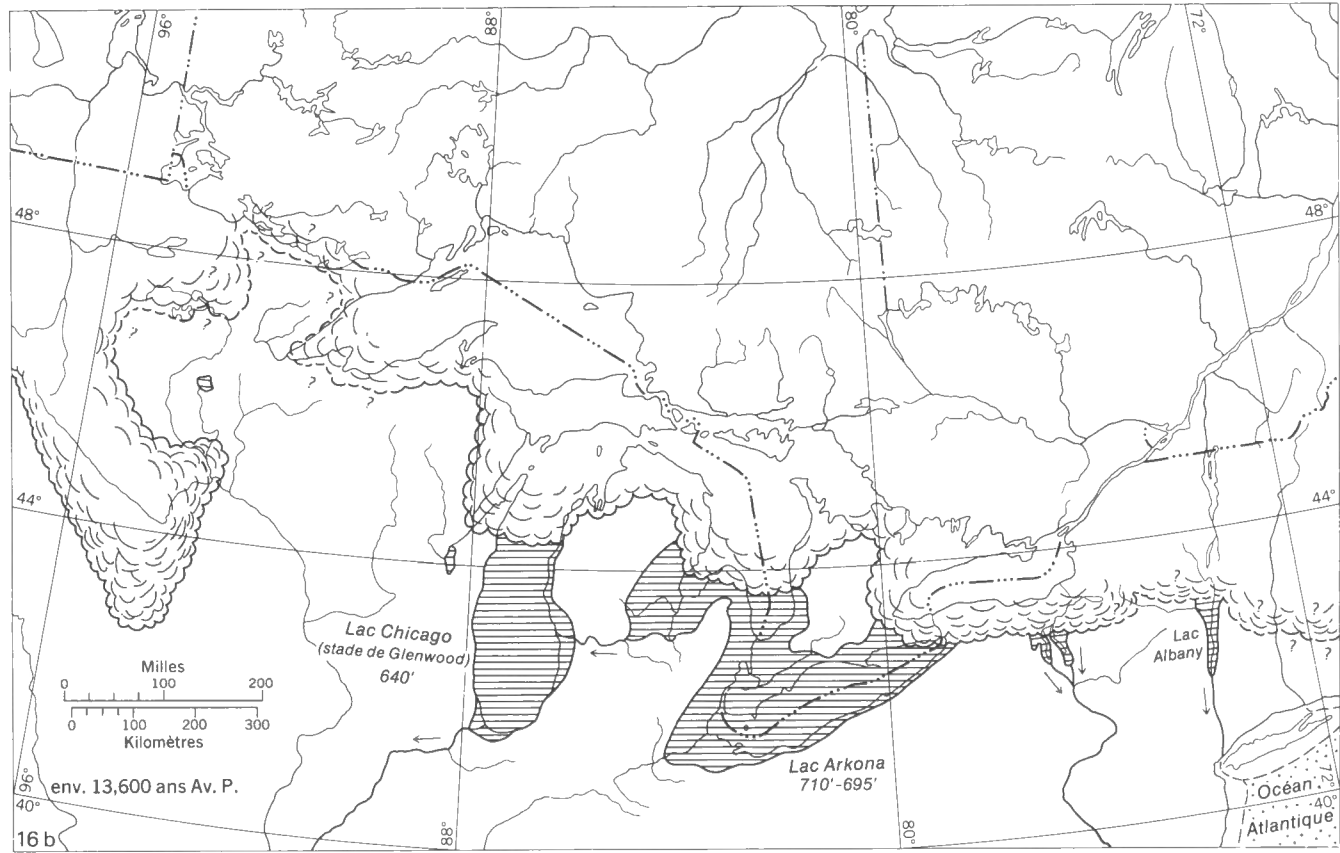
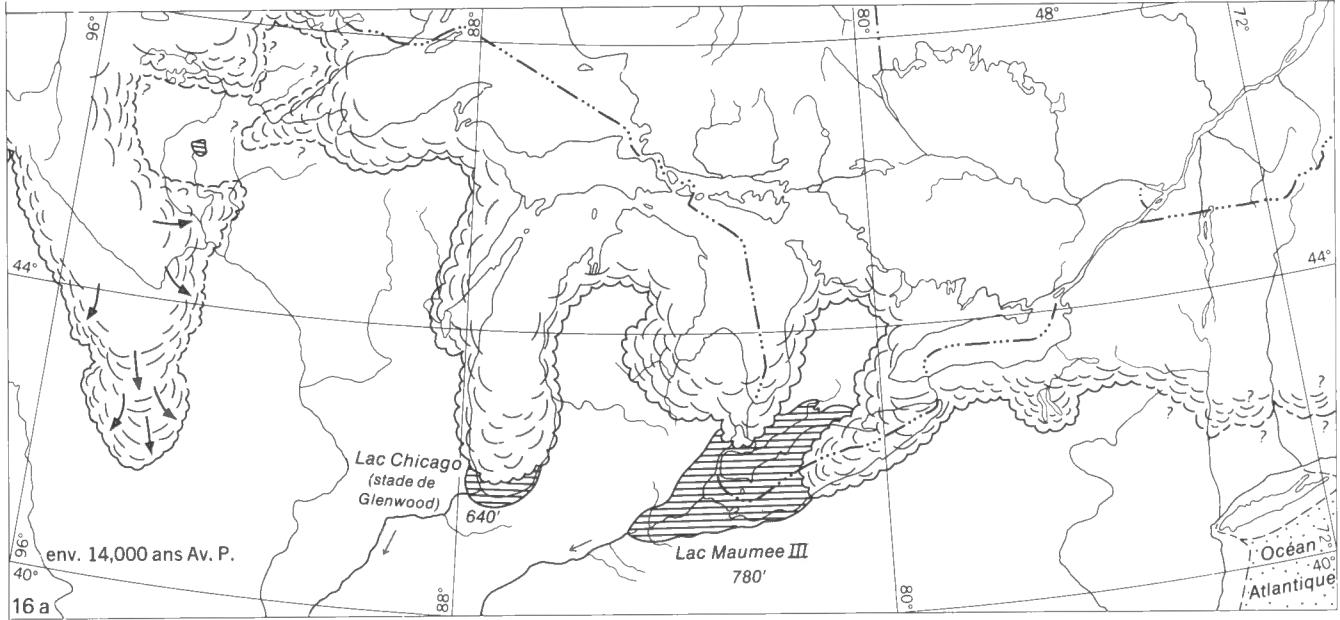
Les flèches indiquent une nouvelle avancée glaciaire ou un arrêt important du front lors du retrait des glaces. . . . .

Dernières glaces (régions des Adirondacks et des Appalaches) . . . . .

Lacs glaciaires et postglaciaires; rivage défini ou approximatif, supposé. . . . .

Mer; rivage défini ou approximatif, supposé: . . . . .

Déversoir et autre voie d'écoulement de lac; sens du courant de décharge . . . . .



CGC

FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada.

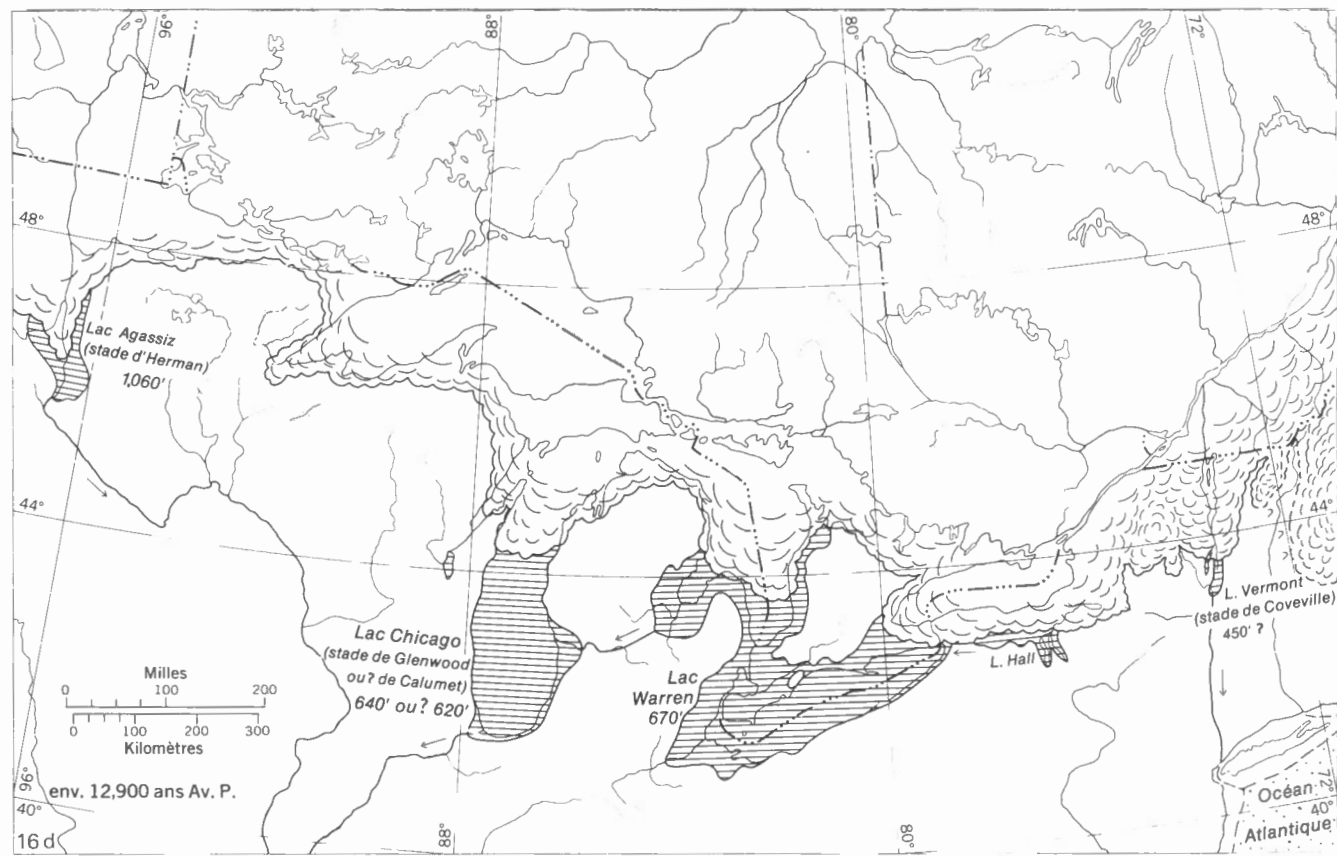
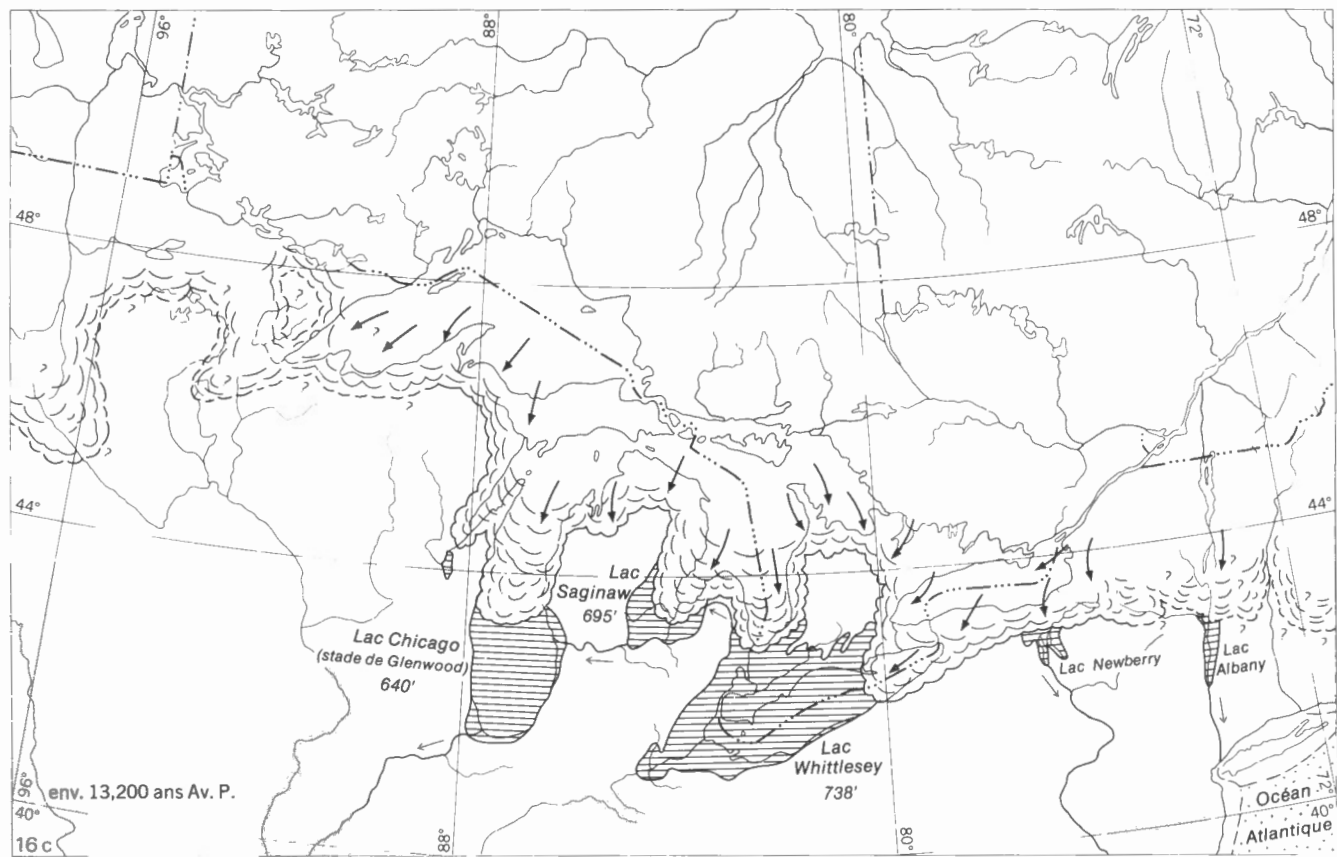
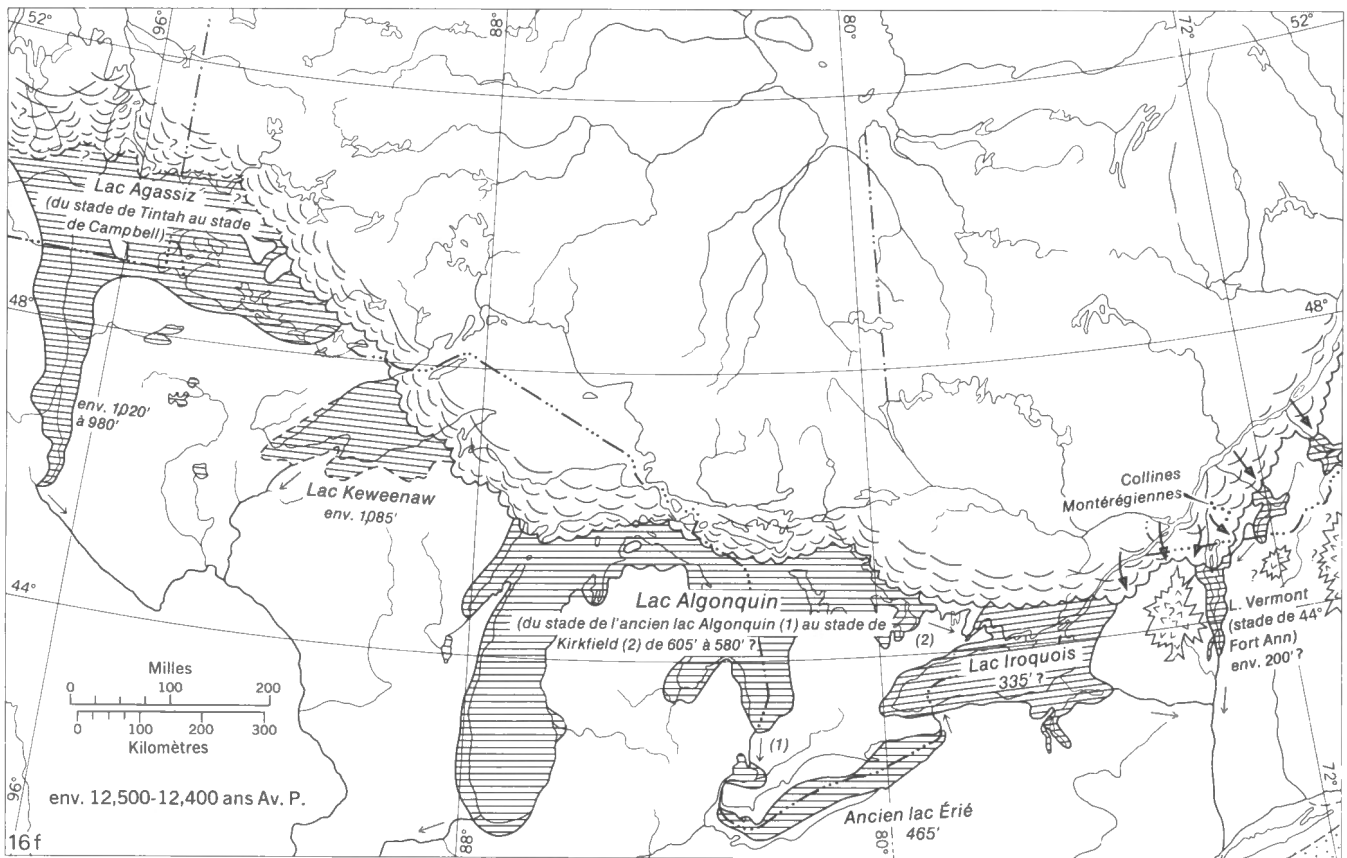
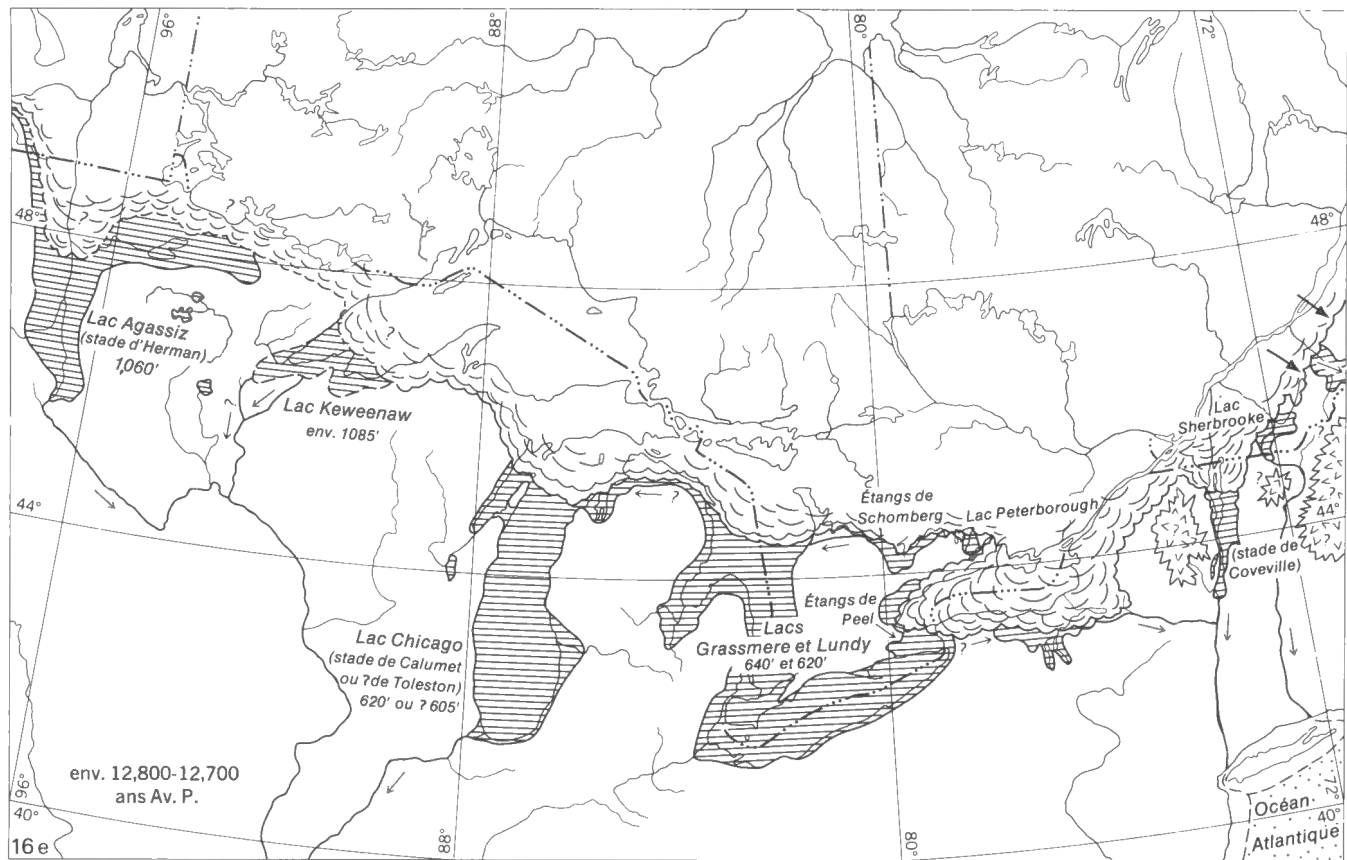


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)



CGC

FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)



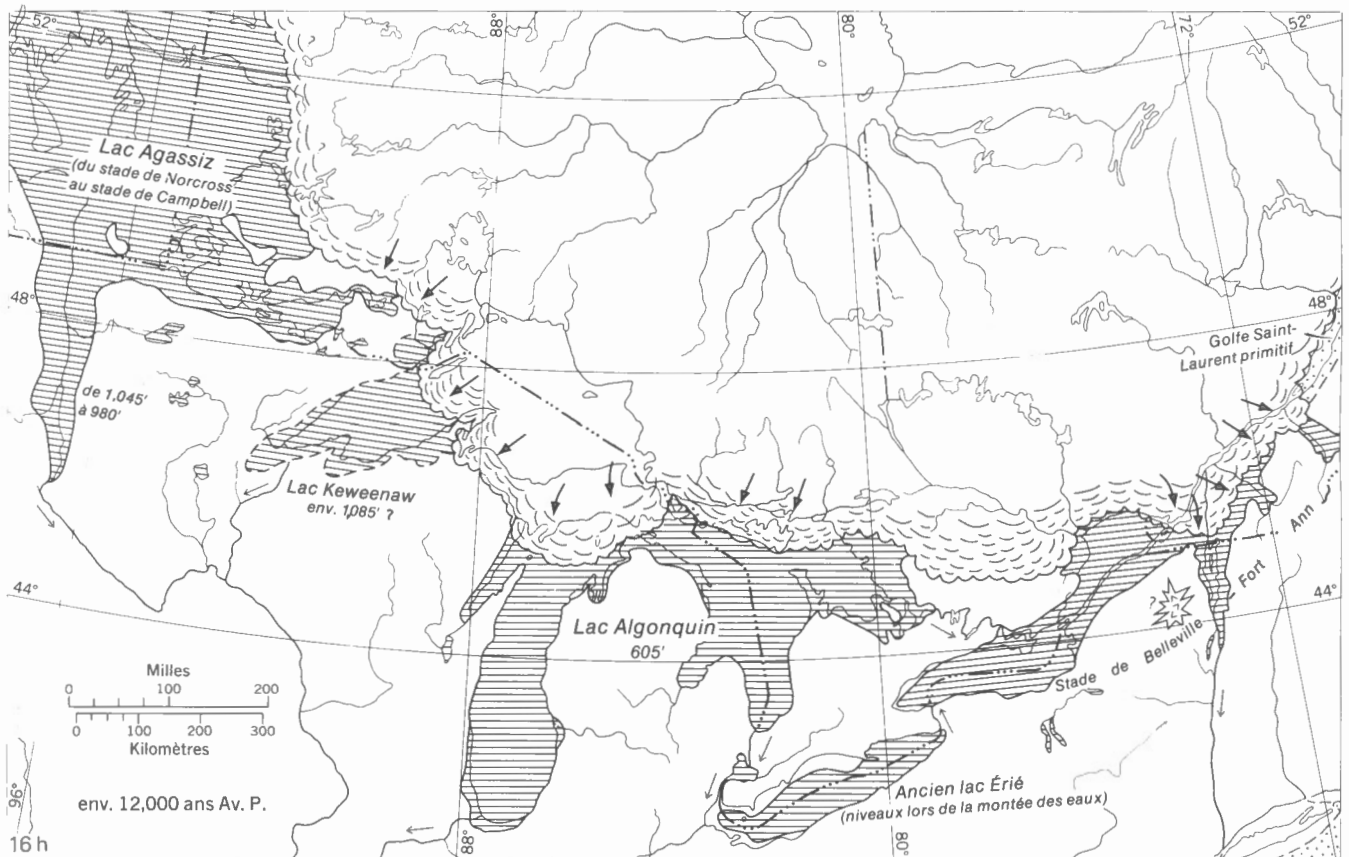
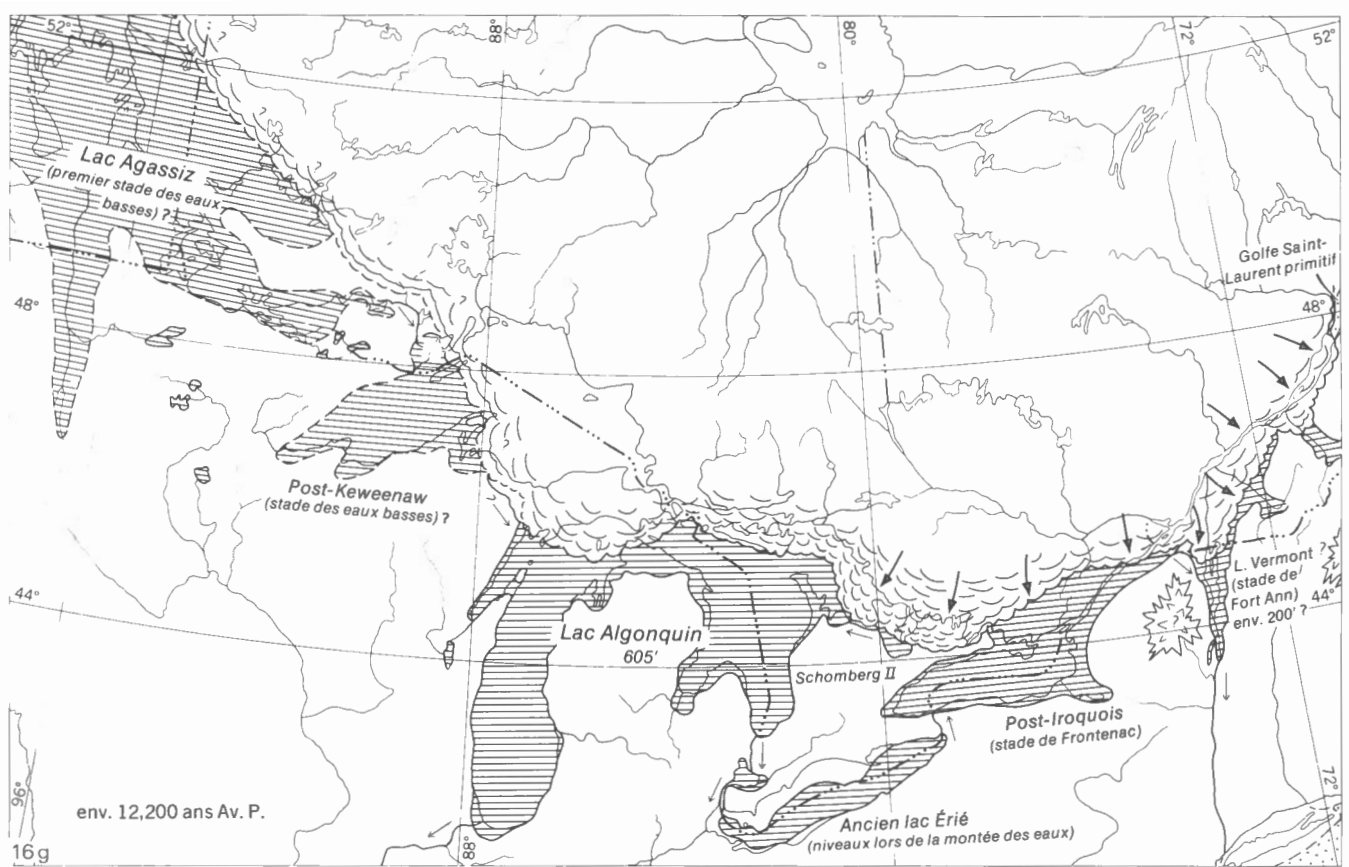


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)

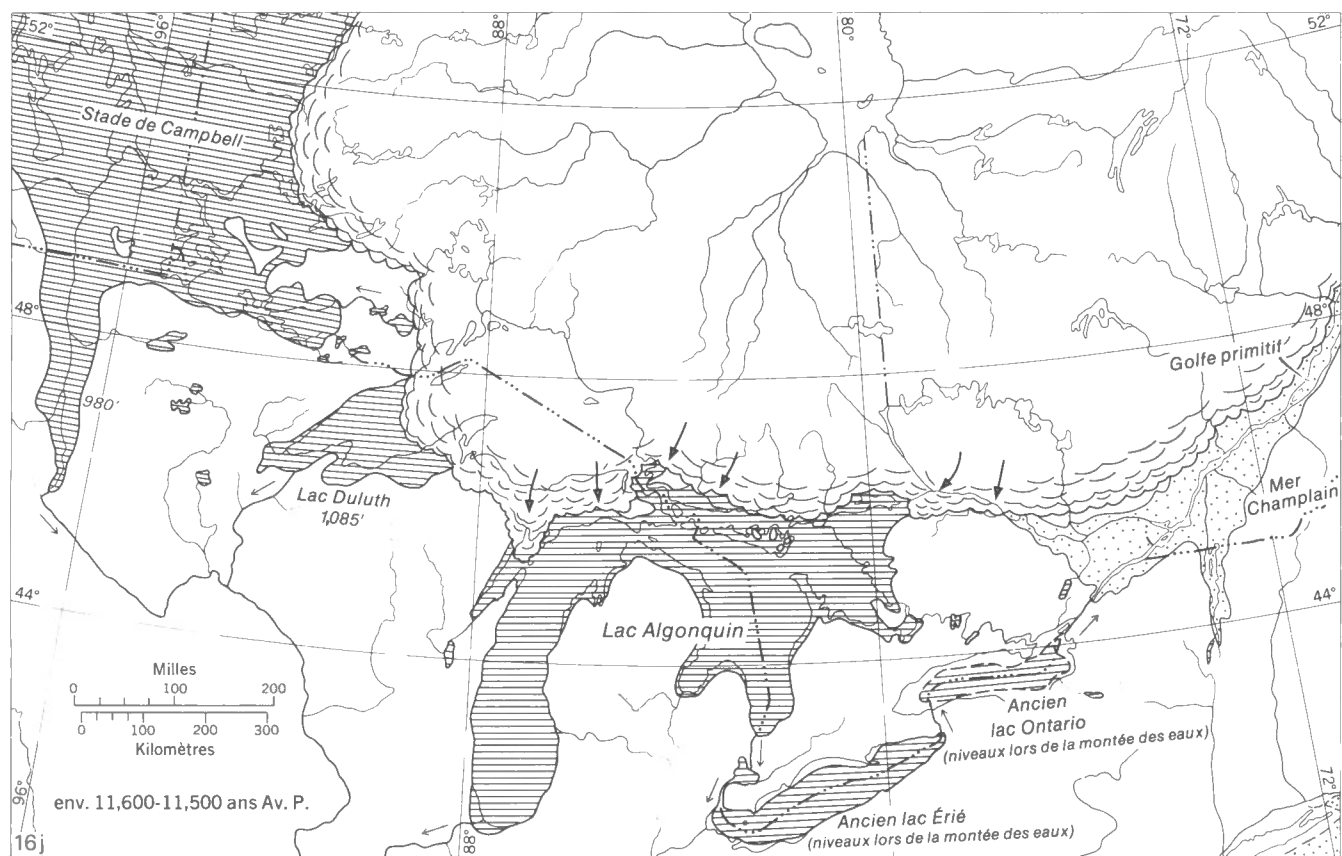
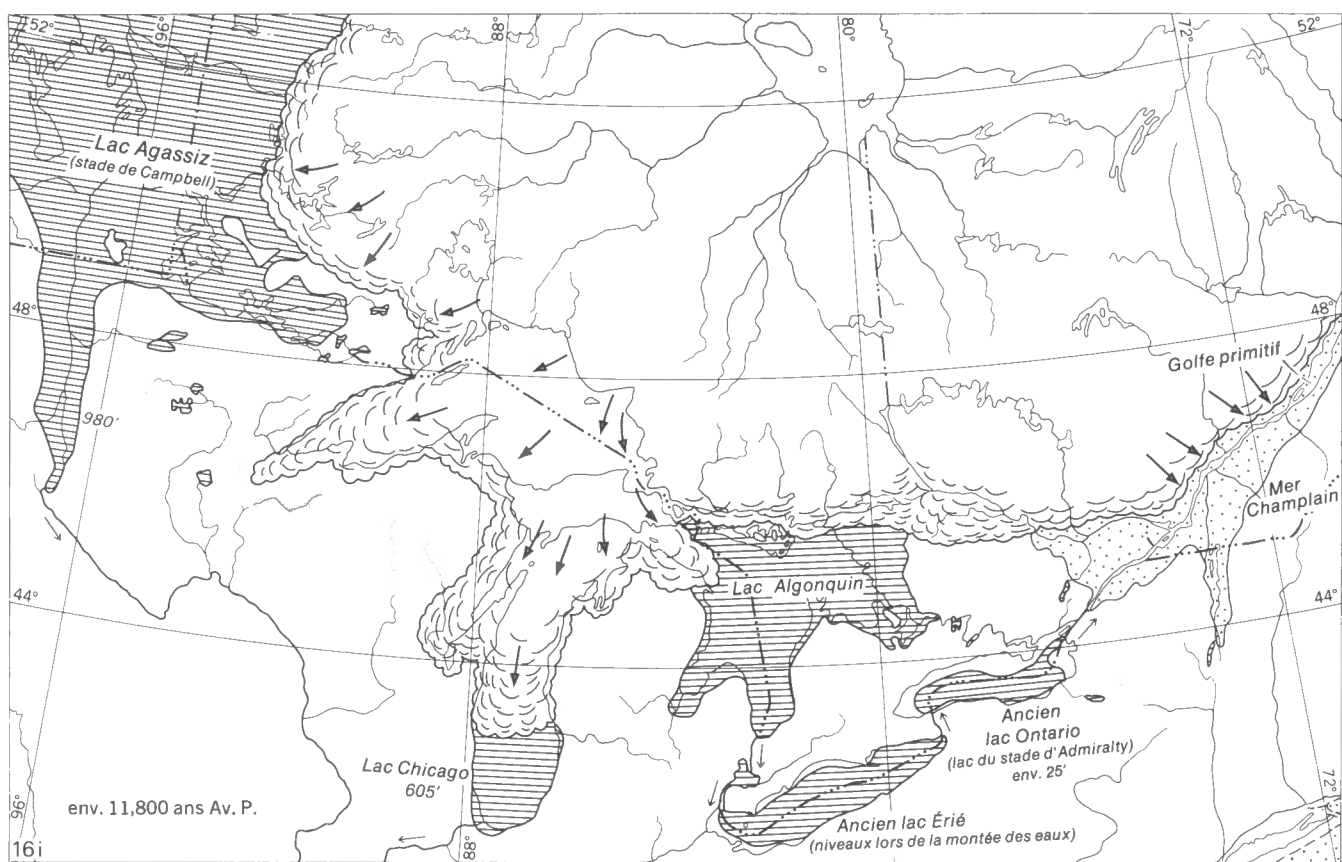


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)

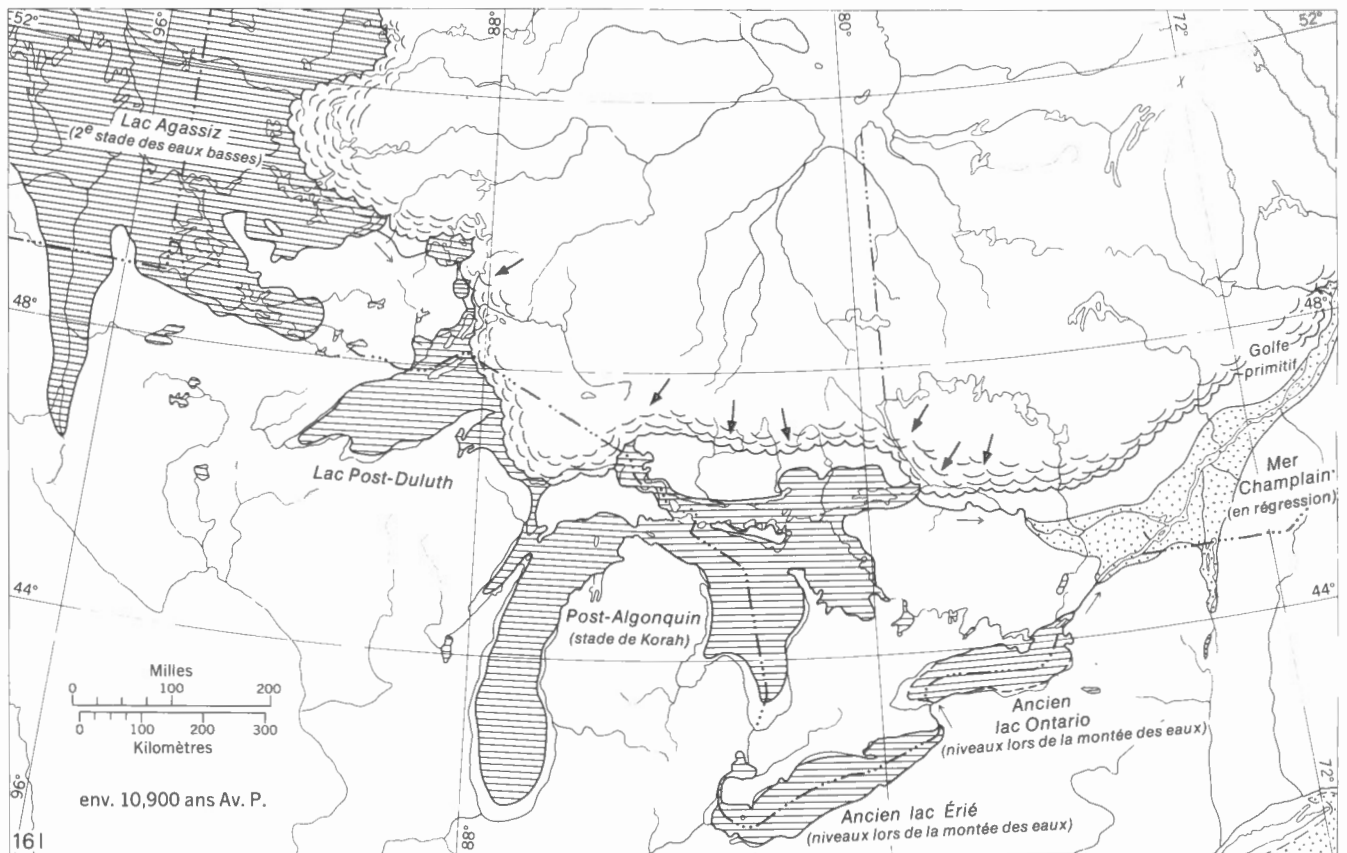
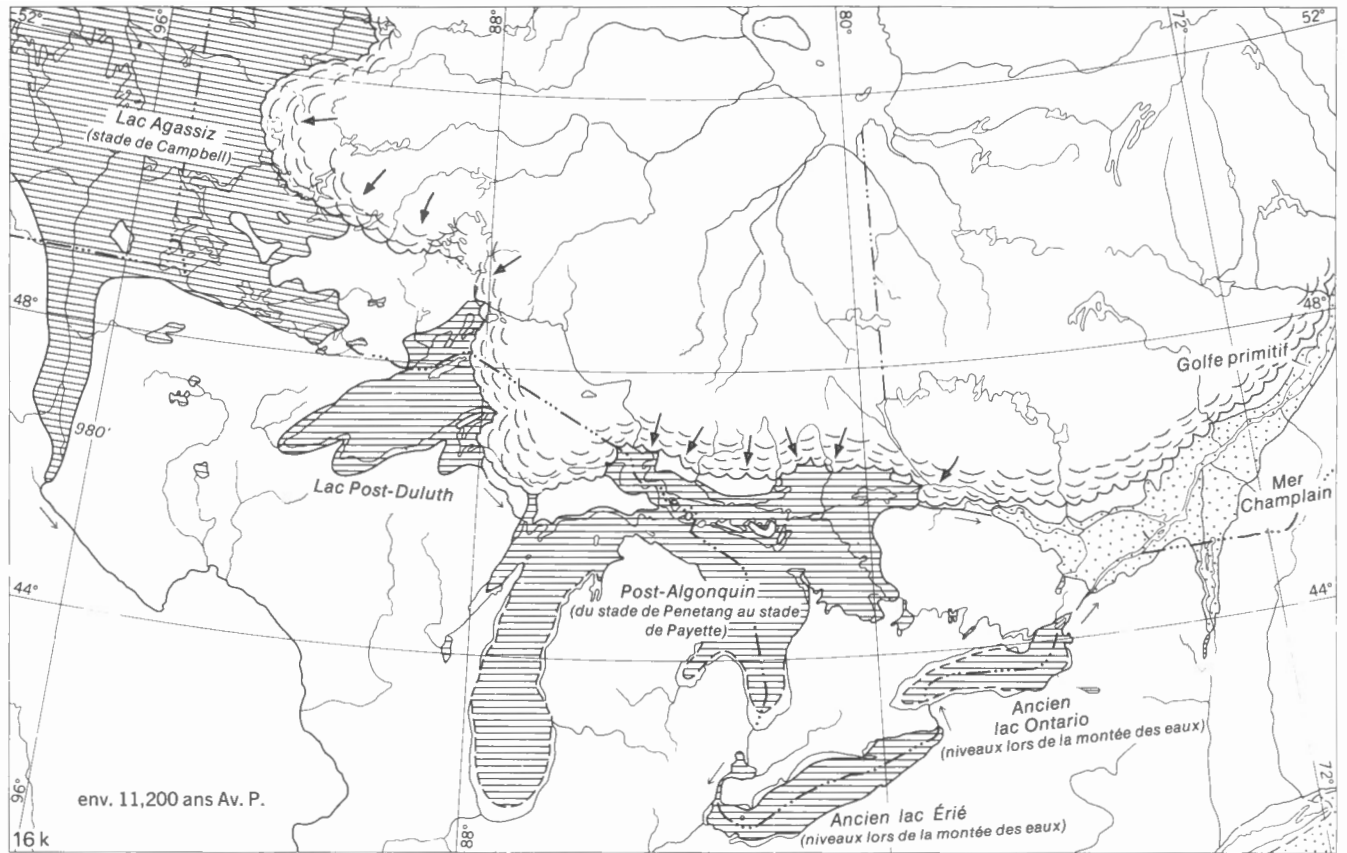


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)

CGC

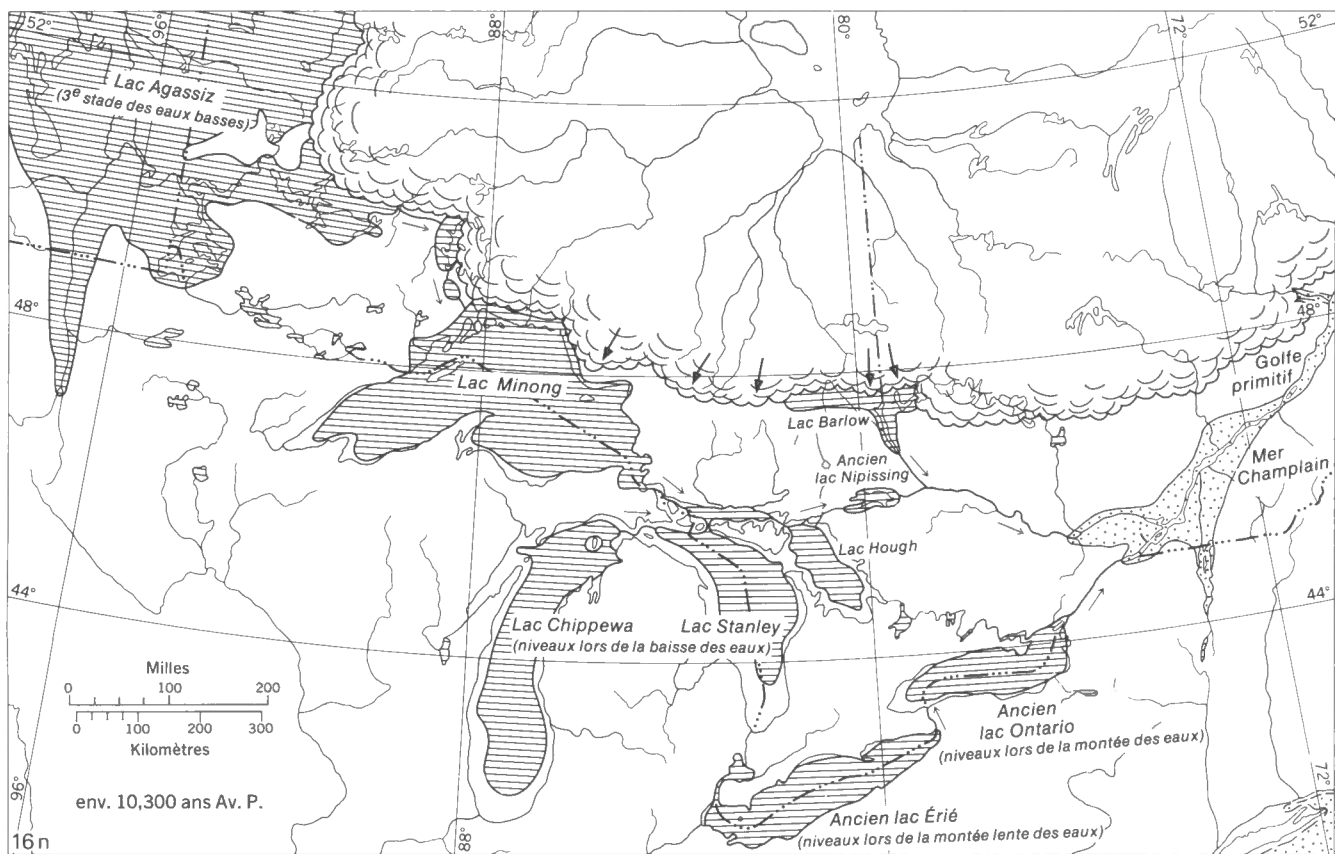
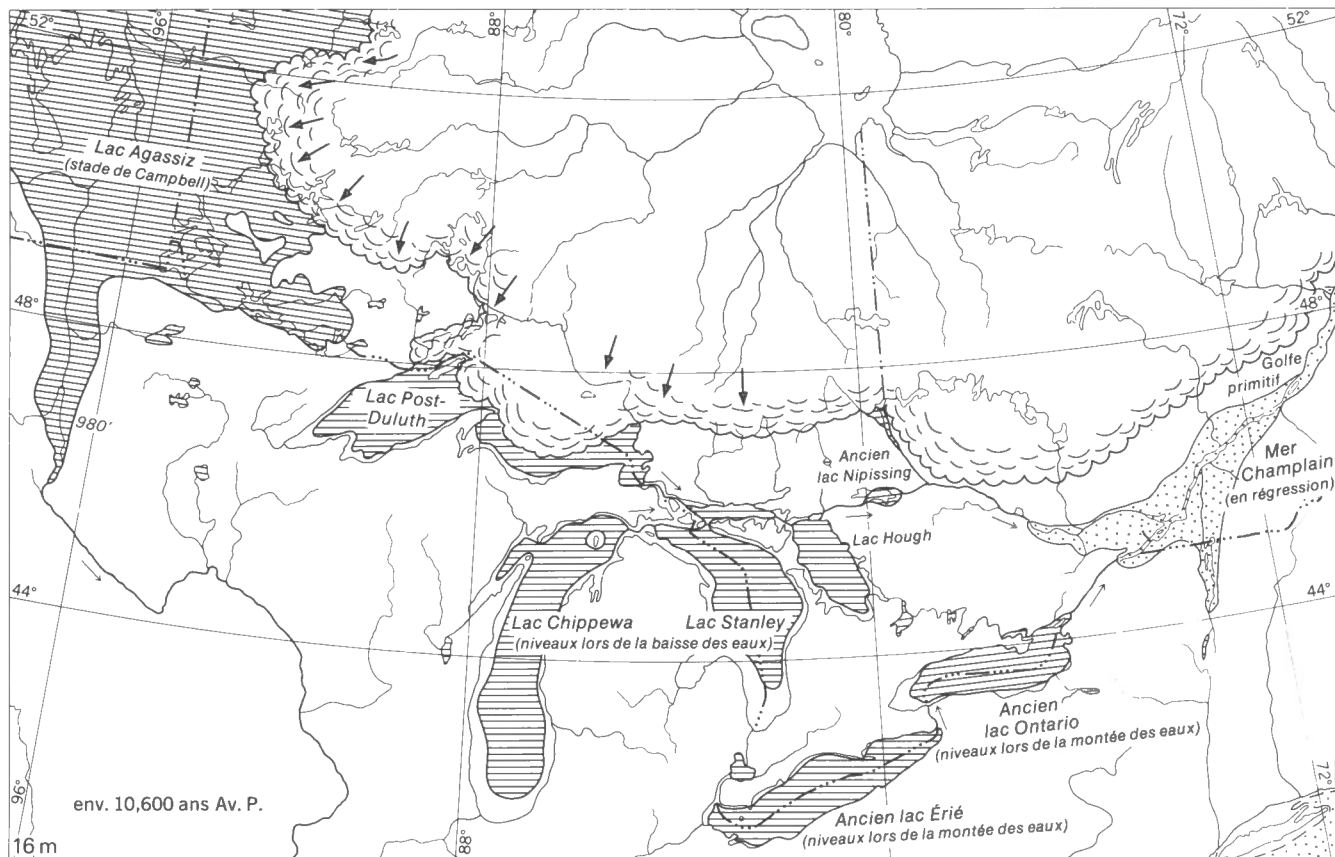


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)

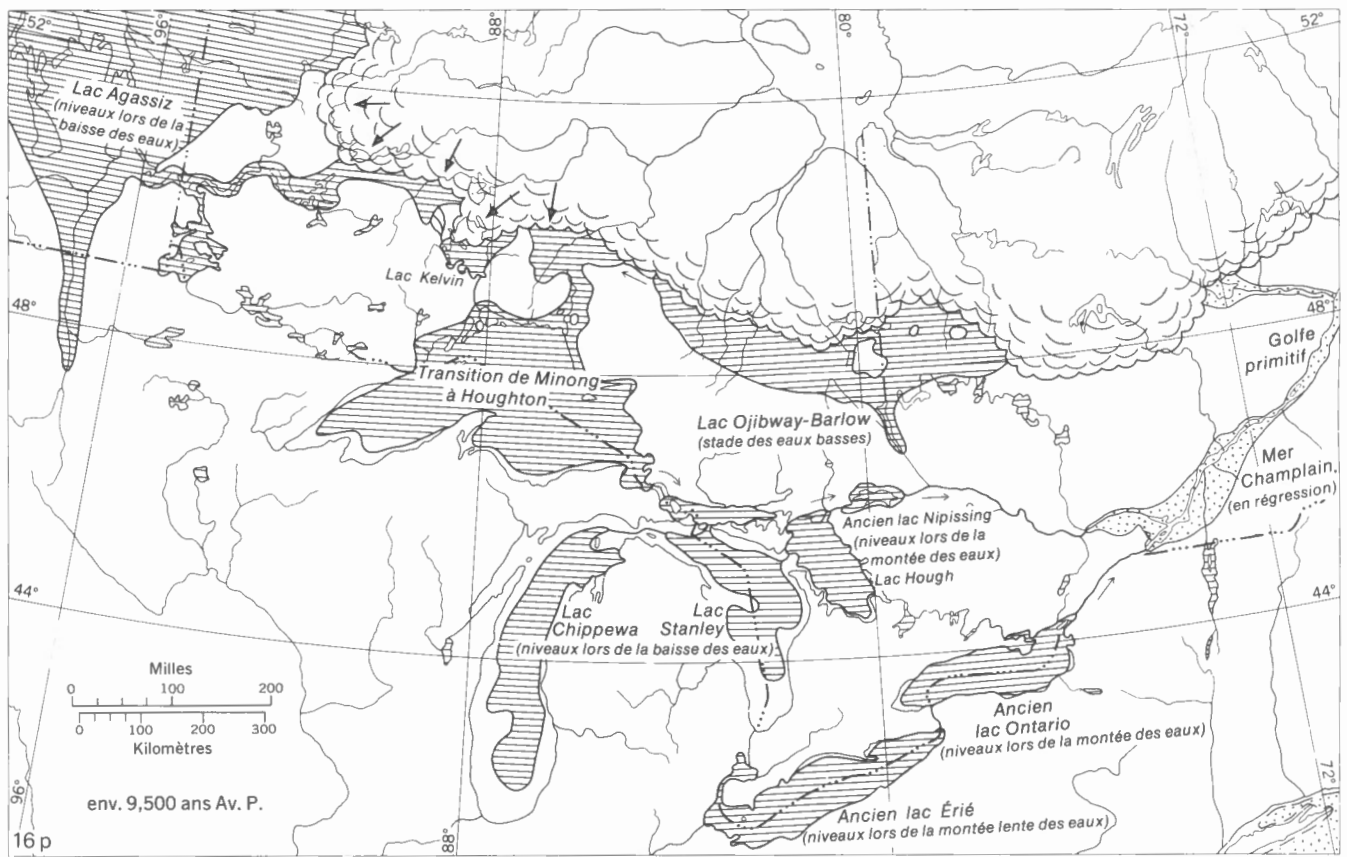
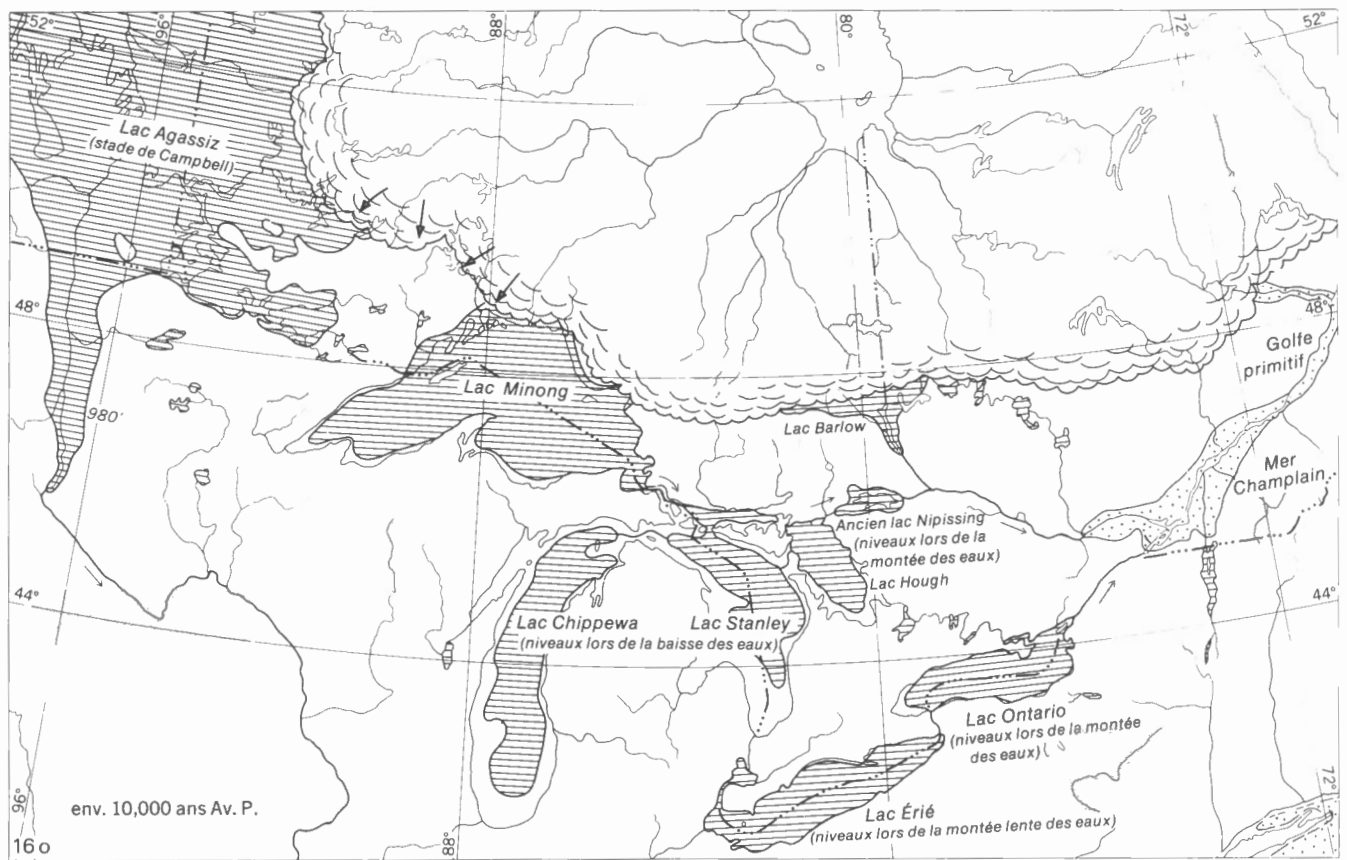


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)

CGC



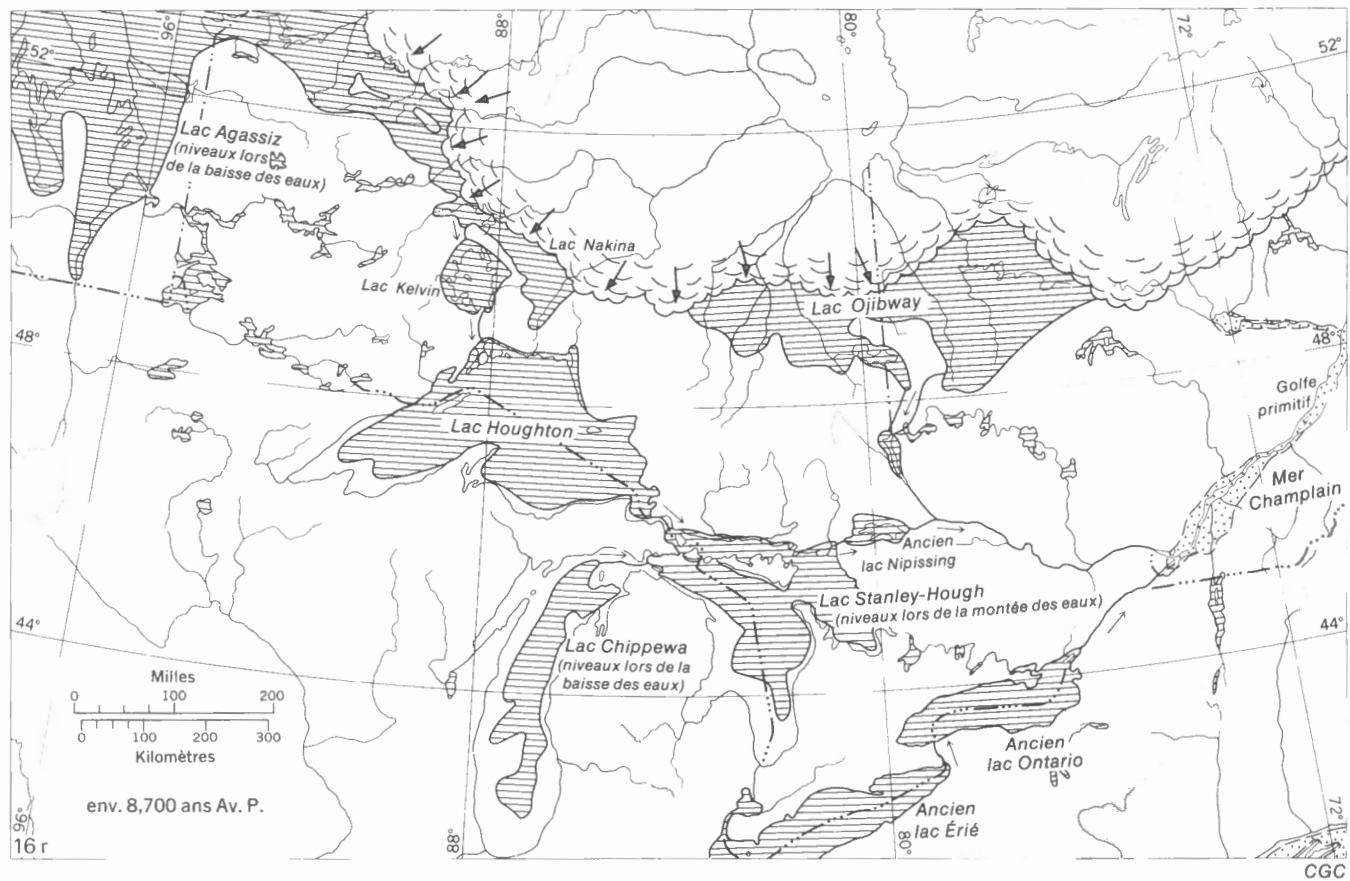
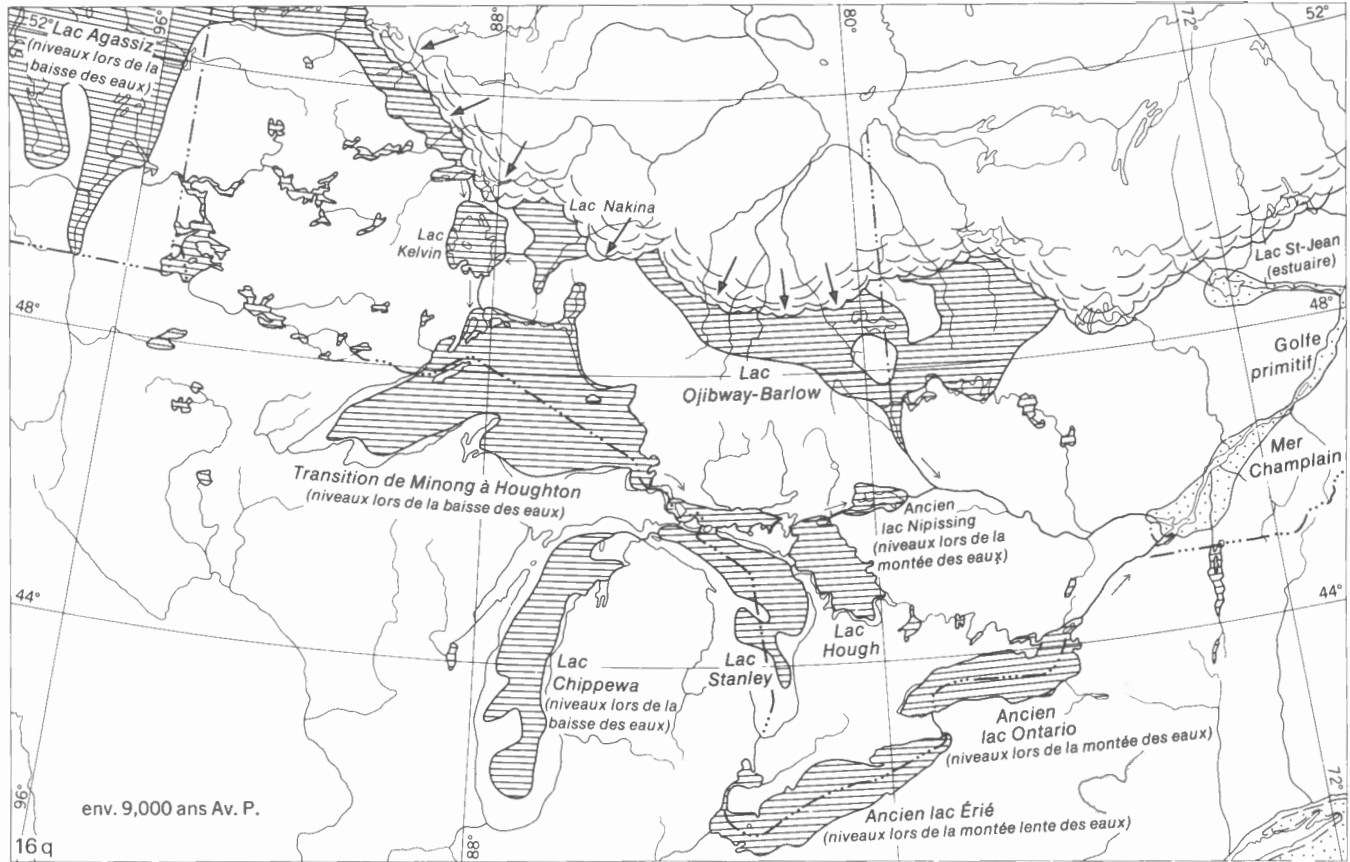


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)

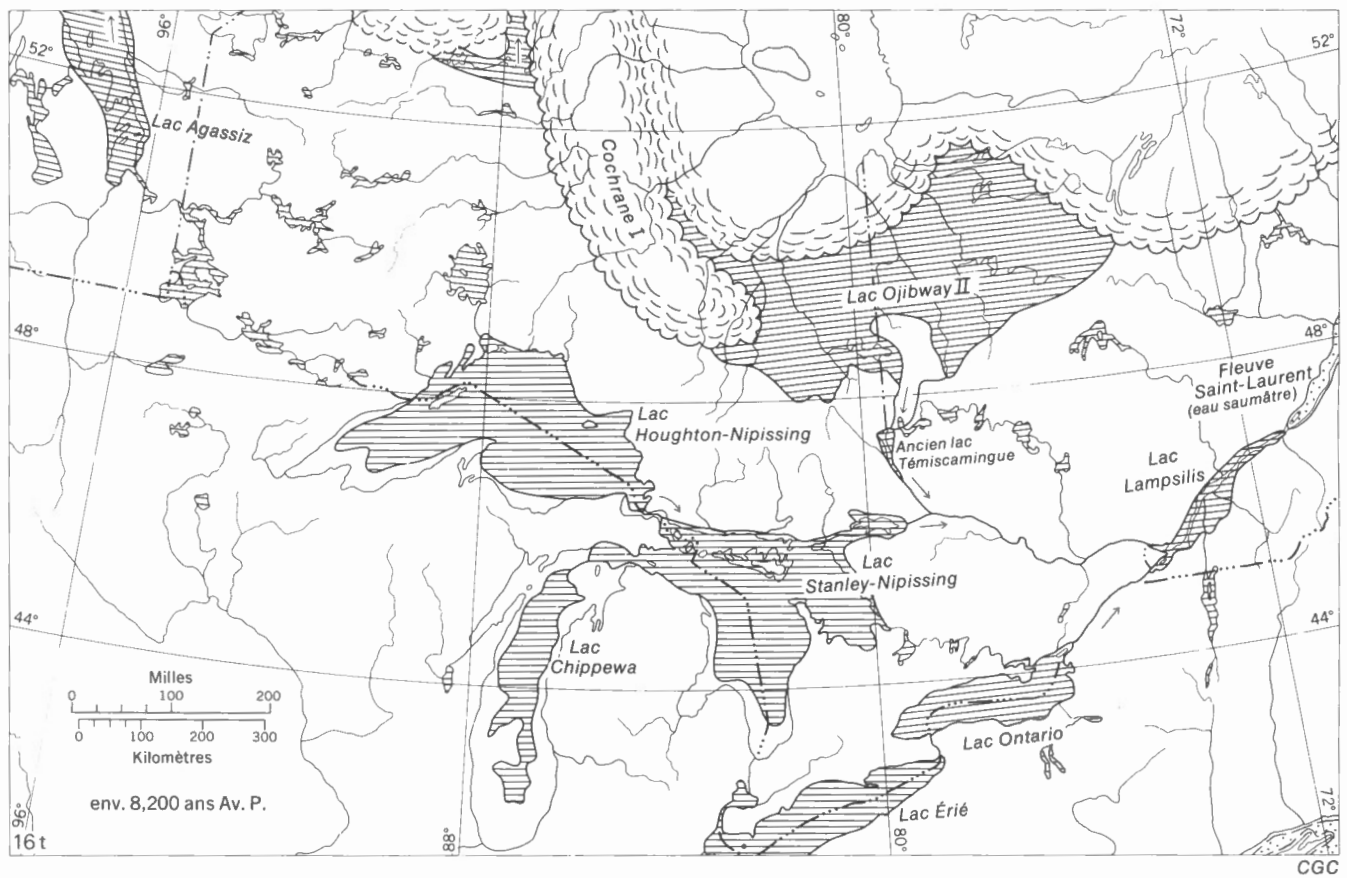
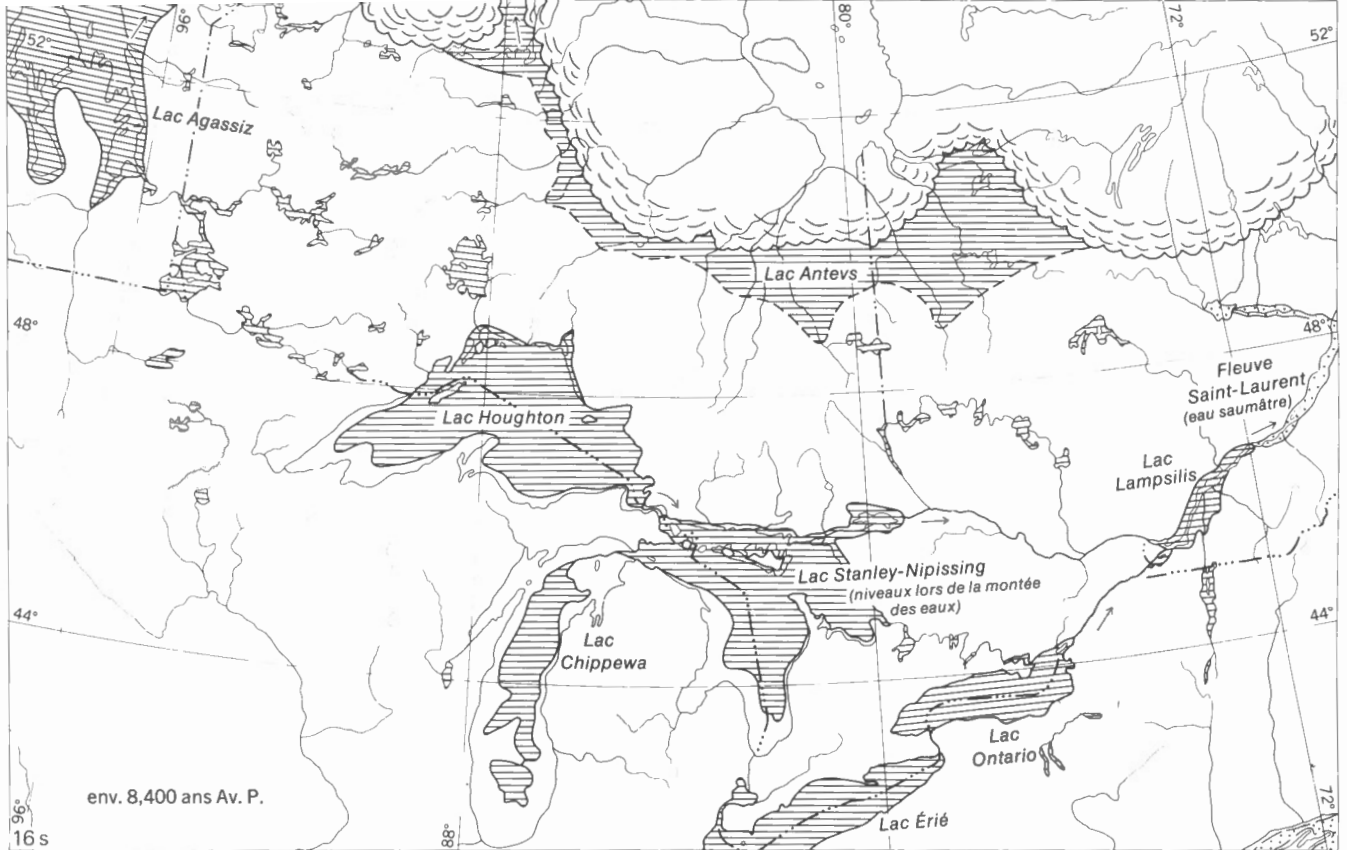


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)

CGC

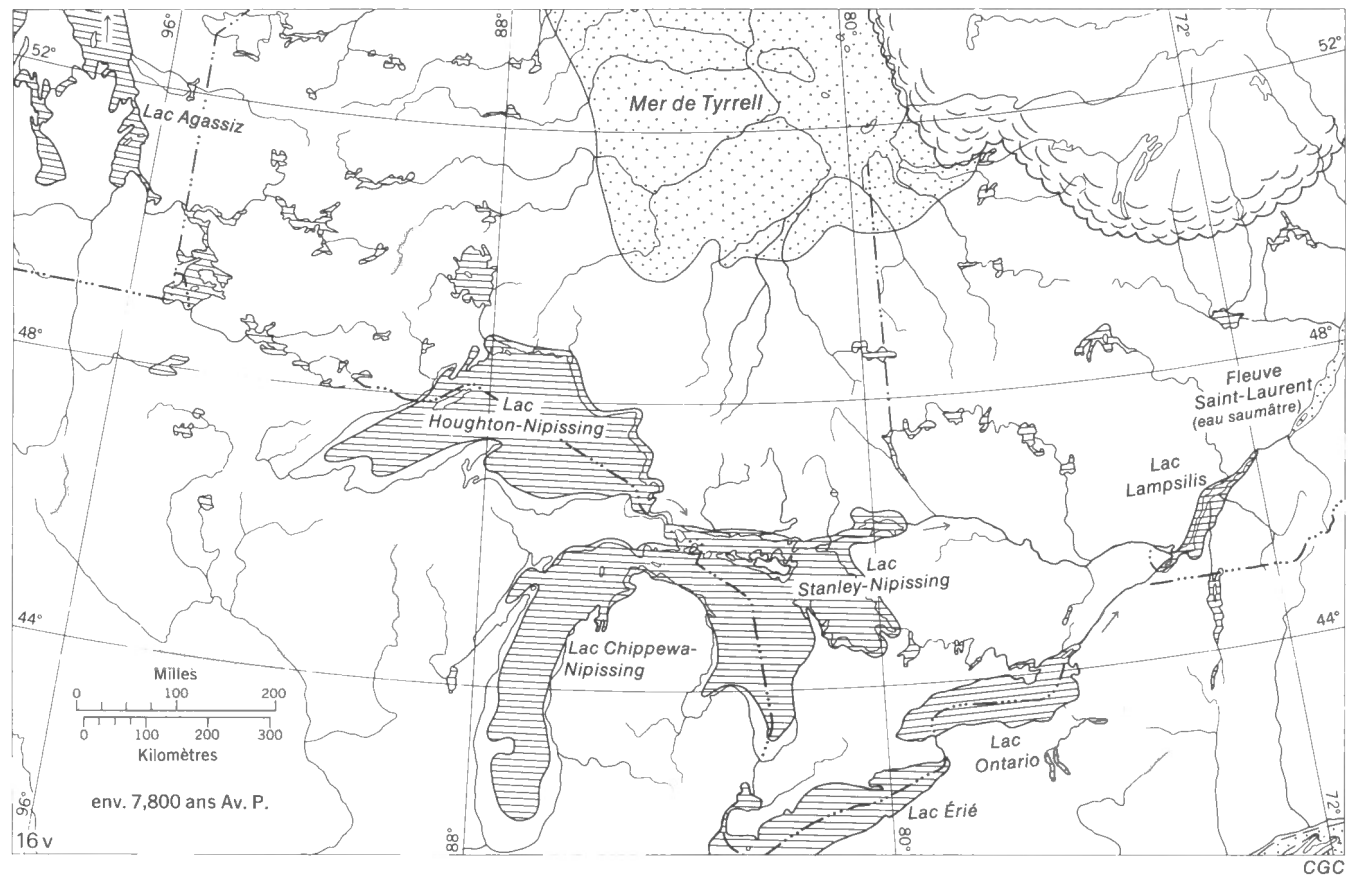
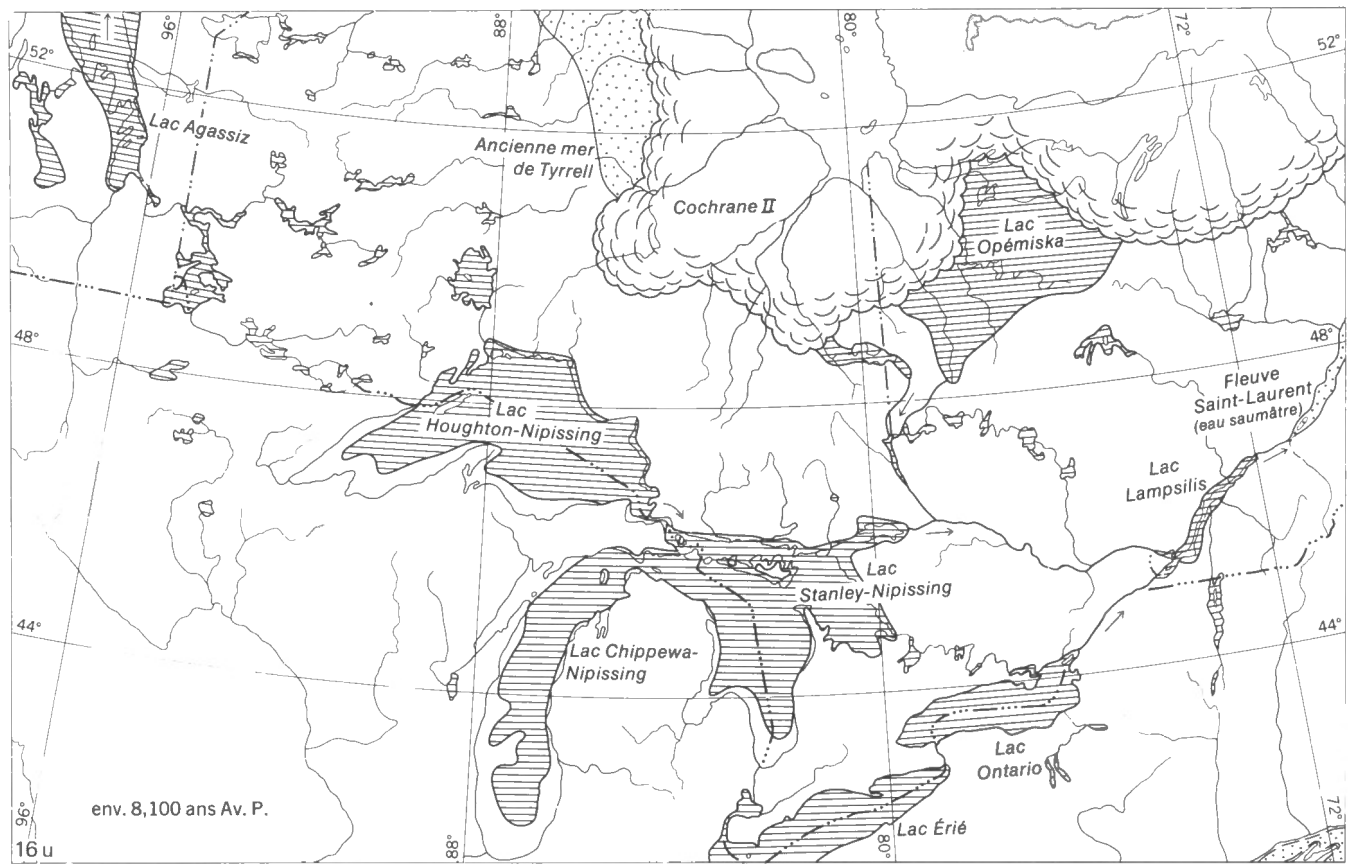


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (suite)

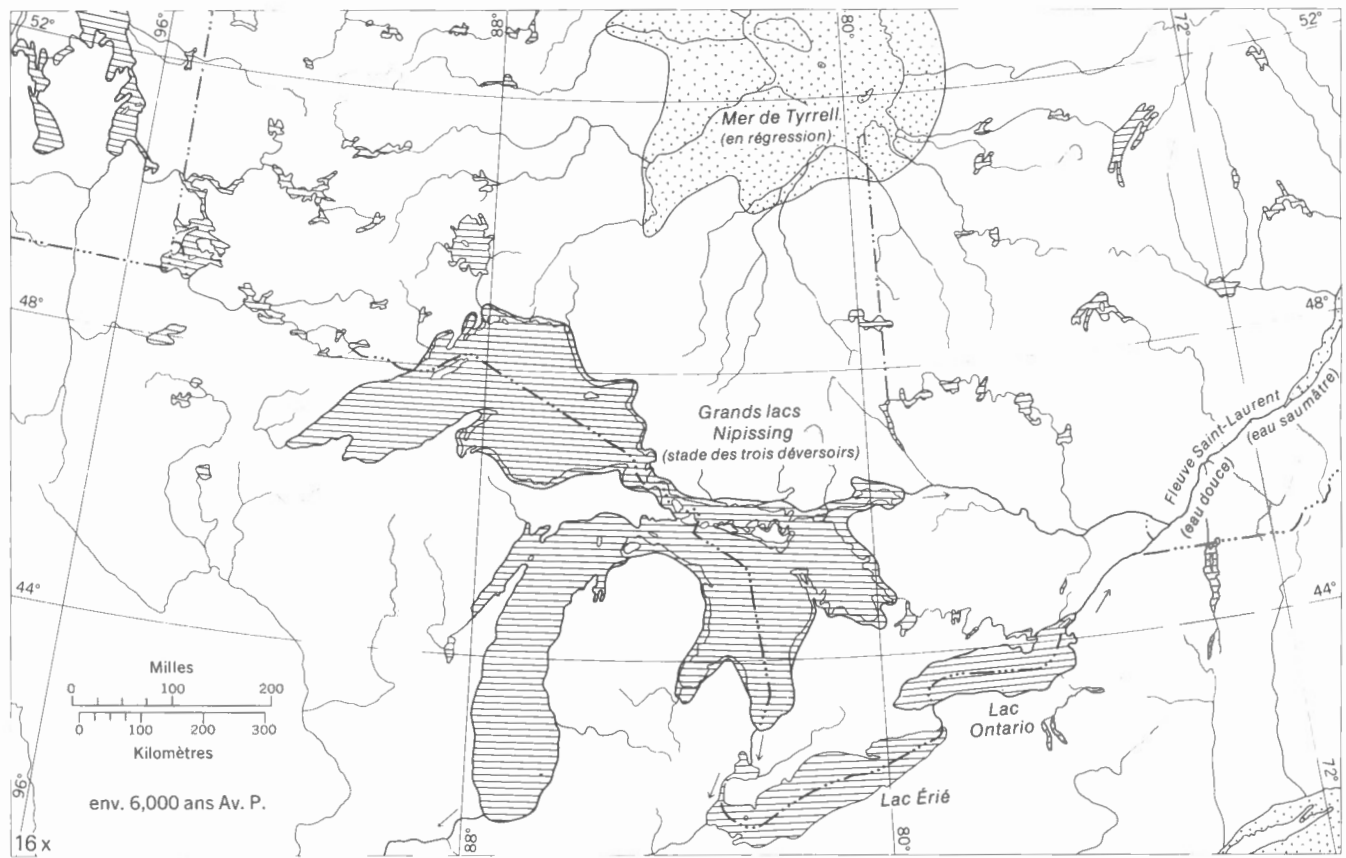
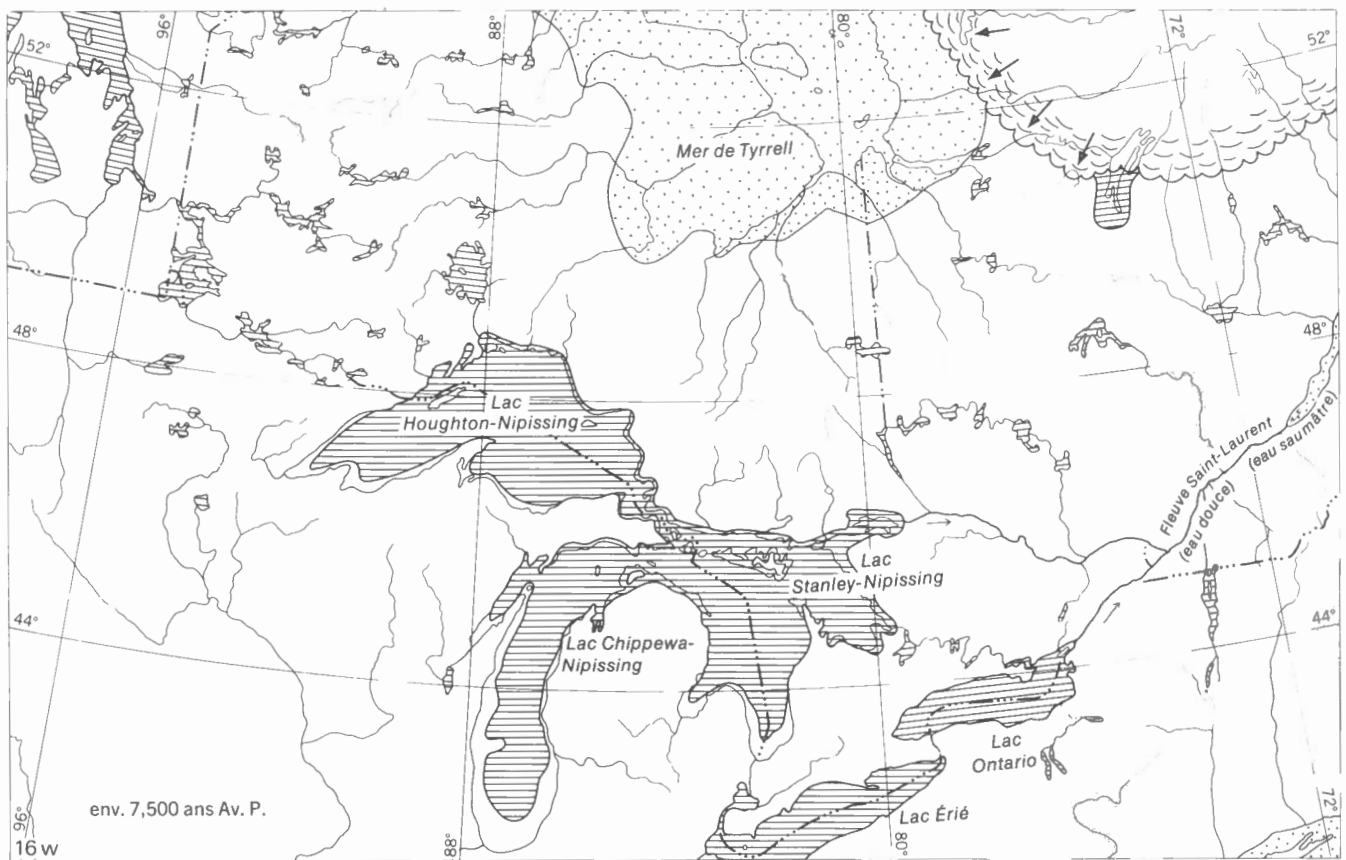


FIGURE XII-16. Phases des lacs glaciaires au cours du retrait des glaces du Wisconsin dans le Centre du Canada. (fin)

Les fluctuations du front glaciaire ont amené l'extension du lac vers le nord et l'est, mais le niveau des eaux demeurait bas par suite de l'abaissement par érosion du déversoir à travers la péninsule du Michigan. Ces lacs glaciaires, connus sous le nom de Warren et Wayne, ont en général occupé tout le bassin du lac Érié et la partie méridionale du bassin du lac Huron (fig. XII-16d). Hough associe l'extension de ces lacs aux fluctuations de la masse de glace de Port Huron (Mankato). Les niveaux successifs des eaux de ces lacs sont 680, 670, 660 (Wayne) et 685 pieds a.n.m. Le constant recul des lobes glaciaires des bassins des lacs Huron et Ontario a laissé des lacs glaciaires à des niveaux plus bas, connus sous les noms de Grassmere, à 640 pieds, et Lundy, à 620 pieds a.n.m. (fig. XII-16e). La décharge était présumée être vers l'est au début, le long de la rive sud du bassin du lac Ontario, dans les réseaux fluviaux de la Mohawk et de l'Hudson. Hough préfère l'hypothèse d'un déversoir aux environs de l'extrémité nord de la péninsule du Michigan, en direction du lac glaciaire Chicago et de la rivière Illinois vers le Mississippi, en soulignant la correspondance d'altitude des principales phases lacustres observées dans ces bassins. Cependant, Leverett et Taylor (1915) croyaient qu'au cours de la phase du lac Lundy, les eaux du bassin du lac Huron s'écoulaient vers le sud, dans le bassin du lac Érié. Un recul plus prononcé du lobe glaciaire du bassin du lac Ontario a facilité l'écoulement des eaux vers l'est; l'ancien lac Érié s'est alors formé dans le bassin du lac Érié, et le lac Algonquin primitif dans le bassin du lac Huron, avec un seuil à Port Huron (Sarnia), à 605 pieds a.n.m. (fig. XII-16f). L'ancien lac Érié, par suite d'un abaissement du déversoir à Buffalo (Fort-Érié), n'occupait qu'une petite partie du bassin actuel, mais ultérieurement, un soulèvement différentiel de la région du déversoir a amené la submersion du bassin du lac Érié (Lewis, 1966).

Le recul de la calotte glaciaire, de la partie sud du bassin du lac Ontario, a dégagé un déversoir plus bas à Rome (New York) et le niveau du lac Lundy a baissé rapidement. Le lac glaciaire Iroquois s'allongeait dans le bassin du lac Ontario, à environ 335 pieds a.n.m. L'écoulement des eaux vers l'est suivait la vallée de la rivière Mohawk jusqu'à l'Hudson et, de là, vers le sud, jusqu'à l'océan Atlantique. L'écoulement prolongé par le déversoir de Rome a donné lieu à la formation d'excellentes anciennes lignes de rivage. L'auteur croit, cependant, que les anciennes lignes de rivage, à une altitude de 1,100 pieds au sud-ouest de Covey Hill et attribuées au grand lac Iroquois, sont en réalité l'œuvre de lacs de moindre altitude formés au cours d'une phase ultérieure.

La ligne de rivage du grand lac Iroquois, dans le bassin du lac Ontario, se trouve actuellement soulevée le long d'une ligne N20°E, et son point de pivotement est situé au sud du bassin du lac Ontario. Cette ancienne ligne de rivage se trouve à environ 360 pieds à Hamilton, à 460 pieds à Rome et à 700 pieds à Watertown (New York) (Coleman, 1937). Entre Rome et Watertown, le

soulèvement atteint environ six pieds par mille. Si l'on projetait cette pente au-delà de Watertown, l'isobase du soulèvement différentiel passant par Cherabusco (New York), serait d'environ 1,270 pieds. Une augmentation du degré de soulèvement vers le nord, comme ce fut probablement le cas, donnerait un chiffre plus élevé, mais il se trouverait réduit par une inflexion de la ligne de soulèvement maximal vers le nord, comme dans la région des Adirondacks. Des déversoirs de courte durée, à des altitudes de 1,305 et de 1,290 pieds, ont été relevés au sud de Cherabusco (MacClintock et Terasmae, 1960; MacClintock et Stewart, 1965), et l'on croit qu'ils sont liés à la formation de lacs locaux ou à la stagnation des eaux dans la région devant la masse de glace de Fort Covington, avec exutoire vers l'ouest, dans le lac Iroquois. Bien que l'ancienne ligne de rivage du lac Iroquois se situe à quelque 1,100 pieds seulement au sud-ouest de Covey Hill, il en existe jusqu'à environ 1,250 pieds d'altitude, à un mille et quart au sud de Cherabusco. On considère que ces lignes de rivage sont dues au lac Iroquois plutôt qu'à un lac local. Une petite baie du lac Iroquois se prolongeait vers l'est à partir de Cherabusco et formait un rentrant entre les fronts de glaces en régression du nord et de l'est qui encerclaient les monts Adirondacks. Cette masse de glace, probablement de Fort Covington, a déposé une moraine terminale et a formé au sud et au sud-ouest de Covey Hill un complexe de moraine striée. C. S. Denny (*Geological Survey des États-Unis*) croit qu'un déversoir s'est ouvert au sud-est d'Ellenburg (New York), et a permis aux eaux du grand lac Iroquois de trouer la moraine d'Ellenburg et de s'écouler dans le lac glaciaire Vermont, qui occupait plus au sud, la vallée du lac Champlain. Ce déversoir a fait baisser le niveau du lac dans le bassin du lac Ontario d'environ 150 pieds. Pour les besoins du présent ouvrage, ces lacs sont appelés phase Ellenburg des lacs postérieurs au lac Iroquois, bien qu'autrefois elle était dénommée phase du grand lac Iroquois.

Avec une nouvelle régression du front glaciaire, le déversoir de Covey Hill (seuil à 1,010 pieds d'altitude) s'est trouvé dégagé, et le niveau du lac postérieur au lac Iroquois s'est abaissé encore de 75 pieds. Ce nouveau lac, appelé lac glaciaire Frontenac, est dénommé ici phase Frontenac des lacs postérieurs au lac Iroquois (fig. XII-16g). Actuellement, le déversoir de Covey Hill est formé d'une falaise ou cascade à sec de 60 pieds de haut, d'un lac de 75 pieds de profondeur, dont on ignore l'épaisseur des sédiments à la base, et d'une gorge d'un mille de long, de 130 pieds de profond et de 300 à 600 pieds de large. Lors du retrait du front des glaces des versants nord et est de Covey Hill, le niveau des lacs s'est abaissé d'environ 125 pieds. Ce nouveau niveau a été de courte durée en raison des fluctuations dans la position du front glaciaire le long du flanc nord de Covey Hill. E. Miryneck a appelé ce lac, le lac de la phase Sydney.

Dans la baie de Trenton, dans l'est de l'Ontario, le niveau du lac, selon Miryneck, a baissé de nouveau de 30



à 75 pieds, avant de se stabiliser suffisamment pour donner naissance à la plage de Belleville. Les isobases tracées d'après la plage de Belleville situeraient cette ancienne ligne du rivage sur Covey Hill à environ 750 pieds. Cette altitude est la même que celle de la phase Fort Ann du lac glaciaire Vermont, dont l'extension vers le nord suivait la régression des glaces du flanc oriental de Covey Hill (Chapman, 1937). Les nappes d'eau confluentes s'écoulaient vers le sud, par la route établie antérieurement vers l'Hudson et la mer (fig. XII-16h).

Un rapide recul du front glaciaire, dans la vallée du Saint-Laurent, a permis au lac de la phase Belleville-Fort Ann de s'étendre vers le nord et de former un long bras nord-est, entre le front glaciaire et les hautes-terres de l'est du Québec, et d'ouvrir une issue vers l'est jusqu'à la mer, aux environs de la ville de Québec. Le niveau des eaux s'est abaissé d'abord d'environ 40 à 50 pieds et, selon Mirynech, la ligne de l'ancien rivage Trenton s'est formée dans la partie orientale du bassin du lac Ontario. Cet arrêt temporaire de l'abaissement du niveau des lacs est sans doute dû à des fluctuations du front glaciaire et à la présence d'une barrière topographique aux environs de la ville de Québec. A mesure du retrait de la calotte glaciaire Labrador de la vallée de la Chaudière, le niveau des eaux du lac de la phase Trenton s'est abaissé au niveau de la mer; les eaux de l'océan se sont alors mêlées aux eaux des lacs, subsistant dans la vallée du haut Saint-Laurent, pour former la mer Champlain (fig. XII-16i). La mer a submergé la vallée du Saint-Laurent jusqu'à Brockville puis, suivant le recul du front glaciaire, le long de l'Outaouais jusqu'à Petawawa. Les eaux du bassin du lac Ontario se sont écoulées et ont atteint le bas niveau de la phase Admiralty, sans doute à moins de 25 pieds au-dessus du niveau de la mer Champlain. Ces phénomènes remontent à un peu moins de 12,000 ans d'après des coquillages de la mer Champlain, datés à  $11,880 \pm 180$  ans (CGC-505).

La baisse maximale du niveau des lacs, enregistrée entre le grand lac Iroquois (vraisemblablement à 335 pieds a.n.m.) et le niveau de la mer Champlain, est supérieure à 335 pieds. Ce fait résulte probablement du soulèvement différentiel des phases récentes de l'évolution des grands lacs, et de la différence entre le niveau réel de la mer au temps de l'ancien lac Iroquois et de la mer Champlain, et le niveau actuel de la mer. Il reste toutefois que les données sur le grand lac Iroquois peuvent être entachées de quelques erreurs.

*Lacs Algonquin.* Simultanément à la régression des glaces dans le bassin du lac Huron, l'ancien lac Algonquin a envahi la partie méridionale de ce bassin et les basses-terres de la baie Georgienne et du lac Simcoe. On a dénombré de nombreuses anciennes lignes de rivage dans divers secteurs des bassins des lacs Huron et Michigan. Elles représentent le long intervalle Algonquin de recul glaciaire et de soulèvement différentiel, mais il est évident

que les phases des lacs glaciaires et leurs implications restent peu connues.

L'ancien lac Algonquin, à 605 pieds a.n.m., s'est écoulé vers le sud, peut-être au début par Chicago, puis par Port Huron, pour se déverser dans le lac Érié; mais, lors du retrait des glaces des basses-terres du lac Simcoe, un déversoir était possible via Kirkfield-Fenelon Falls et le réseau fluvial de la vallée de Trent, vers le lac Iroquois (fig. XII-16f). Ultérieurement, ce réseau, à 580 pieds a.n.m., s'est trouvé bloqué par une avancée du lobe glaciaire du lac Simcoe (Deane, 1950), et l'écoulement a repris par le déversoir de Port Huron. Le retrait du front glaciaire a dégagé à nouveau le réseau d'écoulement de Kirkfield, mais dans l'intervalle, un soulèvement différentiel a rehaussé et comblé de drift ce déversoir et en a réduit le débit. Ainsi, le niveau hydrostatique peut fort bien être resté stationnaire durant une longue période aux environs de 605 pieds a.n.m. (fig. XII-16h, i, j).

La ligne de rivage du grand lac Algonquin, dans le bassin du lac Huron, est un trait de terrain saillant, marqué par endroits, par une falaise de rivage. Selon L. J. Chapman, elle n'a pu être retrouvée au sud de Clark Point, à mi-chemin le long de la côte est du lac, parce qu'elle a été sapée par le lac actuel. Elle s'étend, vers le nord, jusque dans la baie Georgienne et, vers l'est, à partir des environs du lac Simcoe jusqu'au déversoir de Kirkfield où, à la suite d'un soulèvement différentiel, elle se trouve à une altitude de 870 pieds (Deane, 1950). La ligne de rivage bien marquée du grand lac Algonquin peut être le résultat de l'action des deux déversoirs de Kirkfield-Fenelon Falls et de Port Huron, lors d'un arrêt du soulèvement isostatique de la région. L'auteur croit que l'abaissement par érosion du déversoir de Fenelon Falls a réduit fortement et longtemps le débit à Port Huron. Deane croyait que le chenal de Fenelon Falls atteignait environ 30 pieds de profondeur. D'importantes gorges ont été découpées dans la roche calcaire, le long de la vallée de la rivière Trent, au-dessus de l'ancienne ligne de rivage Sydney des lacs postérieurs au lac Iroquois; par la suite, le débit était sensiblement réduit.

Dans les régions du lac Simcoe et du lac Couchiching, la pente de la ligne de rivage du grand lac Algonquin augmente vers le nord de 2.8 à 4.0 pieds au mille, le long d'une ligne N21°E. Plus au nord, cette pente plus prononcée atteint 5.0 à 6.3 pieds au mille du fait que l'ancienne ligne de rivage relevée par Chapman (1954, 1966) à son point le plus élevé, atteint 1,070 pieds d'altitude à Huntsville et 1,245 pieds à Sundridge. Cet accroissement de la pente tend à aller contre la thèse d'un soulèvement différentiel rapide à l'époque marquée par les lignes de rivage les plus élevées; il semble donc bien que le grand lac Algonquin se soit étendu vers le nord, jusqu'à Sundridge, sans variation sensible de niveau, alors que le front glaciaire reculait dans la région du lac Huron et de la baie Georgienne. Entre Sundridge et Trout Creek, cependant, Chapman (1966) rapporte que les lignes de

rivage les plus élevées se sont abaissées d'environ 50 pieds, vers le nord et attribue ce fait à un soulèvement différentiel. Si toutefois l'on projetait le niveau hydrostatique du grand lac Algonquin vers le nord jusqu'à Trout Creek, on relèverait un abaissement d'environ 125 pieds. Un soulèvement régional aussi soudain, au cours de l'existence de ce lac, semble improbable. Il semble plus vraisemblable qu'il y ait eu une période d'écoulement le long du front de glaces ou sous les glaces à Fossmill, les eaux descendant à l'est, vers les rivières Petawawa et Barron, pour se déverser dans la mer Champlain, aux environs de la vallée submergée de l'Outaouais. Si l'on projetait la ligne de rivage du grand lac Algonquin, vers le nord jusqu'au déversoir de Fossmill, seuil de Kilrush (1,145 pieds d'altitude), elle atteindrait une altitude de 1,415 pieds environ. Ainsi, l'écoulement par le déversoir de Fossmill, au-dessus du seuil de Kilrush, aurait abaissé le niveau du lac Algonquin d'environ 270 pieds, sans la compensation par des soulèvements différentiels, au cours d'une période assez longue, à condition que la région fût restée au-dessus du niveau de la mer.

Ce double processus, contrôle de l'écoulement des eaux par les glaces et soulèvements différentiels, peut partiellement expliquer la longue controverse du parallélisme ou de la convergence des quelques lignes de rivage des lacs postérieurs au lac Algonquin, dénommées: Ardtrea, Upper Orillia, Lower Orillia, Wyebridge, Penetang, Cedar Point et Payette. Selon Deane (1950), le déversoir de Fenelon Falls a servi d'issue aux eaux jusqu'après la phase Ardtrea. Un soulèvement différentiel, d'environ 50 pieds, eut lieu avant la période Upper Orillia, et le lac Simcoe s'est trouvé séparé des eaux du bassin du lac Algonquin, après la phase Penetang (fig. XII-16k).

Antérieurement au cours de l'existence du lac Algonquin une avancée importante de la nappe glaciaire a envahi les bassins du lac Supérieur et du lac Michigan, mais ses conséquences sur le bassin du lac Huron semblent limitées. Cette avancée glaciaire, nommée Valdars, est présumée dériver du nord-est du lac Supérieur (fig. XII-16i). Les hautes-terres, à l'est du lac Supérieur, peuvent fort bien avoir restreint l'avancée des glaces dans le bassin du lac Huron en les dérivant vers le sud sur le bassin du lac Michigan. Ces glaces sont demeurées dans ces bassins, tandis que le recul de celles de Valdars (fig. XII-16j) ouvrait au lac glaciaire Algonquin la région de Sault-Sainte-Marie, alors qu'il était restreint à la pointe nord du bassin du lac Michigan, et pratiquement exclu du bassin du lac Supérieur (Hough, 1958).

Le lac glaciaire Algonquin n'a pas recouvert le bassin de Sudbury; des lignes de rivage y sont visibles à différentes altitudes, mais elles sont toutes au-dessous de la projection du niveau hydrostatique du grand lac Algonquin. Plus à l'ouest, toutefois, on relève des lignes de rivage à un niveau plus élevé, et, à 3 milles au nord-ouest de Sault-Sainte-Marie, elles atteignent 1,025 pieds. En se fondant sur la direction des isobases et sur le degré de

soulèvement, on constate que ces lignes de rivage ont un rapport étroit avec la plus haute ligne relevée dans l'île Manitoulin. A 3 milles au sud de Little Current, cette ligne est à 1,013 pieds et est considérée comme un rivage du grand lac Algonquin. La projection de l'isobase vers l'est démontre, toutefois, qu'elle est à environ 25 pieds plus bas que la ligne de rivage du grand lac Algonquin, relevée à l'est de Huntsville. Ce fait permet de supposer que l'île Manitoulin est restée couverte de glace jusqu'à ce qu'un soulèvement élève la région de quelque 25 pieds, probablement au cours de la phase Ardtrea du lac Algonquin.

Dans la partie septentrionale de la région du lac Simcoe, la différence d'altitude entre les lignes de rivage d'Upper Orillia et de Payette est d'environ 140 pieds (Deane, 1950, fig. 7). Ainsi, l'écoulement prolongé par le déversoir de Fossmill et son surcreusement maximal par érosion, d'environ 220 pieds, expliqueraient toutes les lignes de rivage relevées par Deane. Si aucun soulèvement ne s'était produit dans la région de Fossmill, au cours de l'existence des lacs postérieurs au lac Algonquin, les phases Sheguiandah et Korah du lac Algonquin, qui représentent un abaissement de 70 pieds par rapport à la ligne de rivage de Payette, à Sault-Sainte-Marie (Hough, 1958), pourraient également s'expliquer par l'écoulement sur le seuil de Kilrush à Fossmill. Il est cependant probable que, durant un soulèvement différentiel déjà engagé, un nouveau soulèvement de 50 à 100 pieds se soit produit sur une période de plusieurs centaines d'années, dans la région de Fossmill. Il en résulte que les phases Sheguiandah et Korah du lac Algonquin peuvent correspondre aux phases à écoulement par d'autres routes, vers la vallée de la rivière Petawawa. L'une d'elles passait par les lacs Sobie et Guilmette, le seuil formant barrière est, à l'est du lac Guilmette, à environ 1,125 pieds d'altitude. Ce site, à quelque 3 milles au nord du seuil de Kilrush, en direction du soulèvement le plus important, a subi un surcreusement de quelque 40 pieds; il correspond, selon l'auteur, à la phase Sheguiandah, de 35 pieds au-dessous du niveau Payette à Sault-Sainte-Marie. Une autre issue s'est ouverte lorsque le front glaciaire s'est retiré dans la vallée de la rivière Mattawa et a dégagé partiellement la vallée de la rivière Amable du Fond; cette nouvelle issue était orientée vers le sud, en direction du lac Mink et du réseau de la rivière Petawawa. Le seuil du lac Mink est à 1,075 pieds d'altitude et se trouve sur la même isobase que le seuil de Guilmette (1,125 pieds d'altitude). Ainsi, un maximum de surcreusement de 50 pieds est possible, mais il se peut fort bien qu'un soulèvement de terrain de quelque 15 pieds eut lieu lorsque les glaces se sont retirées dans la vallée de la Mattawa. L'auteur a donc établi ici une corrélation entre la phase Korah, à environ 35 pieds au-dessous de la phase Sheguiandah, à Sault-Sainte-Marie, et l'écoulement au déversoir d'Amable du Fond sur le seuil du lac Mink (fig. XII-16l).

Les eaux des lacs postérieurs au lac Algonquin, à Fossmill, s'écoulaient vers l'est et, par des chenaux auxiliaires,

jusqu'aux rivières Petawawa et Barron, et ont formé dans la mer Champlain un vaste delta aux dépôts de sable et d'un peu de gravier. A en juger par la dimension du delta, l'issue devait côtoyer un front glaciaire actif. Gadd (1963) a en effet localisé une petite moraine terminale dans la vallée de l'Outaouais, près du confluent de la rivière Petawawa et de l'Outaouais. Les blocs erratiques, retrouvés dans le réseau d'écoulement des rivières Petawawa et Barron, ont une dimension exceptionnelle, atteignant par endroits deux à trois pieds de diamètre. Ils forment des crêtes et des monticules, parfois de 20 pieds, qui ressemblent à des barres construites par des cours d'eau torrentiels.

Lorsque le seuil du lac Mink contrôlait l'écoulement des eaux des lacs postérieurs au lac Algonquin, immédiatement avant l'écoulement vers l'est, dans la vallée de la rivière Mattawa, la profondeur de l'eau au-dessus du seuil de North Bay était de 400 pieds, calcul fondé sur un degré de soulèvement de 6.5 pieds au mille, en direction N20°E, tel qu'indiqué par la disposition des lignes de rivage au nord de North Bay. Puisque Hough (1958) considère que l'altitude de la surface du lac de la phase Payette était de 465 pieds, l'altitude du lac de la phase Korah devait se situer à environ 400 pieds. Hough a estimé que l'altitude du lac Stanley, lac glaciaire du bassin du lac Huron au niveau le plus bas, était d'environ 190 pieds, bien que ce lac pût, selon C. F. M. Lewis, être à une altitude bien plus élevée. Il est donc évident qu'à la suite d'une baisse de niveau du lac, peut-être de 200 pieds, et par suite de l'écoulement vers l'est des eaux du lac postérieur au lac Algonquin, le long de la vallée de la rivière Mattawa, la partie de ce lac dans le bassin du lac Huron a dû se séparer du lac demeuré dans le bassin du lac Nipissing. Après cette séparation, le niveau de cette dernière partie s'est encore abaissé de 200 pieds et a dégagé le seuil de North Bay (fig. XII-16m). Un lac distinct, à basse altitude, existait également dans le bassin de la baie Georgienne; W. M. Tovell propose de lui donner le nom de lac Hough, en reconnaissance des travaux de recherches de J. L. Hough sur les lacs à faible altitude des bassins des lacs Michigan et Huron.

Lors du recul des glaces vers l'est, le long de la vallée de la Mattawa, l'abaissement du niveau des eaux des lacs a dû s'accomplir surtout par écoulement sous-glaciaire. L'auteur n'a relevé aucune trace d'issue en surface, dans la vallée de la Mattawa, entre Amable du Fond et un point à 5 milles au sud-est de Mattawa (Ont.). Lors de l'écoulement des eaux en surface (le long du front des glaces) vers la vallée de l'Outaouais, un abaissement d'environ 370 pieds, du niveau du lac Korah, dans la vallée Nipissing-Mattawa, avait déjà eu lieu. L'écoulement en surface a abaissé le niveau de 30 pieds, et le seuil de North Bay a émergé. Le recul de la glace de la vallée de l'Outaouais, entre les points situés de 7 à 20 milles à l'est de Mattawa, n'eut d'autre résultat que d'accentuer la pente du déversoir à l'est de North Bay.

## Bassin du lac Supérieur

*Lacs Duluth-Minong-Houghton.* Dans le bassin du lac Supérieur, le retrait des glaces s'est effectué vers le nord-est, et les eaux de fonte se sont accumulées à l'extrémité occidentale du bassin. Farrand (1961) et Zoltai (1965) ont décrit l'évolution des lacs du bassin du lac Supérieur et du retrait glaciaire de cette région. Selon Farrand, les premiers lacs du bassin du lac Supérieur n'ont pas touché les rives canadiennes. Il reste que le lac glaciaire Duluth a pu former une plage dans l'Isle-Royale, juste à l'est de la frontière internationale, à une altitude de 1,060 ou de 1,075 pieds, et, d'après Zoltai, le lac Duluth se prolongeait le long de la frontière, à l'ouest du lac Supérieur. Le lac Duluth s'écoulait vers le sud-ouest, dans la vallée du Mississippi (fig. XII-16j). Le retrait des glaces a ouvert plus tard un déversoir à un niveau plus bas, vers le bassin du lac Michigan, ce qui a amené la formation d'une succession de lacs glaciaires temporaires. On a cru que ces phases correspondaient à celles du lac Algonquin du bassin du lac Huron, mais on pense maintenant qu'elles se sont développées indépendamment; Farrand les appelle les lacs postérieurs au lac Duluth (fig. XII-16j, m). Des plages, attribuables à quelques-uns de ces lacs, ont été relevées dans l'Isle-Royale et à l'ouest de Fort William. Celle à l'ouest de Fort William semble cependant avoir été partiellement formée par un autre lac, indépendant et plus ancien, dans le bassin de la rivière Kaministiquia (Zoltai, 1965).

Lorsque le recul glaciaire, de l'extrémité orientale du bassin du lac Supérieur, eut donné aux lacs postérieurs du lac Duluth libre accès à la baie Whitefish, leurs eaux se sont unies à celles des lacs postérieurs du lac Algonquin, dans le bassin du lac Huron. Ultérieurement, le glacier s'est retiré complètement du bassin du lac Supérieur. Farrand a donné le nom de Minong au lac qui en est résulté; ce lac a laissé les lignes de rivage les plus élevées, à l'extrémité nord-est du bassin du lac Supérieur. Les plages, soulevées sur la rive nord du lac se trouvent entre 950 et 1,000 pieds. Farrand fait coïncider la phase du lac Minong à celle du lac Sheguiandah du bassin du lac Huron; l'auteur croit qu'elle est un peu plus récente, et situe le déversoir du lac Minong à Sault-Saint-Marie (fig. XII-16n, o).

Sur la rive nord du lac Supérieur, au-dessous de la ligne de rivage du lac Minong, apparaissent une série de dépôts de plage ou de petits escarpements d'abrasion littorale, selon les caractéristiques du rivage, que Farrand attribue à des phases de lac postérieures au lac Minong. Ils se rencontrent sur une distance verticale de plus de 50 pieds. La ligne de rivage, la plus basse et la mieux formée, est entre 750 et 765 pieds d'altitude, près de Dorion, elle est connue sous le nom de plage Dorion et semble être le résultat d'adaptations du déversoir au relief de la région, plutôt qu'à un soulèvement différentiel (fig. XII-16p, q). Une autre adaptation a occasionné un nouvel abaissement de quelques dizaines de pieds et la formation d'une ligne

de rivage que Farrand met en corrélation avec les phases des lacs de basses altitudes dans le bassin du lac Huron. Il a donné au lac de basse altitude, du bassin du lac Supérieur, le nom de lac Houghton, et indique que ce lac s'écoulait dans le bassin du lac Huron, à Sault-Sainte-Marie, par l'ancienne rivière Sainte-Marie. Il estime que le lac était à environ 360 pieds a.n.m. Ses lignes de rivage ont été oblitérées, le long de la côte est du lac Supérieur, par un lac plus jeune, mais elles ont été conservées sur la rive nord par un soulèvement différentiel (fig. XII-16r, s).

### *Partie supérieure de la région des Grands lacs*

*Lacs Nipissing et post-Nipissing de basse altitude.* Comme mentionné antérieurement, le retrait des glaces de l'extrémité orientale de la vallée de la rivière Mattawa a drainé les eaux des lacs de la partie supérieure des bassins des Grands lacs à des niveaux très bas. La cote de dénivellation, indiquée à North Bay, laisse également supposer la formation de lacs indépendants, respectivement dans les bassins du lac Nipissing, de la baie Georgienne et du grand lac Huron (fig. XII-16m). L'érosion des déversoirs de chacun de ces bassins a entraîné l'abaissement continu du niveau des lacs de la partie supérieure des Grands lacs, au cours d'une très longue période, pendant laquelle un soulèvement différentiel a élevé l'extrémité nord-est du réseau de drainage. Ainsi, les niveaux les plus bas des lacs Stanley, Houghton et Chippewa n'ont pas été atteints simultanément. Ces lacs ont subsisté jusqu'à ce que leurs déversoirs soient submergés par l'eau de l'est, à la suite du soulèvement continu dans la région de North Bay. Une configuration conjecturale de ces lacs est représentée dans les figures XII-16m, w. Suivant les hypothèses émises, tant sur les dates des différentes phases postérieures au lac Algonquin que sur l'ampleur et le taux de surrection du soulèvement différentiel, au cours de ces phases lacustres et des phases de bas niveau subséquentes, différents âges de ces lacs à bas niveau peuvent être déduits. Le lac Stanley peut avoir fusionné avec le lac Chippewa dès 10,400 ans avant le présent au lieu de 8,100 ans comme indiqué. Peut-être qu'un âge de 9,500 ans avant le présent serait plus vraisemblable que ces deux extrêmes, mais il doit être tenu compte du temps d'érosion pour la réouverture du chenal Mackinac de jonction, entre les bassins du lac Michigan et du lac Huron.

Lorsque North Bay s'est trouvé à 605 pieds a.n.m., l'écoulement a recommencé à Port Huron et à Chicago. Finalement, un soulèvement différentiel continu a élevé le déversoir de North Bay au-dessus du niveau du lac, et le drainage s'est effectué entièrement par les issues du sud. La longue utilisation de ces issues a occasionné une certaine stabilisation du niveau du lac, et le développement d'une ligne de rivage bien marquée, celle de la phase Nipissing des Grands lacs (fig. XII-16x). Les nappes d'eau, convergeant dans les bassins des lacs Huron, Michigan, et Supérieur, avec écoulement à Port Huron et à Chicago, sont appelées les Grands lacs Nipissing. La plate-forme d'éro-

sion Nipissing est bien visible à peu de distance à l'ouest de North Bay, à 700 pieds d'altitude, alors que la rive actuelle se situe à 648 pieds. La grand-route vers Sault-Sainte-Marie traverse la plate-forme Nipissing à maintes reprises.

On s'accorde généralement pour faire remonter la phase Nipissing des Grands lacs à environ 4,200 ans avant notre ère. De nombreux dépôts organiques, trouvés à des niveaux inférieurs à la ligne de rivage Nipissing, en divers endroits de la région des Grands lacs, remonteraient à 7,000 ou 8,000 ans avant le présent; on les attribue en général au pré-Nipissing ou à la période antérieure à la montée des eaux du lac Nipissing. La datation récente de matériaux de la Petite rivière Pic, sur la rive nord du lac Supérieur, indique une des phases du lac Nipissing, antérieure à 6,000 ans avant notre ère. Du bois de couches d'argile silteuse, sous un dépôt de sable de 15 pieds d'épaisseur, qui forme une terrasse où le pont de la grand-route enjambe cette rivière, a été daté à  $5,920 \pm 120$  et  $5,960 \pm 120$  ans (CGC-83, 103). La terrasse se trouve à une altitude d'environ 700 pieds. Farrand (1961) considère que ces dépôts sont de la période transitoire Nipissing/Algoma puisqu'ils sont à 692 pieds d'altitude, et qu'il a trouvé une crête de cailloux à 718 pieds, qu'il considère comme la plage du lac Nipissing. L'auteur et S. C. Zoltai ont noté un passage graduel entre une argile silteuse inférieure, contenant des débris végétaux et des coquillages dans les quelques pieds supérieurs, et du sable, au sommet, à teneur de coquillages (principalement *Sphaerium sulcatum*). De minuscules tissus végétaux, prélevés sur quelques pouces à la base du sable, ont donné  $6,100 \pm 160$  ans (CGC-285). L'auteur considère donc que l'argile silteuse renfermant des débris végétaux, le sable contenant des coquillages et la plage de blocs erratiques remontent tous au même étage lacustre, probablement celui de Nipissing. Sur le côté est du lac Huron, à 4 milles au nord-est d'Owen Sound, on a trouvé des débris de bois dans la partie inférieure d'une large crête de gravier que L. J. Chapman affirme être une plage du lac Nipissing. Les graviers forment un dépôt d'une épaisseur de 18 pieds et passent graduellement dans du sable le long de la pente. Le tout repose sur de l'argile silteuse. Du bois recueilli dans la zone de contact sable-argile date de  $5,770 \pm 130$  ans (CGC-347). A Meaford, 14 milles plus à l'est, on a trouvé du bois dans une couche argileuse, sous huit pieds de sable, à une altitude de 605 pieds. On croit que, là encore, il s'agit d'une phase du lac Nipissing. La datation de ce bois a donné  $6,300 \pm 150$  ans (L-312).

La datation au radiocarbone des matériaux organiques, à la base des dépôts dans de petits lacs au même niveau que le lac Nipissing, dans l'île Manitoulin (Lewis, 1968), prouve qu'une des phases du lac Nipissing était presque à son étendue maximale, il y a environ 5,500 ans. Lewis relève une preuve similaire à North Bay, indiquant que le chenal avait cessé d'être utilisé il y a quelque 5,000 ans. Il est donc évident que les Grands lacs Nipissing (605 pieds a.n.m.), que l'on considérerait comme ayant été

formés il y a environ 4,200 ans, sont en fait une combinaison de phases lacustres, reflétant tout d'abord l'écoulement par trois déversoirs, puis par les deux déversoirs méridionaux seulement; ces phénomènes remonteraient entre 6,000 et 4,200 ans avant le présent. La phase à trois déversoirs peut être appelée, Grands lacs Nipissing I, et la phase à deux déversoirs, Grands lacs Nipissing II.

L'érosion, le long des déversoirs méridionaux des Grands lacs Nipissing II, a provoqué un abaissement du niveau des eaux qui s'est maintenu jusqu'à ce qu'une partie du système des déversoirs de Port Huron se stabilise, grâce à la roche en place et à l'accumulation de blocs erratiques; simultanément, le déversoir de Chicago se stabilisait de la même manière. L'arrêt dans l'abaissement du niveau des déversoirs a marqué la phase initiale du lac Algoma, à environ 596 pieds d'altitude (Hough, 1958). Cet événement peut remonter à environ 4,000 ans (CGC-301). Tandis que la partie septentrionale des bassins lacustres était lentement soulevée, un déplacement latéral du chenal de Port Huron vers des matériaux moins résistants, a occasionné une reprise du processus de surcreusement du chenal. Le soulèvement du seuil, à Sault-Sainte-Marie, a donné naissance à un lac distinct dans le bassin du lac Supérieur, événement connu comme l'étage Sault (Farrand, 1961), qui peut remonter à environ 2,000 à 3,000 ans. Cet étage a été suivi par le sous-étage Sault et, finalement, par la formation du présent lac Supérieur, à 602 pieds d'altitude. Dans l'intervalle, l'érosion du déversoir, à Port Huron, a abaissé le niveau des eaux des bassins des lacs Huron et Michigan à leur niveau actuel de 580 pieds.

#### *Nord-ouest de l'Ontario*

Zoltai (1961, 1963, 1965) et Boissonneau (1966, 1968) ont traité du retrait des glaces du nord de l'Ontario, dans les régions situées au-delà des bassins des lacs Supérieur et Huron. Antérieurement au recul des glaces du bassin du lac Supérieur, la nappe glaciaire Laurentide, à l'ouest du lac Supérieur, s'étendait vers le sud-ouest dans le Minnesota. A mesure de son recul vers le nord, dans l'ouest de l'Ontario, la nappe glaciaire demeurait en contact avec le lac glaciaire Agassiz sur un vaste front; l'évolution de ce lac fait l'objet d'une étude séparée. Les fluctuations du flux glaciaire ont favorisé la formation de nombreuses moraines terminales importantes. Le système de moraines terminales le plus au sud, dans l'ouest de l'Ontario, est orienté sud-est et s'étend du lac des Bois au lac à la Pluie (carte 1253A). A la suite d'un recul du front glaciaire de quelque 75 milles vers le nord-est, s'est formée la moraine de Steep Rock. Cette moraine s'étend des environs du lac Steep Rock, vers le sud-est, à la frontière internationale, à environ 25 milles à l'ouest du lac Supérieur. Peu après, la vaste moraine Eagle-Finlayson s'est déposée. Elle peut être suivie sur environ 175 milles vers le sud-est, à partir d'un point situé à 30 milles au nord-ouest de Kenora jusqu'à moins de 30 milles de Thunder Bay, où elle se trouve tronquée par une moraine terminale, déposée

par un lobe glaciaire du bassin du lac Supérieur. Après un vaste recul des glaces dans l'ouest de l'Ontario, une nouvelle avancée du front glaciaire a donné naissance à la moraine Hartman, que Zoltai (1965) considère de Valders. A son extrémité nord-ouest, cette moraine s'incurve brusquement vers le nord, puis, au nord-est, jusqu'à ce qu'elle soit tronquée par la moraine de Lac Seul, plus récente. Lors du contact du front glaciaire et de la moraine Hartman, d'importants lobes glaciaires étaient actifs dans les bassins des lacs Nipigon et Supérieur, et ont formé respectivement les moraines correspondantes adjacentes du lac Dog et de Marks. Cette dernière peut être suivie jusqu'à une région élevée d'affleurements, au sud-ouest de Thunder Bay; il est donc possible que le front glaciaire de Valders traversait la frontière internationale à quelques milles seulement à l'ouest de la rive du lac Supérieur.

A 10 ou 20 milles environ au nord-est de la moraine Hartman, la masse de glace a déposé une vaste moraine, la moraine de Lac Seul, incurvée autour de la partie occidentale de Lac Seul. Au sud-ouest, elle fusionne avec la moraine interlobaire Kaiashk (Zoltai, 1965), formée, en partie, entre les lobes glaciaires de dépôt des moraines Hartman et du lac Dog; Zoltai croit, cependant, que l'extrémité nord-est de la moraine Kaiashk est une moraine terminale reconstituée du lobe de glace de Lac Seul. Des couches d'argiles varvées sous-jacentes, dans la région de Lac Seul, témoignent d'un recul glaciaire, suivi d'une avancée du front de glace, d'au moins 20 milles (Zoltai, 1965). La moraine de Lac Seul s'étend vers le nord-ouest, jusque dans la région de Red Lake-Lansdowne House (Prest, 1963). Le long de la rive sud-ouest du lac Trout, elle s'élève brusquement à environ 270 pieds, mais, sur le côté opposé au front de glace, elle s'incline plus doucement vers le sud-ouest, et présente plusieurs excellentes plages et terrasses du lac glaciaire Agassiz. La moraine s'est formée au-dessous du niveau du lac Agassiz, et seules trois petites parties de la moraine émergent. Vers le nord-ouest, la moraine est plus basse et moins distincte, mais, contrairement aux eskers environnants remaniés, des rides de sable et de gravier, modifiées par les vagues, peuvent être d'origine morainique et peuvent indiquer la position antérieure du lobe glaciaire. La moraine terminale semble faire une boucle vers le nord, puis, vers l'est, en direction des lacs Windigo, où elle est tronquée par les moraines terminales du lobe glaciaire du petit lac Windigo. Des caractéristiques d'écoulement de la glace et des eskers indiquent également la forme convexe du front glaciaire de Lac Seul. La formation de lobes sur le front ouest de la masse de glace était probablement due au vélage des fronts glaciaires dans les eaux profondes d'une baie du lac Agassiz (fig. XII-16 m).

Après une courte période de récession dans l'ouest de l'Ontario, un intervalle stationnaire du recul du front des glaces et une avancée mineure de la masse de glace ont donné la moraine de Sioux Lookout, en terrain relativement élevé, à l'ouest du lac Nipigon. Vers le nord-ouest,



on rencontre quelques rares moraines De Geer, qui délimitent les positions du front glaciaire lors du vèlement dans le lac Agassiz. Après un recul d'au moins 80 milles, la partie septentrionale de la masse de glace s'est immobilisée et a formé la moraine Whitewater. Sur le côté est, un lobe de glace a avancé de nouveau et a formé la moraine Nipigon le long du côté ouest du bassin Nipigon (Zoltai, 1965). L'auteur croit que seule la partie septentrionale de cette moraine terminale s'est formée à ce moment (fig. XII-16p) et que la partie méridionale représente une ancienne moraine.

Le mouvement plus prononcé de la masse de glace en récession de la partie septentrionale, par rapport à celle de la partie orientale, a donné lieu à la formation de nombreuses moraines terminales de retrait dans la région des lacs Windigo, dans le nord-ouest de l'Ontario, et à la formation d'une moraine interlobaire, au sud de ces lacs.

Le second réseau morainique le plus important, déposé dans le nord-ouest de l'Ontario par la masse de glace qui, bien que présentant des mouvements variables, était généralement en régression, est la vaste moraine Agutua, orientée sud-est (Tyrrell, 1913; Prest, 1963). La présence d'argiles lacustres, sous le till, le long de la rivière Otoskwin, indique une nouvelle avancée de quelque 25 milles. La partie la plus élevée de cette moraine se trouve dans un vaste coude de la rivière Albany, à l'ouest des lacs Miminiska, où elle atteint 500 pieds au-dessus du niveau de la rivière. Le système morainique Crescent (Zoltai, 1965), au nord du lac Nipigon, et la moraine Agutua sont probablement corrélatives.

Après le dépôt de la moraine Agutua, la masse de glace septentrionale a reculé d'une vingtaine de milles en direction du nord-est avant un stationnement assez long pour former une moraine terminale. Cette moraine se présente en plusieurs segments discontinus et s'aligne avec des zones de moraines De Geer. A cette époque, il semble que la partie orientale de la masse de glace ait avancé profondément, c'est l'avancée glaciaire Miminiska, car elle a recouvert plusieurs parties de la moraine Agutua dans les environs de la rivière Albany. Au cours de son recul, la masse de glace a laissé des segments de moraine terminale, une moraine interlobaire, des eskers et des indices d'écoulement glaciaire, vestiges de sa forme. Au sud-ouest, dans la région de la rivière Ogoki, cette même avancée glaciaire est probablement à l'origine des moraines Nakina (Zoltai, 1965).

A la suite d'un recul d'une trentaine de milles, le lobe septentrional s'est stabilisé et une moraine s'est formée près de Big Beaverhouse, sur la rivière Winisk. Cette moraine s'étend vers le nord-ouest, depuis la région sud du lac Wunnummin jusqu'au petit lac Sachigo. Le lobe oriental a laissé peu de traces de la position de son front. Il est possible qu'il ait formé les segments de moraine, à l'ouest de Landsdown House, et qu'il se soit allongé vers le sud-sud-est, à travers le lac Ogoki. Non loin à l'est de ce lac, les traits d'écoulement des glaces sont dissimulés ou ont

été détruits par l'avancée glaciaire Cochrane, plus récente et venant du nord (voir la partie de ce chapitre nord de l'Ontario et ouest du Québec).

*Lac glaciaire Agassiz.* Avec le recul de la masse de glace Laurentide, au nord de la ligne de partage des eaux du Mississippi, le lac glaciaire Agassiz recouvrait de vastes régions comprises aujourd'hui dans le Minnesota, le Dakota-Nord, la Saskatchewan, le Manitoba et l'Ontario. A mesure de leur transgression vers le nord, les eaux du lac s'étendaient moins loin vers le sud. Il s'ensuit que, même si la superficie des terres recouvertes par le lac Agassiz, à quelque époque que ce soit, atteignait plus de 200,000 milles carrés, le lac lui-même n'a probablement jamais mesuré plus de 80,000 milles carrés environ (Elson, 1967).

L'histoire du lac glaciaire Agassiz se rattache partiellement et de façon complexe à la période de retrait de la masse de glace continentale de la région nord-ouest de l'Ontario, décrite précédemment. Pendant ce retrait, les issues dépendaient de la position du front des glaces et de la topographie du nord-ouest de l'Ontario. Nombre de lignes de rivage ont été formées par l'action de l'écoulement des eaux aux issues de l'est, vers le bassin du lac Nipigon, et, de là, vers le sud, dans le bassin du lac Supérieur.

Dès 1822, était reconnue l'existence d'un vaste lac ancien, dans le bassin de la rivière Rouge aux États-Unis, appelé Agassiz en 1879, en l'honneur du savant Louis Agassiz. La première étude remonte à Upham (1895), puis celle de Leverett et Sardeson (Leverett, 1932). Nombre de chercheurs ont apporté de nouveaux renseignements sur la partie canadienne du bassin du lac Agassiz, notamment Johnston (1946) et Elson (1957, 1967). Les études sur place de Zoltai (1961, 1963, 1965) et Prest (1963) ont permis de recueillir des informations sur les issues de l'est, qui alimentaient le lac glaciaire Kelvin, dans le bassin du lac Nipigon, et sur l'étendue du lac Agassiz dans le nord-ouest de l'Ontario. Elson a retracé plusieurs aspects de l'évolution du lac Agassiz. Il a reconnu les traces d'une baisse progressive du niveau des eaux du lac, baisse qui serait en rapport avec l'ouverture successive d'issues au sud, au nord-ouest, à l'est et au nord. Les fluctuations du front des glaces dans la région des déversoirs ont interrompu cette baisse à quelques reprises, et le niveau des eaux du lac s'est élevé. Elson croit à une relation entre ces divers déversoirs et les anciennes lignes de rivage dans le bassin de la rivière Rouge. L'auteur de ce chapitre a tenté de reconstituer la configuration du lac Agassiz, au cours de quelques-uns des stades où la forme du lac était modifiée par l'existence des déversoirs de l'est. Dans ce travail, il a tenu compte des degrés de soulèvement établis par Johnston, de la position et de l'altitude des déversoirs d'après Zoltai, de ses propres données sur les niveaux du lac et sur les positions du front de glace dans le nord-ouest de l'Ontario, et des données des nouvelles cartes topographiques à courbes de niveau.

Le lac Agassiz s'est formé au cours du recul de la masse de glace Laurentide dans la région d'amont du bassin de la rivière Rouge, le long de l'actuelle frontière entre le Minnesota et le Dakota-Nord. Il s'est étendu ensuite vers le nord, au Manitoba et au nord-ouest de l'Ontario, jusqu'aux secteurs de Keewatin et de Labrador de la masse de glace Laurentide. L'écoulement s'effectuait par le lac Traverse, situé à l'extrémité sud du réseau fluvial de la rivière Rouge, puis dans la rivière Minnesota du réseau fluvial du Mississippi. Par suite de l'érosion du niveau du déversoir jusqu'à un seuil rocheux, le niveau du lac Agassiz s'est abaissé de 80 à 90 pieds. Cette baisse s'est produite par intervalles irréguliers, probablement du fait des remparts morainiques édifiés le long du déversoir, et dont un débit périodiquement plus puissant avait raison. Dans le sud du Manitoba et le nord-ouest de l'Ontario, on a reconnu quatre phases du niveau du lac: les phases Herman, Norcross, Tintah et Campbell, et de nombreuses petites lignes de rivage intermédiaires (fig. XII-16d, f).

Elson (1966, p. 92) a suggéré que l'abaissement des eaux, à partir du niveau Norcross, et le retour à ce niveau correspondaient à une courte période d'évacuation des eaux du côté est, dans le lac Supérieur, par un déversoir qui serait maintenant la rivière du Chien, dans le nord-ouest de l'Ontario (fig. XII-16g, h). L'auteur est d'avis que l'ancien écoulement des eaux par ce déversoir peut expliquer la première phase du niveau du lac Agassiz le plus bas, phénomène qui remonterait peut-être à 12,000 ans (Elson, 1966, fig. 6). De la tourbe sableuse, provenant d'alluvions déposées à peu près au niveau Campbell, dans la vallée de la rivière Assiniboine, et dont la formation serait reliée à un approfondissement du lac, a été datée à  $12,400 \pm 420$  ans. Lorsqu'une nouvelle avancée des glaces a obstrué le déversoir de la rivière du Chien, l'écoulement des eaux s'est effectué par le sud. Les eaux du lac s'élevaient jusqu'au niveau Norcross car, dans l'intervalle, le déversoir du lac Traverse avait été comblé de sédiments. A mesure que l'érosion déplaçait ces sédiments, le niveau du lac Agassiz s'abaissait jusqu'au niveau Campbell, niveau déterminé par un seuil de roche en place (fig. XII-16i, j). Le front de la masse de glace était alors délimité par les moraines Hartman et du lac du Chien, estimées être de Valders.

Lors d'un nouveau recul de la masse de glace, le déversoir du lac du Chien est demeuré fermé, et l'écoulement des eaux du côté oriental ne s'est effectué qu'après le retrait du front des glaces au-delà d'une ligne passant par Sioux Lookout; de là, le lac se déversait dans le bassin du lac Nipigon (fig. XII-16k). Ce phénomène date d'environ 11,000 ans. Une nouvelle avancée des glaces a fermé les déversoirs de l'est, le niveau du lac est remonté au niveau Campbell, et la moraine de Lac Seul s'est déposée (fig. XII-16l, m). Un nouveau recul de la masse de glaces a amené la réouverture des réservoirs, l'écoulement vers le bassin du lac Nipigon, et une baisse du niveau du lac (fig. XII-16n). Un retour de la masse glaciaire, il

y a environ 10,000 ans, a donné lieu à la formation de la moraine Sioux Lookout, à la fermeture des déversoirs de l'est et, pour la dernière fois, à une élévation du niveau des eaux du lac Agassiz jusqu'au niveau Campbell (fig. XII-16o). Ultérieurement, le retrait des glaces a amené du côté est l'ouverture de déversoirs à des niveaux toujours de plus en plus bas, et la formation d'une succession de plages bien définies dans certaines régions du bassin de la rivière Rouge. A mesure de la baisse de niveau, le terrain émergeait à l'ouest du lac Nipigon, et les déversoirs vers l'ouest s'allongeaient (fig. XII-16p).

Lors de l'écoulement des eaux vers l'est par les plus bas déversoirs, les glaces se sont retirées de la région nord-ouest du bassin du lac Nipigon (Prest, 1963). Il s'est formé une nouvelle issue à un niveau plus bas et les eaux se sont écoulées vers le sud-est le long du front des glaces, jusqu'à l'extrémité nord du bassin du lac Nipigon. Par suite d'un retrait important du front nord de la masse de glaces avant l'avancée d'Agutua, il est possible que par des terrains bas les eaux du lac Agassiz se soient déversées vers le sud-est dans le lac glaciaire Barlow-Ojibway. Toutefois, la nouvelle avancée d'Agutua a obstrué tous ces déversoirs. Le réseau des déversoirs s'est transformé lorsque les glaces se sont éloignées de la moraine Agutua, et lors de leur avancée dans la région des moraines Nakina. A cette époque, les eaux du lac Agassiz se déversaient dans le lac glaciaire Nakina (Zoltai, 1965), dont un déversoir écoulait les eaux vers l'extrémité nord du bassin du lac Nipigon (fig. XII-16r).

Le front de la nappe glaciaire continentale en recul est resté baigné par les eaux du lac Agassiz jusqu'au retrait de la masse des glaces de la région occupée par la moraine Big Beaverhouse. L'écoulement des eaux du lac peut être demeuré vers le sud-est, peut-être vers le lac Barlow-Ojibway, pendant le dépôt de la moraine, et qu'ensuite les eaux aient emprunté la vallée de la rivière de l'Écho vers le nord, pour atteindre les basses-terres de la baie d'Hudson. La baisse du niveau des eaux, occasionnée par cet écoulement, eut pour effet de séparer le lac Agassiz des lacs, situés en bordure du front glaciaire, dans la partie ontarienne du bassin hydrographique de la baie d'Hudson (fig. XII-16s). Ultérieurement, l'écoulement du lac Agassiz était détourné et les eaux dirigées vers le bassin de la rivière Nelson. Enfin, après la fonte de ses glaces périphériques, le lac glaciaire Agassiz s'est transformé en étendues lacustres, antécédents des lacs Winnipeg, Winnipegosis et Manitoba d'aujourd'hui.

#### *Nord de l'Ontario et ouest du Québec*

*Lac glaciaire Barlow-Ojibway.* Dans le nord de l'Ontario, à l'est et au nord-est du lac Supérieur, la régression glaciaire était en direction nord vers la baie James alors que, dans les régions adjacentes de l'ouest du Québec, le recul était en direction nord-est, vers le centre de la province de Québec. Les eaux de fonte ont formé un lac entre le front de la masse de glaces et la ligne de partage

des eaux (fig. XII-16m, q). On s'est longtemps demandé par quel phénomène les eaux de ce grand lac, à cheval sur la ligne séparant les bassins hydrographiques de la baie d'Hudson et du Saint-Laurent, ont pu demeurer à des niveaux élevés, tout en se déversant vers le sud, par la vallée du lac Témiscamingue. Le déversoir étant obstrué par une moraine de quelque 10 milles au nord de Témiscamingue (Québec), il est vraisemblable que le niveau du lac se soit stabilisé par l'accumulation de blocs erratiques. Les pentes du déversoir et le niveau du lac ont dû être modifiés périodiquement par le redressement isostatique. La profondeur du lac a diminué graduellement. Ce fait est établi par la présence d'horizons sablonneux dans les dépôts d'argile à varves, et par un degré de redressement sur les plus hautes lignes de rivage, plus élevé dans la partie sud du bassin que dans la partie nord. L'auteur a établi, à partir de la position du déversoir jusqu'au lac Larder, un degré de redressement d'environ 4 pieds au mille et du lac Larder à la colline Plamondin, de 2.1 pieds au mille. Hughes (1965) affirme que le redressement maximal de courts segments des anciennes lignes de rivage inférieures varie entre 2.1 et 3.8 pieds au mille, et que le degré maximal de redressement doit excéder 3.8 pieds. La position de la ligne de valeur zéro, autour de laquelle le redressement s'est fait, n'a pas été déterminée, mais elle se trouve probablement au sud de la position du déversoir. Le soulèvement différentiel de la partie nord du bassin s'est peut-être produit le long d'une seconde ligne de valeur zéro, située dans la région du lac Larder et de Noranda.

Un diagramme du niveau hydrostatique maximal entre la colline Plamondin et le lac Larder indique, qu'à la position actuelle de la ligne de partage des eaux près de Noranda, la profondeur minimale des eaux du lac était d'environ 300 pieds. Il est donc évident que l'action combinée du soulèvement et de l'érosion du déversoir près de Témiscamingue, a dû faire baisser de 300 pieds le niveau des eaux du lac, avant que le lac glaciaire Ojibway n'ait été restreint à la région au nord de la ligne de partage des eaux; la décharge des eaux s'est alors fixée à partir d'un point situé à 15 milles à l'ouest de Noranda (fig. XII-16r), en direction du sud, dans l'ancien lac Témiscamingue. Le déversoir de Témiscamingue a été creusé jusqu'à plus de 350 pieds. Une faible part de ce travail d'érosion s'est produite sans aucun doute après l'époque du lac Barlow-Ojibway.

Des indices fragmentaires, sur les lignes de rivage maximales de l'est de Malartic démontrent que les niveaux du lac avaient baissé sensiblement avant la régression des glaces des hautes-terres du Québec, de cette partie du bassin du lac Barlow-Ojibway. Un phénomène difficile à expliquer est l'augmentation soudaine de la profondeur de ce lac glaciaire, que révèlent l'épaisseur accrue de l'argile à varves et la diminution du sable secondaire de la couche annuelle 1528, alors que le front glaciaire se trouvait dans les environs de Cochrane (Hughes, 1965).

Peut-être que l'écoulement des eaux s'est effectué en direction de l'ouest, dans le bassin du lac Supérieur, pendant un certain temps avant la formation de la couche annuelle 1528, et qu'ensuite, une nouvelle avancée du front des glaces aurait fermé ce déversoir de l'ouest, approfondi le lac, puis détourné les eaux par le déversoir de Témiscamingue. Cette nouvelle avancée des glaces est peut-être reliée à la formation, soit des moraines Crescent, soit des moraines Nakina.

Au cours du retrait du front de la masse de glaces de la région de Hearst-Cochrane, vers le nord, une stabilisation prolongée de ce front s'est produite aux environs de Fraserdale, à 60 milles au nord de Cochrane. Une très importante moraine de kame à direction est-ouest, composée de silt, de sable et d'un peu de gravier, s'est alors déposée au contact sur le côté sud d'un lac sans issue (Boissonneau, 1966). La formation de cette moraine est peut-être reliée à la moraine interlobaire, à l'ouest de Hearst et au nord de Hornepayne. Ces moraines sont surtout composées de sable et de gravier, associés à une importante proportion de calcaire. Toutes correspondent peut-être aux moraines Nakina (Zoltai, 1965) sises plus au nord-ouest. En effet, il n'existe pas d'autres moraines semblables de l'époque pré-Cochrane dans la région nord-ouest de l'Ontario.

Le lac, qui s'étendait devant la moraine déposée près de Fraserdale, écoulait probablement ses eaux vers le sud dans le bassin du lac Témiscamingue, par un déversoir situé près de Noranda. Le cours de ce déversoir correspond à l'orientation des isobases du lac Barlow-Ojibway et à une baisse d'environ 300 pieds du niveau des eaux du lac de la région du lac Abitibi. Toutefois, avec le recul du glacier au nord de la moraine de kame, toute décharge ou tout drainage, tant latéral que sous-glaciaire, a dû se faire vers la baie d'Hudson. Sur l'évolution du lac Barlow-Ojibway, Antevs (1925, p. 77) a émis l'opinion que, au cours de la phase antérieure à l'époque Cochrane, les eaux du lac se déversaient dans la baie d'Hudson en coulant sur la mince couche de glace de la baie James. Ultérieurement (1931), il a pensé que les eaux du front glaciaire se déversaient dans la mer aux environs de l'embouchure des rivières Nelson et Hayes (Man.). L'auteur de ce texte croit que le lac, dénommé ici «lac glaciaire Antevs» (fig. XII-16s), s'est écoulé vers le nord-ouest, le long d'une ligne de moindre résistance située entre une vaste masse de glace semistagnante, dans le nord-ouest de l'Ontario, et un important glacier couvrant la baie James et le sud de la baie d'Hudson, et que les eaux de ce lac se seraient déversées dans la mer dans la région la plus à l'est du Manitoba. On suppose que la mer avait déjà pénétré dans la baie d'Hudson par le détroit du même nom et qu'elle avait ensuite envahi une dépression orientée sud-ouest au fond de cette baie, et qu'elle a séparé définitivement le secteur de Keewatin du secteur de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide.

*Phase Cochrane lors du recul des glaces.* L'événement le plus important au cours du recul de la masse de glaces du secteur de Labrador, a été la formation du till de Cochrane, dans les basses-terres de la baie d'Hudson. Il est évident que les glaces de la baie d'Hudson ont avancé vers le sud, en suivant plus ou moins la bordure du Bouclier (Cochrane I); un peu plus tard, les glaces de la région de la baie James ont avancé vers le sud-ouest et le sud (Cochrane II). Le front des glaces de la phase de Cochrane est rarement indiqué par une moraine terminale. En 1956, Hughes a fait remarquer que l'expression «moraine Cochrane» est inexacte, et qu'elle devrait être remplacée par «till de Cochrane», car cette moraine de fond constitue une entité stratigraphique reconnaissable sur une vaste superficie. La ligne limite de Cochrane est simplement une ligne au-delà de laquelle on n'a pas reconnu l'existence du till de Cochrane. Au-delà de la limite de ce till, la phase de Cochrane est représentée par une série de sédiments à varves, la séquence de Connaught. Ces sédiments à varves renferment des cailloux lithologiquement semblables à ceux existant dans le till de Cochrane, mais différents des cailloux associés aux sédiments à varves sous-jacents, la séquence de Frederickhouse, composés pour une large part, de dépôts du lac Barlow-Ojibway. Hughes signale qu'il a compté, dans la séquence de Connaught, environ 60 couches annuelles de sédiments à varves distinctement visibles. La couche la plus épaisse de ces sédiments à varves est la couche annuelle 25, et l'on est d'avis qu'elle correspond dans l'ordre chronologique à la mise en place du till de Cochrane plus au nord. La séquence de Connaught comprend également des sédiments à varves d'un étang de faible profondeur, qui serait la dernière phase du lac glaciaire Antevs, pendant la phase de Cochrane de recul des glaces.

Le till de Cochrane typique est une moraine de fond d'argile gris-bleu, contenant peu de cailloux et reposant sur des sédiments à varves. Exposée à l'air, cette argile prend une teinte rose très pâle; oxydée, elle devient jaune-brun. Elle renferme de la chaux, et est bien différente des anciens tills sableux et non calcaireux de la région de Timmins-Cochrane (Hughes, 1965). On est d'avis que la nature argileuse du till de Cochrane est due principalement à l'incorporation d'argiles lacustres lors de l'avancée de la masse de glaces de Cochrane vers le sud.

Boissonneau (1966) mentionne que le front de glaces a reculé de plusieurs milles au nord de la moraine de kame, près de Fraserdale sur la rivière Abitibi, antérieurement à l'avancée des glaces, qui ont recouvert d'une mince couche de till argileux certaines parties de la moraine de kame. L'auteur du présent texte a constaté que le till argileux de Cochrane recouvre des sédiments à varves près de Coral Rapids (altitude: 364 pieds). On a reconnu du till de Cochrane à un point aussi au nord que l'embouchure de la petite rivière Abitibi, à 200 pieds d'altitude, mais, dans cette région, sa composition argileuse provient d'argile gris foncé plus ancienne et de calcaires jaune clair.

Antérieurement à l'avancée de Cochrane, le front glaciaire a reculé probablement jusqu'aux environs de Coral Rapids, où la masse de glace s'est étendue sur un terrain, dont l'altitude actuelle n'atteint pas 400 pieds au-dessus du niveau de la mer.

La régression glaciaire vers les régions inférieures du bassin hydrographique de la baie d'Hudson à partir de Timmins, à 1,029 pieds d'altitude, jusqu'à Coral Rapids, à 364 pieds d'altitude, soit sur 110 milles, semble indiquer que l'épaisseur de la masse de glaces a dû diminuer d'environ 600 pieds. D'autre part, du fait que le point le plus au sud, où du till de Cochrane a été reconnu, se trouve à 12 milles au nord de Timmins, à environ 960 pieds, il semble que l'épaisseur de la masse de glaces a dû augmenter de 500 à 600 pieds, lors de l'avancée de Cochrane. Toutefois, un tel accroissement de l'épaisseur de la masse de glaces est improbable à cette phase tardive de déglaciation, d'autant plus que les eaux marines de la mer de Tyrrell (Lee, 1960) ont envahi peu après, une grande partie des basses-terres de la baie d'Hudson (I-CGC-14,  $7,875 \pm 200$  ans). Il est plus vraisemblable que la mise en place du till de Cochrane soit quelque peu reliée à la transgression marine dans la baie d'Hudson. Les figures XII-16t, u montrent les deux principales avancées des glaces qui ont formé, selon l'auteur, les accidents de terrain modelés par l'avancée de Cochrane et la mise en place du till de Cochrane argileux, visibles sur la carte 1253A.

#### *Nord du Québec et Labrador*

Dans cette région, la régression de la dernière nappe de glace s'est effectuée vers les terres les plus élevées de l'intérieur. Le relief, dû au mouvement des glaces, s'y trouve disposé radialement autour d'un bassin central en forme de U, situé au sud et au sud-ouest de la baie d'Ungava. Dans ce bassin sont demeurées les dernières glaces. Les lacs glaciaires étaient peu nombreux, mais quelques-uns étaient étendus et ont subsisté longtemps.

*Dégagement des côtes du Labrador et de l'Ungava.* Lorsque la dernière masse de glaces était à son maximum dans le nord du Labrador, de puissantes langues glaciaires, empruntant les cols des monts Torngat, ont avancé latéralement dans les régions côtières où elles se sont disloquées par vêlage dans la mer du Labrador, à peu de distance du littoral actuel. L'altitude la plus élevée atteinte par ces glaciers de vallée a été nommée le «niveau Saglek», par J. T. Andrews, et le phénomène lui-même devenait la «glaciation Saglek» (Andrews, 1963, Løken, 1962). La ligne évidente de l'altitude maximale atteinte par le front des masses de glaces, diminue vers le nord et l'est, et indique la pente de la nappe glaciaire à l'ouest de la chaîne Torngat. Un certain temps, l'on croyait que les monts Kaumajet et Kiglapait, plus au sud sur la côte, avaient échappé à la glaciation. Toutefois, la présence de blocs erratiques sur les sommets les plus élevés de ces

monts révèle une avancée des glaces de l'ouest, à une époque plus ancienne. On croyait qu'il s'agissait de la glaciation Wisconsin (Tomlinson, 1959), mais, d'après les travaux de J. T. Andrews, ce n'était sans doute pas le Wisconsin classique. Sur les côtes du Labrador, de nombreux chercheurs ont remarqué des traces de divers niveaux atteints par les glaces, mais il est parfois difficile de distinguer quels sont les vestiges de la dernière grande masse de glaces (Daly, 1902; Wheeler, 1958; Ives, 1958a, b, 1960a; Tomlinson, 1959; Andrews, 1963). Tous ces géologues sont d'accord que, dans les montagnes du littoral, les glaciers de cirque étaient peu importants; cette opinion confirme les idées de Tanner (1944). Les cirques glaciaires sont apparus après la régression glaciaire et, probablement, lors de l'époque dite Petite Glaciation. Selon Tomlinson, un grand nombre de nunataks et une large bande du plateau continental sont apparus avec le recul de la nappe de glace de la région côtière, antérieurement à la transgression marine.

Les coquillages découverts dans le détroit de l'Éclipse, près de l'extrémité nord de la chaîne Torngat, indiquent que la mer submergeait la côte du Labrador il y a plus de  $9,000 \pm 200$  ans (L-642). Les coquillages étaient à 95 pieds dans la zone où Løken avait fixé à 185 pieds la limite de la transgression marine. D'après des résultats obtenus par l'analyse pollinique, Wenner (1947) a situé à plus de 10,000 ans avant le présent la période de déglaciation de la partie centrale de la côte du Labrador.

La chaîne Torngat était surtout des nunataks lors de l'avancée maximale de la dernière grande glaciation (Ives, 1958a, 1960a, fig. 3), bien qu'ils aient été recouverts entièrement au cours d'une avancée glaciaire plus ancienne que l'on croyait être la phase maximale de la glaciation Wisconsin (Ives, 1957). À mesure du retrait de la nappe glaciaire du Labrador et de l'arrêt des glaces aux passes des régions de l'intérieur, les glaciers de vallée se sont stabilisés. Les montagnes ont fourni peu de glace; il s'est formé quelques glaciers de cirque, mais les glaces ont rarement dépassé les moraines latérales des glaciers de vallée. Løken (1960) a fait état de l'existence de quelques calottes glaciaires plus récentes dans le bassin hydrographique de la rivière Abloviak, à l'est de la baie d'Ungava, et, non loin de là, sur la côte du Labrador, il a découvert, autour de la baie de Ryans, des vestiges d'une nouvelle avancée des glaciers de vallée, d'une époque avancée de la déglaciation. Dans la région de la baie d'Okak, entre les monts côtiers Kaumajet et Kiglapait, Tomlinson a trouvé en 1959 des vestiges d'une avancée glaciaire tardive, qui laissa des moraines frontales avant son retrait. Dans la même région, plus au sud, Wheeler (1958) et J. T. Andrews ont découvert à une altitude élevée, des moraines latérales déposées à l'époque où le front de glace se trouvait à l'est du littoral actuel. Ils ont découvert aussi d'importantes moraines plus récentes, dont la formation, à leur avis, témoigne d'une nouvelle avancée des glaces à une époque tardive. Ces nouvelles avancées vers l'est, à travers

la partie sud peu élevée de la chaîne Torngat, sont peut-être l'indication que dans la région au sud des monts Torngat, la nappe glaciaire du Labrador rencontrait moins d'obstacles qu'au nord, et que le mouvement des glaces vers le littoral était relativement facile. Au cours de son recul, le front glaciaire est resté en mouvement, mais le glacier s'est amenuisé si rapidement qu'il n'a laissé aucune moraine.

*Lacs glaciaires.* Avec la diminution de la nappe glaciaire à l'ouest de la chaîne Torngat, les langues glaciaires sur le côté est de la chaîne ont reculé et ont déposé le long de la côte du Labrador de nombreuses moraines latérales et frontales. Plus tard, le front de glaces a reculé à l'ouest de la ligne de partage des eaux, et les eaux de fonte se sont accumulées dans deux des plus importantes vallées fluviales, à l'est de la baie d'Ungava (Ives, 1958b, 1960a; Løken, 1962). À la même époque, plus au sud, les glaces se sont retirées par le plateau situé entre la chaîne Torngat et le bassin de la rivière George. La discordance entre l'orientation des drumlins et celle des eskers indique peut-être que le retrait du glacier ne s'est pas effectué en suivant la même direction que celle des anciennes avancées glaciaires (Matthew, 1961).

Les eaux de fonte se sont accumulées dans le bassin hydrographique de la rivière George et ont formé de nombreux lacs éphémères, à niveau élevé, qui ont cédé la place au lac glaciaire Naskaupi (Ives, 1960b). Ce lac a subsisté longtemps et on y a reconnu plusieurs niveaux importants de ses eaux. Les lignes de rivage remarquablement nettes du lac glaciaire Naskaupi II correspondent à l'écoulement de ses eaux par la rivière Koraluk (autrefois Kogaluk), vers la mer du Labrador. Les autres issues étaient les rivières Fraser, Harp et Kanairiktok et la dépression formée par la rivière George et le lac Michikamau, mais leurs phases lacustres respectives n'ont pas été déterminées. À son étendue maximale, le lac glaciaire Naskaupi avait environ 200 milles de long sur 30 milles de large et occupait tout le bassin de la rivière George, excepté l'extrémité nord recouverte de glace. Le lac glaciaire correspondant McLean (Ives, 1960b) s'était formé dans la région d'amont du bassin de la rivière à la Baleine, immédiatement à l'ouest de la rivière George. Le déversoir de ce lac se trouvait à son extrémité sud-est et ses eaux se jetaient dans le lac Naskaupi II. Le lac McLean avait environ 70 milles de long sur 30 milles de large et se trouvait contenu par les glaces à ses extrémités nord-ouest et sud-ouest. Les anciennes lignes de rivage de ces lacs sont soulevées différemment vers le sud-ouest et le centre du Labrador (Barnett et Peterson, 1964).

Les anciennes lignes de rivage des lacs Naskaupi et McLean, aux lignes parfois taillées dans la roche en place, témoignent de la longue durée de chacune des nombreuses phases lacustres. La durée dépendait de la présence de seuils rocheux aux déversoirs et d'un barrage de glaces efficace dans la baie d'Ungava (Ives, 1960b). La disposi-



tion des eskers et des traces du mouvement des glaces au sud de la baie d'Ungava semble confirmer l'hypothèse de l'existence d'une calotte glaciaire dans cette baie; toutefois, la plupart des vestiges évidents sur la direction du mouvement des glaces, au sud de la baie, indiquent que l'écoulement glaciaire était nord, plutôt que sud, avec un recul du glacier vers l'intérieur (Matthew, 1961). L'écoulement des glaces vers le nord semble avoir été une conséquence naturelle de la transgression marine de la baie d'Ungava. Même dans le bassin de la rivière George, Matthew a observé que certaines traces du mouvement des glaces indiquent un écoulement vers l'ouest, alors que, les lacs étant bloqués par les glaces, seul un écoulement vers l'est paraît vraisemblable. La position de la ligne de partage des glaces a fait l'objet de nombreuses controverses. L'auteur de la présente étude est d'avis que, pour interpréter de manière satisfaisante les observations faites sur le terrain, il faut supposer que la ligne de partage des glaces, ou le sommet de la calotte glaciaire, ait occupé trois positions différentes. L'auteur pose donc les hypothèses suivantes: i) l'existence, à l'intérieur du bassin de la rivière George, d'une ligne de partage des glaces de direction nord, afin d'expliquer les vestiges d'écoulement des glaces vers l'ouest reconnus dans ce bassin (carte 1253A); ii) la baie d'Ungava et les basses-terres, situées au sud de cette baie, étant recouvertes par les glaces, la ligne de partage des glaces s'est déplacée vers l'ouest; iii) l'écoulement des glaces vers l'est, dans le bassin de la rivière George, a persisté pendant les premières phases de la déglaciation, sans effacer tous les vestiges d'un écoulement plus ancien vers l'ouest; iv) à la suite de la transgression marine, dans la baie d'Ungava, l'écoulement glaciaire a subi de profondes modifications; v) à cette époque, il est probable qu'une ligne de partage des glaces, orientée légèrement à l'est du nord, s'est établie, pour un temps relativement court, à l'ouest des lacs glaciaires Naskaupi et McLean; vi) l'écoulement glaciaire s'est effectué entièrement vers la baie d'Ungava, la ligne de partage des glaces s'est déplacée rapidement vers le sud, et les lacs glaciaires se sont écoulés vers le nord; vii) la ligne de partage des glaces s'est trouvée alors au sud de la baie d'Ungava et n'eut plus de prolongement vers le nord; d'autres déplacements de la ligne de partage ont eu lieu à l'intérieur, au fur et à mesure de la récession.

Avec l'amélioration du climat et la fonte, les glaces se sont retirées de la partie nord du Nouveau-Québec, à l'ouest de la baie d'Ungava, et ont dégagé cette baie et le détroit d'Hudson. L'écoulement des glaces s'effectuait vers la côte. Par suite de cette fonte et de la régression des glaces de l'autre côté de la ligne de partage des eaux près de la côte, les eaux se sont accumulées le long du front de glaces, au sud-ouest du détroit d'Hudson. Le lac le plus élevé, à environ 1,800 pieds, couvrait le cours supérieur de la rivière Povungnituk et se déversait vers l'est dans la baie Joy (Ives, 1960a). A mesure du recul du front des glaces vers le sud-ouest, vers l'aval dans la vallée de la rivière Povungnituk, le front s'est incurvé vers le

nord-est, et les lacs, au cours de phases successives de bas niveau, se sont écoulés vers le nord, dans le détroit d'Hudson, et vers l'est, dans la baie d'Ungava (carte 1253A). Le niveau maximal des lacs était à environ 1,500, 1,200 et 1,000 pieds d'altitude et de nombreux réseaux de déversoirs profonds se sont formés. Les données connues ne permettent pas d'établir avec certitude l'orientation ou l'importance du soulèvement postglaciaire. Matthews (1962) a signalé, au sud du cap Wolstenholme, la présence de petits lacs glaciaires le long du front de glaces, à écoulement probable vers l'ouest ou le sud-ouest, et d'origine un peu plus récente que certains des réseaux lacustres plus importants mentionnés ci-dessus.

*Dégagement de la côte de la baie d'Hudson.* Le glacier du Labrador, en régression vers l'intérieur, a dégagé la partie nord de la baie d'Hudson et s'est disloqué rapidement dans la mer. Entre le cap Wolstenholme et Port Harrison, il a déposé une succession magnifique de moraines De Geer, qui ont contenu les lobes glaciaires de la plupart des vallées, le long de la côte. Ces moraines déposées sur le littoral correspondent peut-être à une succession semblable de moraines De Geer de l'intérieur, loin de la côte orientale de la baie James. L'absence de moraines De Geer, sur une partie de la côte à l'est de la baie James, indique peut-être que lors de la submersion marine sur la région, le glacier était trop épais pour déposer ces moraines. A l'est du golfe de Richmond, on attribue plutôt l'absence quasi totale de collines morainiques De Geer à la faible épaisseur des glaces, comparativement à la profondeur de la mer.

*Récession glaciaire à l'intérieur.* Dans la région de l'intérieur des terres, exempte de transgression marine, les glaciers en retrait ont laissé les systèmes courants d'eskers et les autres traits d'écoulement des glaces caractéristiques du Bouclier canadien. Des surfaces de rides morainiques dominent en plusieurs endroits, associées à d'autres vestiges de l'écoulement des glaces et à des eskers (pl. XII-8). Au dernier stade de la récession, les glaces ont probablement régressé vers des lignes de partage des glaces ou vers des centres épars à l'intérieur de la région nord du Québec, en périphérie de la baie d'Ungava (Henderson, 1959b; Ives, 1960c; Derbyshire, 1962). L'une des dernières masses de glaces se trouvait dans la vallée de la rivière Howells, à l'ouest de Schefferville, où les derniers centres de diffluence se déplaçaient souvent, mais contrôlés par la topographie. Des glaciers sont demeurés dans les dépressions de Knob Lake et de Lac le Fer-Swampy Lake. Des canaux sous-glaciaires et des déversoirs périphériques (pl. XII-9) étaient les voies d'écoulement les plus efficaces des eaux de fonte dans les régions de diffluence (Ives, 1959). Derbyshire était d'avis que les canaux sous-glaciaires dépendaient tout d'abord de l'épaisseur de la glace et de la pression hydrostatique différentielle, mais, à mesure de l'amincissement de la masse, la glace se crevassait et était submergée



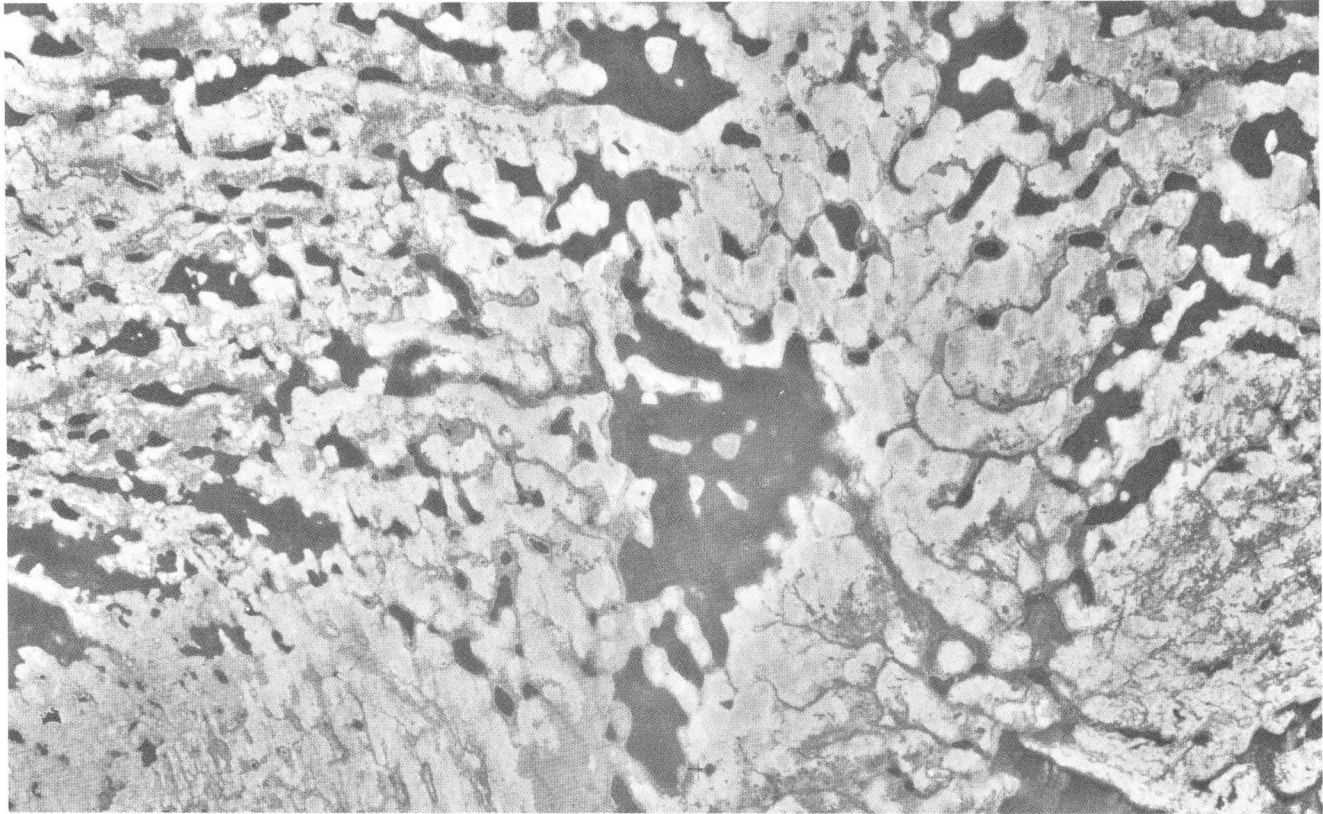


PLANCHE XII-8. Moraine moutonnée cannelée sise au sud de la baie d'Ungava (Québec). La photographie suggère une association étroite de temps entre les rides et les cannelures. Photographie aérienne verticale; échelle de 1 mille au pouce.

par l'eau, et l'écoulement sous-glaciaire se trouvait contrôlé par le relief.

D'après la disposition des eskers et des traits d'écoulement des glaces (carte 1253A), il est clair qu'aucun centre principal de diffuence n'a existé, mais plutôt un complexe de centres variant avec les conditions climatiques. La région de Schefferville, toutefois, a été un important centre de diffuence. Son existence est confirmée par la présence de divers groupes de stries dans la région, et par les directions du soulèvement isostatique différentiel, directions qui ont été déterminées d'après les données obtenues des lacs glaciaires au sud, à l'est et au nord-est de cette région (Barnett et Peterson, 1964).

Un dépôt de gyttja sous de la tourbe, dans la région de Chibougamau (Québec), daté au radiocarbone, a indiqué que les sédiments, déposés au fond des étangs, se sont formés il y a  $6,960 \pm 90$  ans avant le présent. Les trois pieds supérieurs de la couche d'argile silteuse du dépôt lacustre glaciaire contenaient du pollen. Il est donc probable que le retrait du front de glaces de cette région est antérieur à 7,500 ans. Des échantillons de la partie inférieure des tourbières, l'une aux Grandes Chutes, sur le fleuve Hamilton (Morrison, 1963), et l'autre près de l'extrémité nord du lac Achouanipi, à 100 milles à l'ouest-sud-ouest des Grandes Chutes (Grayson, 1956), ont donné

entre  $5,250 \pm 800$  et  $5,575 \pm 250$  ans. Dans ces successions, l'analyse pollinique indique un intervalle entre l'époque de formation de la partie inférieure de la tourbe et celle des dépôts glaciaires sous-jacents. Les dates obtenues indiquent le début de formations des vastes dépôts tourbeux, mais n'indiquent pas l'époque de déglaciation de la région. La déglaciation de cette région est probablement antérieure à 7,000 ans. La datation au radiocarbone d'un ensemble d'échantillons de la partie inférieure d'une tourbière des environs du lac Marymac, à 170 milles au nord-nord-ouest de Schefferville, a indiqué que de la tourbe avait recouvert les dépôts lacustres antérieurement à  $6,400 \pm 900$  ans. D'après Grayson, le début de la formation de la tourbe est plus proche de 8,000 que de 7,000 ans. La déglaciation de cette région, placée entre 8,000 et 7,500 ans, est en rapport avec la transgression marine dans la baie d'Ungava, il y a environ 9,000 ans, et dans la baie d'Hudson, vers 8,000 ans avant le présent.

#### Secteur de Keewatin de la nappe glaciaire Laurentide

Le secteur de Keewatin de la nappe glaciaire Laurentide, ou plus simplement la nappe glaciaire du Keewatin, est cette partie de la masse de glaces continentale en régression vers la région de la ligne de partage des glaces du

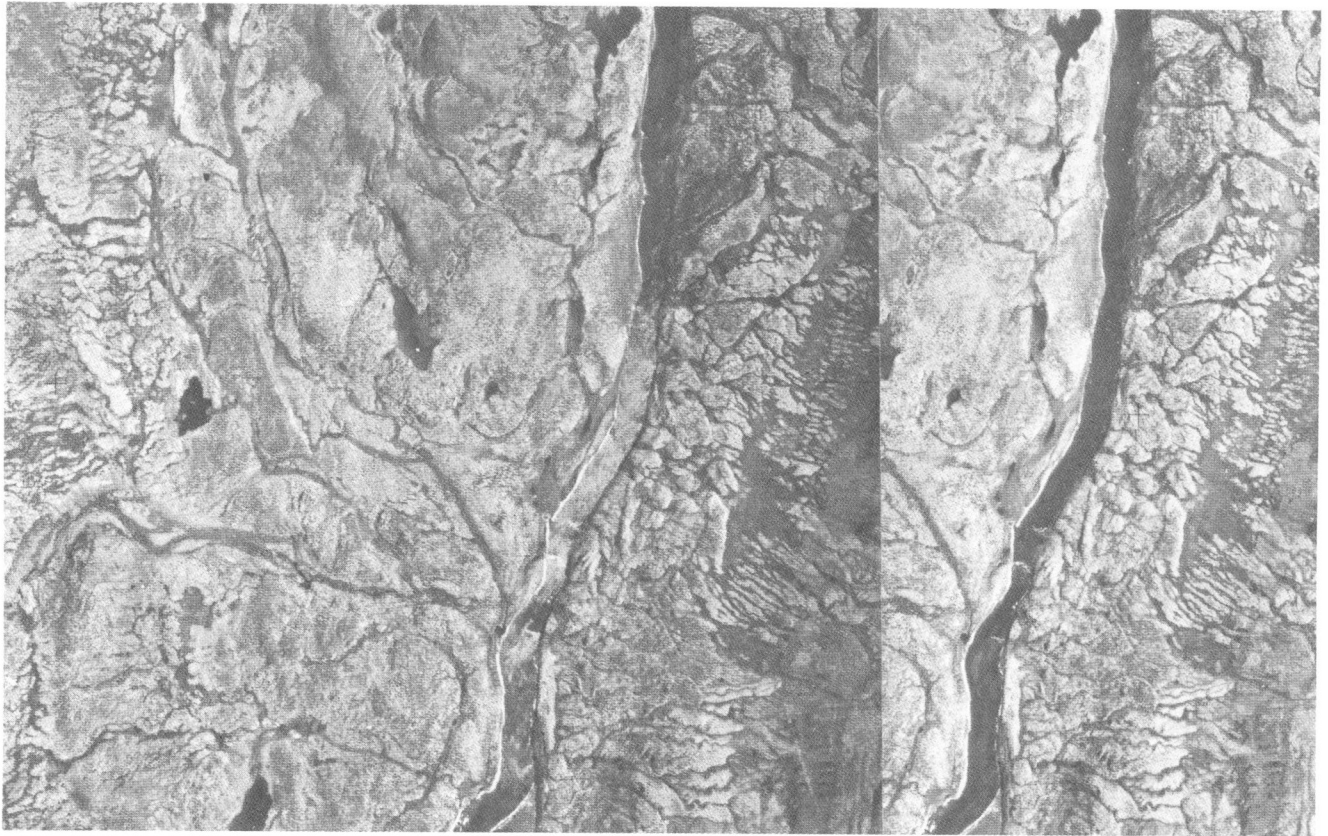


PLANCHE XII-9. Chenaux d'eau de fonte au front glaciaire et subglaciaire, rivière Mushalagan (Québec). La glace a rétrogradé vers le nord. Une série de petits chenaux d'eau de fonte s'est formée sous la glace ou dans la glace crevassée; les chenaux les plus larges sont des chenaux au front des glaces. Vue stéréoscopique; échelle de 3,330 pieds au pouce.

Keewatin, allongée au nord-ouest de la baie d'Hudson, qui a déposé un ensemble de moraines transversales et d'eskers et a laissé nombre de traits d'écoulement glaciaire. La nappe glaciaire du Keewatin a recouvert tout l'Ouest du Canada, à l'est de la région de la Cordillère, et une partie adjacente de la région centrale du Nord des États-Unis, sauf quelques petites superficies près du front de glaces, aux environs de la frontière canado-américaine, où l'épaisseur de la masse de glaces était relativement mince. La nappe glaciaire du Keewatin a recouvert également quelques-unes des îles de l'archipel Arctique, situées non loin de la côte, et la partie sud de l'île Melville. A son maximum, la nappe glaciaire était en contact à l'ouest, avec les glaces de la région de la Cordillère, et celles de l'Arctique, de l'île Baffin et du Labrador, au nord et à l'est. Tyrrell (1897) déclare que le mot «Keewatin» vient de la langue des Indiens Cris et signifie «nord» ou «vent du nord», et qu'il a donné ce nom au glacier dont la zone d'alimentation se trouvait, selon lui, au nord-ouest de la baie d'Hudson dans le district de Keewatin des Territoires du Nord-Ouest. Tyrrell connaissait la difficulté d'établir l'existence d'un ancien glacier dans cette région intérieure du continent de faible altitude, mais il n'en émit pas moins l'hypothèse de

la présence d'un centre de diffluence actif, de position variable, qui aurait subsisté très longtemps. L'expression «ligne de partage des glaces du Keewatin» désigne une région linéaire de près de 500 milles, située au nord-ouest de la baie d'Hudson, et autour de laquelle eskers et autres traits de l'écoulement glaciaire se trouvent disposés plus ou moins radialement. La ligne de partage des glaces du Keewatin représente «plutôt qu'un centre de diffluence, la région occupée par les derniers vestiges de la nappe glaciaire» (Lee et coll., 1957).

La région de la ligne de partage des glaces du Keewatin est une région de peu d'eskers et de peu de traits d'écoulement glaciaire comparativement aux régions adjacentes (Lee, 1959). Les quelques vestiges indiquent que par suite de la transgression marine dans la baie d'Hudson, la zone de diffluence des dernières glaces s'est déplacée vers l'ouest, au cours des derniers stades de mouvement. Ainsi, en nombre d'endroits, les traits de l'écoulement des glaces, formés par le mouvement de la glace dans les directions opposées, se groupent les uns contre les autres ou fusionnent. Mais l'on se perd en conjectures quant à l'origine et à la formation initiale de la nappe glaciaire de Keewatin.

## *Sud des plaines Intérieures*

Dans les Prairies, l'épaisseur du drift glaciaire varie d'une moyenne d'environ 200 pieds à plus de 1,000 pieds par endroits. La nature générale de ce drift diffère de celle du drift de l'Est du Canada. Les Prairies renferment de vastes étendues de drift à relief bosselé (pl. XII-10, 11) qui, par endroits, comportent aussi des rides transversales

(Prest, 1968). Il semble que ce relief reflète la nature argileuse des tills des Prairies, originaires de strates constituées surtout de schistes argileux, dont certains renferment beaucoup de montmorillonite. Les vraies et importantes moraines terminales sont relativement rares et peuvent être interprétées différemment. Nombre de vastes crêtes de drift, regardées comme des moraines terminales formées



PLANCHE XII-10

Moraine de désintégration à topographie bosselée près des collines Cypres (Sask.).

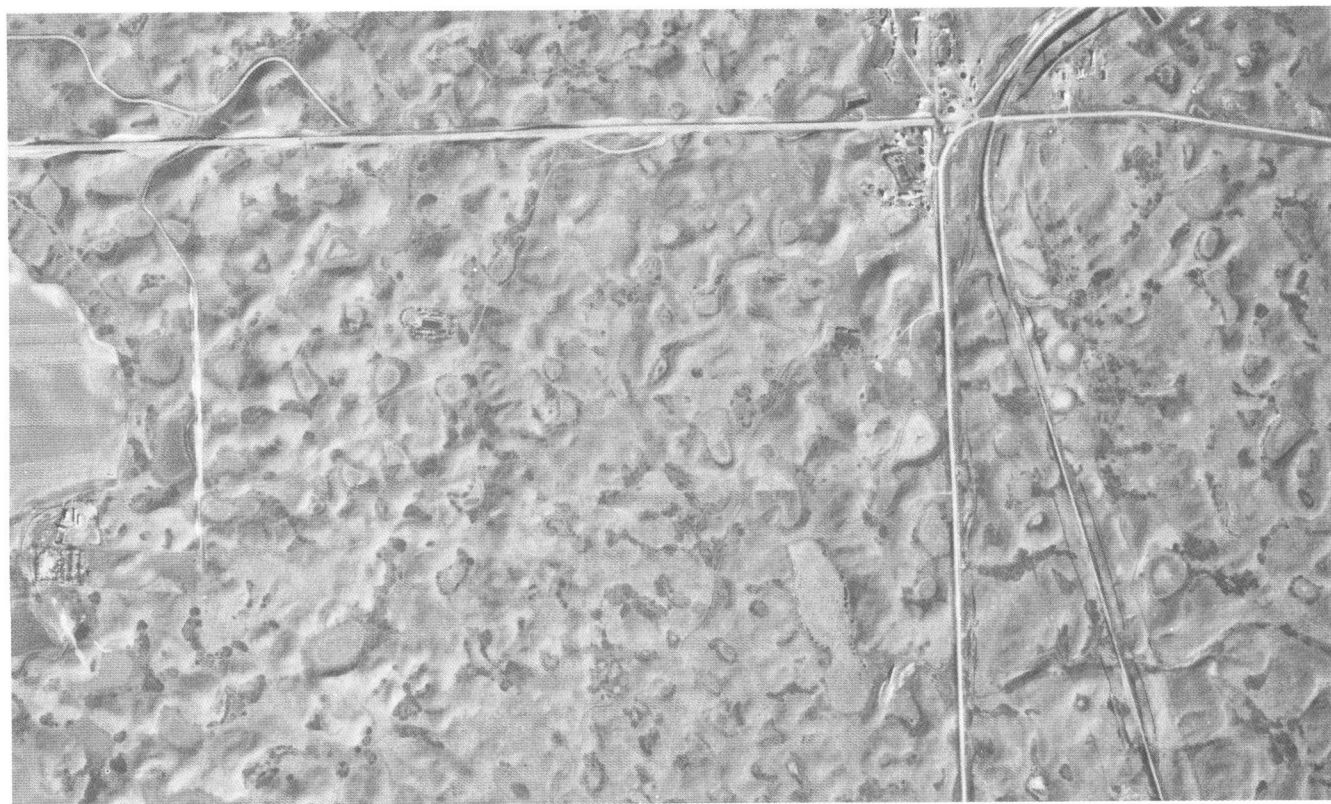


PLANCHE XII-11. Moraine de désintégration à topographie bosselée à l'est du lac Johnstone, dans le sud de la Saskatchewan. Elle occupe le flanc ouest de la moraine de poussée du complexe morainique de Coteau; le relief local atteint environ 80 pieds. En haut à droite, la ville de Crestwynde. Photographie aérienne verticale; échelle de 1,320 pieds au pouce.



par des glaciers en mouvement vers le sud-ouest, sont maintenant considérées comme des crêtes de roche en place recouvertes de drift. La plupart dénotent des positions périphériques des fronts des lobes glaciaires plutôt que des positions terminales. Les pressions exercées par les glaciers, y compris celle transmise par les pores, ont causé nombre de chevauchements et de plissements de la roche en place (Slater, 1927; Byers, 1960; Kupsch, 1962). Il est donc difficile, voire impossible, de différencier les crêtes de drift de récession de celles formées par la poussée des glaciers et recouvertes de drift (Prest, 1968). Les deux types de crête sont représentés par le même symbole (rides transversales) sur la Carte glaciaire (1253A). De gros blocs de la roche en place, qui semble mesurer quelques milles, reposent sur du till, le long de la rivière Oldman, dans le sud de l'Alberta (Stalker, 1963). L. A. Bayrock signale des masses semblables, à l'est d'Edmonton. Selon E. A. Christiansen, des feuillets de la roche en place, sus-jacents à du till et recouverts de till, ont été rencontrés dans des trous de forage en Saskatchewan. Whitaker (1965) signale la présence de masses semblables dans le sud de la Saskatchewan. Il parle également de masses considérables de drift stratifié sous forme de blocs erratiques, présumés gelés lors de leur transport. Les crêtes, dues à la poussée des glaciers, la présence de feuillets de roche en place, sous forme de blocs erratiques entre des couches de tills, les glissements de terrain dans les régions bosselées de moraines de désagrégation et les inversions qui en résultent dans la topographie, rendent ardue la mise au point d'une chronologie des dernières phases de la glaciation dans les plaines Intérieures. Actuellement, malgré un travail considérable, il est difficile de présenter une suite ordonnée de faits qui expliqueraient l'ordre général du retrait des glaces.

*Directions de l'écoulement des glaces.* Dans le sud des plaines Intérieures, la disposition générale des traits de l'écoulement des glaces et des moraines de récession indique que le mouvement des anciens glaciers était orienté sud-ouest, sud et sud-est. Les accidents topographiques de la région ont contrôlé la direction d'écoulement des derniers glaciers. Il est également évident que l'orientation régionale de la roche en place vers le nord-ouest et celle de la pente régionale vers le nord-est ont joué un rôle important dans la déviation, vers le sud et le sud-est, de l'écoulement à direction sud-ouest des glaces en provenance du Bouclier. Les traces en direction sud-ouest, laissées par les glaciers en mouvement dans certaines régions relativement élevées des Plaines, peuvent se rattacher aux mouvements d'une nappe de glaces à direction sud-ouest, mais il est plus probable que ces traces de l'écoulement des glaces se rattachent à des glaciers en mouvement vers le sud et le sud-est, et qui, par endroits, ont débordé leurs vallées. On a trouvé le long des Foothills des Rocheuses des roches du Bouclier, qui indiquent une origine lointaine, mais on ignore leur provenance exacte. A son avancée maximale au Wisconsin, la nappe glaciaire de Keewatin était en contact avec les glaces de la région de la Cordillère, ou recou-

vrait les régions libérées par ces glaces, tout le long des Foothills des Rocheuses en Alberta, sauf une petite région des collines Porcupine du sud-ouest de l'Alberta (Douglas, 1950).

Au Manitoba, l'ensemble des traits de l'écoulement des glaces indique que les mouvements régionaux des glaciers étaient orientés sud-est. Des roches du Crétacé, en provenance du côté ouest de la vallée de la rivière Rouge, près de la frontière internationale, ont été transportées, selon H. E. Wright, Jr. (Univ. Minnesota), sur plus de 400 milles à travers un terrain paléozoïque et précambrien, et incorporées à un till du sublobe de Grantsburg, à l'est de Minneapolis. Ceci indique un long et continu écoulement des glaces dans une direction parallèle à celle de l'écoulement des glaces lors du recul. La régression glaciaire était surtout nord-ouest, mais, près du bassin du lac Winnipeg, l'influence de la nappe glaciaire du Labrador a compliqué l'écoulement général des glaces et les rapports d'âge entre les diverses directions d'écoulement n'ont pu être établis. Le long de l'escarpement du Manitoba, les principales collines et vallées ont donné lieu à la formation de lobes le long du front des glaces lors des dernières phases et, par suite, la glace a régressé par endroits vers l'est et le nord-est.

Dans le sud et le centre de la Saskatchewan, l'écoulement général des glaces est exceptionnellement complexe et l'ordre des mouvements des dernières phases glaciaires varie considérablement d'une région à l'autre (Parizek, 1964; Christiansen, 1965). Il semble qu'un retrait régional de la nappe glaciaire ait eu lieu vers le nord-nord-est, mais les principales positions du front des glaces ne peuvent que refléter un amincissement de la nappe glaciaire et une diminution de la pente régionale vers le nord-est, alors que l'écoulement des glaces demeurerait absolument sud et sud-est le long de la pente. Les traits glaciaires transversaux et longitudinaux paraissent indiquer cette direction générale, mais localement la topographie a donné lieu à beaucoup de variations à cette direction.

Dans le sud de l'Alberta, les traits glaciaires indiquent clairement une direction prédominante sud-sud-est. L'écoulement de la nappe glaciaire de Keewatin doit s'être effectué longtemps vers le sud car les glaces de la région de la Cordillère, en provenance de la vallée de la rivière Athabaska, ont fusionné avec la nappe glaciaire de Keewatin et ont déposé sur elle d'immenses blocs de quartzite caillouteux, transportés ensuite vers le sud jusqu'au Montana (Stalker, 1964; Mountjoy, 1958). Ces blocs erratiques ont été déposés sur une région large seulement de quelques milles et longue de plus de 400 milles. Ils représentent la coulée de blocs erratiques des Foothills des Rocheuses (pl. XII-12). A.M. Stalker croit que cette coulée de blocs erratiques marque la limite, ou presque, de la nappe glaciaire du Wisconsin classique. Les blocs de quartzite à Okotoks (Alb.) sont considérés être des parties détachées d'un bloc d'environ 18,000 tonnes.

La régression régionale des glaces était orientée nord-ouest, en direction parallèle avec la structure régionale,



PLANCHE XII-12

Blocs de quartzite caillouteux de charriage erratiques du glacier Athabasca Valley, Claresholm (Alb.). Les dépressions autour des blocs résultent surtout du travail des bisons en s'y vautrant. Le plus gros bloc, morcellé en trois, mesurait environ 50 sur 13 sur 4 pieds.

mais avec de légères déviations vers le nord et le nord-est, causées par des régions de terrain élevé et par des vallées à orientation nord-est. Dans le nord de l'Alberta, le retrait des glaces a dévié graduellement vers le nord-est en direction du Bouclier; les positions du front des glaces et des moraines se sont alors trouvées orientées nord-ouest. Toutefois, il s'est formé plusieurs lobes glaciaires et il y a eu de nombreuses variations dans la direction du mouvement des glaces au cours de leur récession. Ceci est indiqué par un ensemble très complexe de traits d'écoulement des glaces.

*Lacs glaciaires.* L'eau de fonte s'est généralement accumulée le long des bords des glaces en récession, mais, à part le lac glaciaire Agassiz déjà mentionné, les lacs, en général, ont été éphémères et leurs rivages à peine délimités. Leurs dépôts sont généralement minces, mais, par endroits, ils sont assez épais pour masquer ou recouvrir complètement le relief bosselé. Là, où étaient déposés d'épais sédiments lacustres, antérieurement à la fonte de blocs de glace enfouis, il s'est formé un terrain à relief bosselé similaire à un relief de moraine de désintégration ou de moraine de glace morte.

Dans le sud de la Saskatchewan, l'eau de fonte s'est accumulée sur le côté sud le long du front des glaces, le long de la partie supérieure de la rivière Qu'Appelle, et a formé le lac glaciaire Regina (Johnston et Wickenden, 1930; Christiansen, 1961). Ce lac, sis à une altitude de 1,900 à 1,950 pieds, se déversait au sud-est par le réseau de la rivière Souris dans le fleuve Mississippi. Par suite du recul des glaces vers le centre-nord de la Saskatchewan, la vallée de la rivière Qu'Appelle a servi de déversoir à une série de lacs de la vallée de la rivière Saskatchewan, en direction du lac glaciaire Agassiz. Ces lacs recevaient l'eau de fonte des régions du front des glaces et des lacs glaciaires, sis au nord-ouest, aussi loin que les montagnes Rocheuses du centre-est de l'Alberta. À mesure du recul des glaces, les eaux de fonte ont continué à se déverser dans le bassin du lac Agassiz, mais par les régions supérieures de la rivière Assiniboine, dans l'est de la Saskat-

chewan. La relation précise, entre les divers stades des lacs de la vallée de la rivière Saskatchewan et les lacs glaciaires en Alberta ou le lac glaciaire Agassiz, n'a pas encore été établie.

Dans le sud de l'Alberta, les lacs glaciaires étaient nombreux, mais de petite superficie; les eaux de fonte se sont rapidement écoulées vers le sud-est. Les lacs glaciaires étaient plus étendus dans le nord de l'Alberta où le front des glaces a fermé les vallées des principales rivières, orientées nord-est, et où le déversement latéral était difficile. Le lac glaciaire Edmonton a occupé une partie de la vallée de la rivière Saskatchewan-Nord près d'Edmonton, et, à un certain stade, il s'étendait jusque dans la vallée de la rivière Athabasca (Gravenor et Bayrock, 1956; Taylor, 1958). Des dépôts à l'extrémité ouest du bassin de la rivière Saskatchewan gisent à une altitude de 3,400 pieds, mais au sud-est d'Edmonton, ils reposent à moins de 2,500 pieds. Le déversement s'effectuait vers le sud-est, d'abord dans la vallée de la rivière Rouge et ensuite dans la vallée de la rivière Battle et de la rivière Qu'Appelle, vers le lac Agassiz. Henderson (1959a) et St-Onge (1966) ont décrit la succession de lacs des vallées de la rivière Smoky et de la rivière Little Smoky, à l'ouest de la rivière Athabasca. La phase la plus élevée de ces lacs glaciaires, à une altitude de 2,800 pieds, a été nommée le lac glaciaire Rycroft. Ce lac se prolongeait à l'ouest et au nord-ouest, le long du front convexe des glaces, dans la vallée de la rivière de la Paix. L'écoulement s'effectuait de l'extrémité sud-est du lac par le déversoir de Pass Creek, à travers une ligne basse de partage des eaux, à la source de la rivière Iosegun dans la rivière Athabasca et, probablement, dans une des basses phases du lac Edmonton. St-Onge (1966) signale une date de  $12,190 \pm 350$  ans (CGC-508), obtenue au radiocarbone sur des coquillages correspondants au lac glaciaire Rycroft.

Lorsque le front des glaces a reculé jusqu'au point où le déversement pouvait se faire dans le bassin du Petit lac des Esclaves, le lac glaciaire le long du front des glaces dans les vallées de la rivière Smoky a baissé d'environ 800

pieds, mais il demeurait dans la vallée de la rivière de la Paix et occupait une région un peu plus grande que le lac Rycroft. Cette phase est connue sous le nom de lac glaciaire Fahler. L'écoulement s'effectuait vers l'est par un seuil à 10 milles à l'ouest de High Prairie, à une altitude bien inférieure à 2,000 pieds (Henderson, 1959a), dans un lac du bassin du Petit lac des Esclaves, dont les eaux fusionnaient avec celles de la vallée de la rivière Athabasca. Ces eaux s'écoulaient par un seuil à l'est du lac La Biche, à une altitude de 1,850 pieds et, de là, coulaient en passant par la rivière Saskatchewan vers le lac glaciaire Agassiz. La succession des différents lacs glaciaires de la vallée de la rivière de la Paix, y compris le lac Rycroft, le lac Fahler et autres lacs à des niveaux plus bas, a été appelée le stade du lac glaciaire de la Paix, par Taylor (1958) et Mathews (1963).

La phase du lac Fahler a pris fin lors du recul du front des glaces d'environ 150 milles vers le bas de la vallée de la rivière de la Paix et a ainsi ouvert des déversoirs vers l'océan Arctique. Selon Henderson (1959a), le bassin du lac Fahler, en amont de la ville de Peace River, était asséché antérieurement à une nouvelle avancée de la masse de glace, qui lui a redonné son niveau avec déversement vers l'est, dans le bassin du Petit lac des Esclaves. Le retrait de la masse de glace a entraîné un déversement en sens inverse. De nombreux déversoirs écoulaient vers l'ouest les eaux de la vallée de la rivière de la Paix vers la rivière Fort Nelson (C.-B.), permettant ainsi le déversement vers le nord par la rivière Liard et le fleuve Mackenzie. Le niveau du lac glaciaire de la Paix a baissé à environ 1,800, 1,500 et 1,200 pieds par suite de l'ouverture d'une succession de déversoirs. Un nouveau retrait de la glace a permis le déversement, vers le nord, par la rivière au Foin dans le Mackenzie. Cette phase du lac glaciaire de la Paix semble correspondre à une phase à un niveau élevé des eaux du lac glaciaire Tyrrell (Taylor, 1958). A mesure du recul de la masse de glace vers le nord-est et vers l'est, dans le nord de l'Alberta, le lac Tyrrell s'est étendu dans le bassin du lac Athabasca et dans les parties basses de la rivière Athabasca. La vallée des Esclaves, libre de glace, le lac glaciaire Tyrrell a fusionné avec le lac glaciaire McConnell, qui se déversait dans le fleuve Mackenzie à partir de l'extrémité ouest du Grand lac des Esclaves (Craig, 1965a).

#### *Nord des plaines Intérieures et plaine continentale de l'Arctique*

La nature et l'épaisseur du drift dans le nord des plaines Intérieures varient énormément; Craig signale que le till, dans la région à l'ouest du Grand lac des Esclaves, est silteux, argileux et rocheux. Par endroits, la région est recouverte de nombreuses formes drumlinoïdes, dont certaines, à l'ouest du Grand lac des Esclaves, atteignent une hauteur de 100 pieds et présentent une surface entrecoupée de sillons d'un relief de 10 à 15 pieds. La région contient peu de moraines à surface bosselée et du type kame, mais au nord du Grand lac de l'Ours, les moraines à surface

bosselée sont abondantes et il y a plusieurs moraines terminales. Mackay (1958) signale que le till dans la région de la baie Darnley renferme beaucoup de silt et d'argile par suite de la prédominance de roches carbonatées. Bien que peu abondants, des eskers se trouvent épars dans les plaines du nord.

Craig signale des dépôts de drift de 380 pieds d'épaisseur dans la région à l'ouest du Grand lac des Esclaves et d'au moins 150 pieds, dans les régions en bordure du fleuve Mackenzie, où il est parallèle à la chaîne de montagnes, et où la roche en place n'affleure pas. Un sondage à l'est d'Inuvik, sur le cours inférieur du Mackenzie, a indiqué une épaisseur maximale de 230 pieds de drift. Les dépôts de drift dans les moraines au nord du Grand lac de l'Ours, sont probablement très épais. Les traits, dus à l'action de poussée des glaces, sont fréquents le long de la côte de l'Arctique (Mackay, 1963).

Lors de l'extension maximale de la dernière nappe de glaces, dite glaciation du Wisconsin classique, la nappe glaciaire de Keewatin, à l'ouest du Grand lac des Esclaves, ne semble pas être venue en contact avec les glaces de la région de la Cordillère bien qu'elle ait atteint les montagnes, à l'ouest du cours inférieur de la rivière Liard. Il existait plutôt une zone de séparation, en majorité exempte de glaces, longeant la chaîne de montagnes, de 10 à 30 milles de large sur presque 200 milles de long vers le nord, à partir de la frontière de la Colombie-Britannique; cette zone contenait toutefois quelques glaciers de vallée. Une autre zone, légèrement plus large, a été reconnue à l'ouest du Grand lac de l'Ours, où la nappe glaciaire de Keewatin a coulé vers le nord-ouest, le long de la chaîne de montagnes. On a peu étudié ces régions qui, en majorité, n'ont pas subi de glaciation, mais une évidence d'ordre géomorphologique, le long du versant est de la chaîne de montagnes, indique que la dernière nappe glaciaire n'a pas atteint l'avancée maximale d'une transgression antérieure. La nappe glaciaire de Keewatin s'est étendue sous forme de lobes allongés dans quelques vallées sur les côtés est des régions exemptes de glaces et a atteint plus de 4,500 pieds. Ces deux régions, relativement exemptes de glaciation, peuvent être reliées par une bande étroite semblable, ou corridor, à la grande région exempte de glaciation du nord-ouest du Yukon et de l'Alaska.

*Directions de l'écoulement des glaces.* A l'ouest du Grand lac des Esclaves, la dernière nappe glaciaire semble avoir atteint les montagnes presque à angle droit, mais, beaucoup plus au nord, elle a été déviée et a suivi une ligne parallèle à la chaîne de montagnes et à la vallée du Mackenzie. Elle s'est aussi déplacée parallèlement à la chaîne de montagnes dans la plus grande partie des plaines à l'est du fleuve. Par suite de l'amincissement de la nappe glaciaire et du recul du front vers le bassin du Grand lac des Esclaves, le mouvement des glaces a continué vers l'ouest et a donné aux traits d'écoulement des dernières glaces une direction transverse à ceux des glaces plus anciennes, parallèles à la direction régionale, mais ces dernières glaces



ont dû contourner les monts Horn, à l'ouest du Grand lac des Esclaves, ainsi donc, le front des glaces s'incurvait profondément. Ailleurs, entre le Grand lac des Esclaves et le Grand lac de l'Ours, un ensemble complexe de traits d'écoulement des glaces, discernable sur les photographies aériennes, permet d'affirmer qu'il y avait des variations dans l'écoulement régional des glaces et que, localement, il y a eu formation de lobes en raison de la topographie durant la déglaciation. La régression glaciaire à l'est vers le Bouclier a formé un front en ligne droite, à quelque 20 ou 30 milles à l'ouest des limites du Bouclier canadien, sur toute la longueur de l'escarpement des plaines. Des segments de moraines terminales et quelques moraines de moindre importance, se trouvent près du lac La Martre (Craig, 1965a). Craig affirme que ce front des glaces s'étendait vers le sud jusqu'au Grand lac des Esclaves et au-delà. Des dépôts morainiques, discernables sur des photographies aériennes de la région au nord du lac La Martre, permettent de penser que ce front des glaces s'est prolongé en ligne droite vers le nord.

La nappe glaciaire de Keewatin n'a pas dépassé le delta actuel du fleuve Mackenzie, sauf à l'ouest de l'embouchure. À l'ouest de la rivière Peel, la dernière nappe glaciaire était moindre qu'une masse de glace antérieure (Hughes, 1965), mais elle s'est étendue vers l'ouest, le long de la plaine côtière de l'Arctique jusqu'à la pointe Kay. Un excellent rapport de Mackay (1963) donne de nombreux renseignements sur les dépôts du Pléistocène de la région du delta du Mackenzie et sur l'évolution de cette région.

Entre le fleuve Mackenzie et la rivière Anderson, les traits d'écoulement des glaces se dirigent vers le nord, suivant la direction générale des roches paléozoïques, mais, au sud des lacs des Esquimaux, ils sont orientés nord-est; on ignore la raison de ce changement de direction. Mackay (1963) considère les terrains morainiques du côté nord des lacs des Esquimaux, formant une bande de 5 à 10 milles de large, comme la zone terminale d'une importante nappe glaciaire. Il a aussi remarqué des moraines terminales plus petites dans la région des lacs Campbell et Sitidgi à l'est d'Inuvik, et des traits d'écoulement des glaces nord-nord-est et nord-ouest. Il a exprimé l'avis, que l'extrémité nord-est de la péninsule Tuktoyaktuk, qui sépare la mer de Beaufort des lacs des Esquimaux et de la baie Liverpool, peut représenter une région exempte de glaciation, et que la limite de la dernière transgression glaciaire importante se trouve plus ou moins vers le centre de cette péninsule. Mais Fyles (1967a) pense que la limite de la dernière transgression peut s'être étendue sur toute la longueur du côté sud de la péninsule Tuktoyaktuk, et qu'elle n'a peut-être pas atteint la partie nord du cap Bathurst.

En général, le retrait des glaces, au nord du Grand lac de l'Ours, était orienté sud-ouest parallèlement à la direction générale des roches protérozoïques et des roches paléozoïques. Mais l'ensemble complexe des traits d'écoulement des glaces indique que, durant les dernières phases de déglaciation, nombre de lobes se sont formés le long de

la bordure des glaces. Près de la côte de l'Arctique, les derniers lobes à se former le long du front des glaces ont été en plus affectés par le lobe du golfe Amundsen (Mackay, 1958). Craig (1960) a décrit l'action combinée de ce lobe et de celui au nord du Grand lac de l'Ours, et des effets locaux de la pente vers et dans le voisinage du bassin du Grand lac de l'Ours.

*Lacs glaciaires.* A mesure du recul de la nappe glaciaire de Keewatin, du nord des plaines Intérieures, les eaux de fonte occupaient les grandes dépressions du Grand lac de l'Ours et du Grand lac des Esclaves, et coulaient vers le nord, en direction du Mackenzie. Lorsque le front des glaces longeait le bord du Bouclier canadien, un lac immense s'étendait à partir du bassin du Grand lac de l'Ours vers le sud, à travers le bassin du Grand lac des Esclaves jusqu'aux basses vallées de l'Athabasca et de la rivière de la Paix. Craig (1965a) a donné à cette phase, où plusieurs lacs forment un seul, le nom de lac glaciaire McConnell. A mesure de la baisse de niveau par soulèvement isostatique, ce lac a diminué de superficie et se séparait en lacs plus petits, antécédents du Grand lac de l'Ours et du Grand lac des Esclaves. Dans le bassin de ce dernier, d'anciennes lignes de rivage se dirigent vers l'est, et le redressement augmente dans cette direction. Craig affirme que le degré minimal de redressement est d'environ 2 pieds au mille dans le bassin du Grand lac des Esclaves, d'après la présence, à Fort Simpson, d'un delta à une altitude de 500 pieds et de lignes de rivage, à environ 925 pieds, en périphérie du Bouclier canadien. Le Grand lac de l'Ours s'est séparé du Grand lac des Esclaves lorsque le niveau des eaux est descendu au-dessous d'environ 750 pieds, qui est l'altitude de la ligne actuelle de partage des eaux entre ces deux lacs.

*Pingos et glace dans le sol.* Les accidents postglaciaires d'intérêt de la partie inférieure du delta du Mackenzie et de la région des lacs des Esquimaux et de la baie Liverpool sont les pingos ou buttes coniques, dont la partie centrale est de la glace (Porsild, 1938). Mackay (1962, 1963) affirme que les pingos ont en plan une forme elliptique ou ovale, qu'ils ont de 100 à 2,000 pieds de diamètre et de 10 à 150 pieds de hauteur et, qu'en général, ils sont asymétriques. Ils se rencontrent dans d'anciens bassins de lac ou dans des chenaux d'égouttement. On croit que la partie centrale de glace correspond à peu près à la forme du pingo, mais qu'elle est peut-être à pentes plus raides, et que son contact inférieur est près du niveau du sol environnant. La glace est recouverte d'une couche de sable sur laquelle s'étend une couche de matières végétales; elle repose également sur un sable similaire à celui des régions basses environnantes. Le sommet des pingos est souvent ébréché ou brisé. Les pingos, au diamètre de plus de 500 à 700 pieds, s'élèvent moins haut que les plus petits, et ceux, à plus large base, ne sont que des gonflements en forme de bosse dans des sédiments de bassin de lacs. Les pingos résultent d'un processus de compression dû au

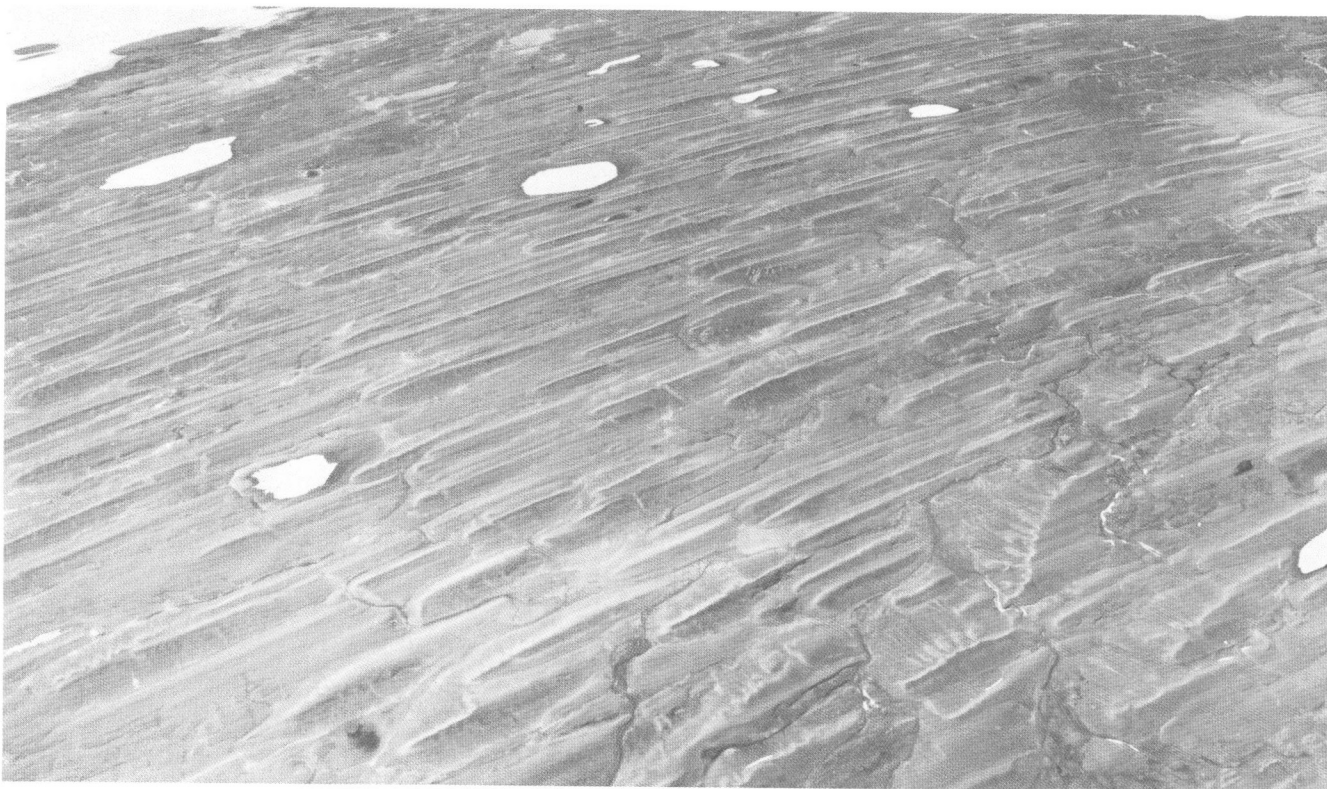


PLANCHE XII-13. Zone de drumlins, île Stefansson (T. N.-O.). Vue vers l'ouest. L'écoulement des glaces s'effectuait au nord vers le détroit du Vicomte-Melville.

pergélisol, qui envahit des sables saturés non gelés au-dessous de ce qui était autrefois des lacs relativement grands et profonds. Ils peuvent exister pendant des centaines et des milliers d'années.

De grandes lentilles de glace dans le sol expliquent aussi plusieurs des formes de relief dans cette région du nord, selon Mackay. Fyles (1966) souligne les difficultés des études stratigraphiques dans les régions où prédominent des coins de glace.

### *Basses-terres de l'Arctique*

Cette partie de l'archipel Arctique s'étend entre le continent et les îles Reine-Élisabeth, et comprend la limite septentrionale de la nappe glaciaire Laurentide. En général, le drift reflète la nature variable des roches en place protérozoïques et paléozoïques sous-jacentes.

De vastes zones de dépôts morainiques, à relief glaciaire récent, caractérisent une partie orientale de l'île Banks, et se rattachent au Wisconsin classique (Fyles, 1962). Le drift est varié et ses dépôts forment généralement des buttes à flancs abrupts, mais, par endroits, ils forment des collines ou crêtes aux vastes sommets arrondis, avec de faibles dépressions entre elles. Le relief atteint plusieurs centaines de pieds et, par endroits, s'étendent des plages marines bien typiques.

La dernière nappe glaciaire continentale a atteint le sud de la côte de l'île Melville, il y a peut-être à peine envi-

ron 11,000 ans, et a déposé la moraine Winter Harbour (Fyles, 1967b). Cette moraine est composée de drift rocheux et de dépôts stratifiés, et comprend une zone de 50 milles de long, d'une largeur moyenne de 2 milles, dont la topographie est une suite de collines et crêtes. Cette dernière nappe glaciaire était moins étendue qu'une glaciation antérieure.

Fyles (1963a) signale que le drift sur l'île Victoria a une gangue bien typique de teinte pâle, d'argile dense et légèrement gluante, ou d'argile sablonneuse. De nombreuses formes de relief linéaires, d'une variété infinie, sont constituées de débris glaciaires ou de dépôts déformés par les glaces. Elles comprennent des formes de relief généralement attribuées à des moraines terminales, à des moraines de type kame et à des moraines bosselées. Les crêtes morainiques varient d'une altitude de plusieurs centaines de pieds, sur plusieurs dizaines de milles, à de petits monticules de quelques pieds, échelonnés sur environ un mille. La complexité de ces grandes étendues de moraine, en buttes arrondies et allongées, et leurs rapports réciproques ne permettent pas de délimiter facilement les moraines terminales proprement dites. En général, l'épaisseur du drift va de quelques dizaines de pieds à plus de 100 pieds, et elle excède 500 pieds par endroits. Les collines en forme de drumlins sont caractéristiques de la plupart des basses-terres (pl. XII-13); dans ces régions, le drift n'a que quelques dizaines de pieds d'épaisseur, et, par endroits, la roche

en place affleure. Les eskers, nombreux dans les parties basses de l'est et du sud de l'île Victoria, sont rares et courts ailleurs; le plus long a 120 milles. Les eskers ont généralement moins de 150 pieds de hauteur, mais certains dépôts à la jonction de deux eskers ou plus, atteignent plusieurs centaines de pieds. La plupart sont constitués de sable et de gravier, mais certains ont une composition similaire aux moraines.

Une crête de moraine terminale et des collines de kame au nord-ouest de l'île Prince-de-Galles forment une zone linéaire de drift épais (Craig, 1964a). Les eskers, plutôt rares sur l'île Prince-de-Galles, sur l'île Somerset et sur la presqu'île Boothia, sont nombreux sur l'île Roi-Guillaume. Ils sont généralement parallèles à la direction du mouvement des glaces, mais, sur l'île Prince-de-Galles, certains sont obliques. Les kames constituent des accidents frappants dans l'ouest de l'île Prince-de-Galles et dans le centre de la presqu'île Boothia, promontoire du Bouclier canadien dans les basses-terres de l'Arctique. Ils sont concentrés en de larges zones qui semblent marquer des fronts de glace. Ils se présentent aussi sous forme de buttes isolées, de groupes de buttes et de crêtes. En hauteur, ils vont de quelques dizaines de pieds à environ 200 pieds, et atteignent rarement 400 pieds au-dessus du niveau général du sol. Les formes de relief glaciaire sont peu élevées dans la partie septentrionale de l'île Prince-de-Galles, spécialement sur l'île Somerset. Ces hautes-terres de roches paléozoïques sont monotones et sans relief, mais, en de nombreux endroits, s'étend une mince couche de till glaciaire silteux et caillouteux, et, en d'autres, quelques moraines de fond, des kames isolés et des canaux d'eau de fonte.

*Directions de l'écoulement des glaces.* Les traits d'écoulement des glaces et les dépôts morainiques transverses dans les basses-terres de l'Arctique sont très complexes, et l'étendue maximale de la nappe glaciaire du Wisconsin peut être délimitée en général. Le lobe glaciaire du golfe Amundsen a traversé la presqu'île Darnley et a atteint le côté est de la baie Franklin, mais ne semble pas avoir traversé le cap Bathurst. Il s'est étendu au moins sur une partie du sud de l'île Banks et sur la côte est de l'île (Craig et Fyles, 1960). J. G. Fyles croit qu'il peut s'être étendu vers l'ouest, le long du détroit de M'Clure, jusqu'à l'extrémité occidentale de l'île Banks, et avoir atteint une certaine distance à l'intérieur des terres, dans le sud de l'île Melville. Dans l'est, la masse de glace du Keewatin de la nappe glaciaire Laurentide a traversé l'île Somerset et la presqu'île Boothia (Fraser, 1957; Craig, 1964a). La nappe glaciaire, à son extension maximale, avançait probablement vers le nord-ouest et vers le nord, à travers les îles Prince-de-Galles et Somerset, mais plus tard, lors de son recul, les détroits profonds entre les îles ont contrôlé la direction de l'écoulement des glaces. Dans le sud de l'île Prince-de-Galles, le dernier mouvement des glaces était en direction de l'est, à travers les champs de drumlins, à orientation nord, déposés par un écoulement glaciaire régional antérieur. Un lobe glaciaire récent dans le détroit de Peel peut avoir été à

l'origine des stries glaciaires, orientées vers l'est, sur le côté occidental de l'île Somerset. Des champs de drumlins à orientation nord-ouest et nord-est occupent certaines parties de l'île Roi-Guillaume. Craig (1964a) croit que les derniers mouvements des glaces, dans l'île Roi-Guillaume et la presqu'île Boothia, étaient à direction nord-est.

Dans l'île Victoria, l'écoulement régional des glaces était orienté vers l'ouest et le nord-ouest, mais une succession de changements dans l'écoulement récent des glaces s'est produit à mesure que la masse de glace s'amincissait (Fyles, 1963a). En certains endroits, des directions diverses de drumlins se trouvent côte à côte ou l'une au-dessus de l'autre. La direction de l'écoulement des glaces dépendait aussi de caractéristiques d'ordre topographique, relativement peu importantes, ce qui permet de croire que la masse de glace était mince et se présentait en lobes. À mesure que les glaces s'amincissaient, elles se retiraient des parties hautes de l'ouest de l'île Victoria et se déplaçaient vers le sud-est. Des langues de glace en mouvement, alimentées par la principale masse de glace du sud et de l'est, sont demeurées dans les dépressions actuellement occupées par les divers détroits. Les moraines de l'ouest de l'île Victoria se sont formées sur les côtés de ces langues de glace. Dans l'est des basses-terres du centre, la glace s'est probablement écoulée vers le nord-ouest pendant les premières phases de désagrégation, mais, avec la persistance de la désagrégation, laquelle était progressive d'ouest en est et du nord au sud, la glace des basses-terres s'est amincie, et la direction de l'écoulement a été déviée à un degré sans cesse croissant par des irrégularités mineures de la topographie. Des lobes glaciaires dans les régions basses ont donné lieu à des régions en forme de cônes, où les traits d'écoulement des glaces ont une orientation nord et sud-ouest.

Dans la partie sud-est de l'île Victoria, les crêtes morainiques sont plus petites, plus basses et plus courtes, comparativement aux grands complexes morainiques des parties occidentales. Cette partie de l'île a été la dernière à être dégagée des glaces. L'intense écoulement des glaces du continent, qui alimentait le lobe en recul du golfe Amundsen, a suivi l'inlet Bathurst, a traversé le golfe du Couronnement, et a déposé un champ de drumlins en forme de cônes à travers l'extrémité sud-ouest de l'île. Il semble que les dernières glaces sur l'île aient recouvert les régions basses des côtes est et sud-est, alors que des langues de glace occupaient encore le détroit de M'Clintock et le golfe Reine-Maud (Fyles, 1963a).

### *Bouclier canadien occidental*

La nature du drift et les traits glaciaires eux-mêmes, dans les régions du Bouclier canadien à l'ouest et au nord de la baie d'Hudson, sont différents de ceux des plaines et des basses-terres, décrites plus haut. La matrice du till va, en général, de silteuse à sablonneuse, et manque de cohésion. La partie occidentale du Bouclier est en majorité recouverte de drift sous forme de moraine de fond et de moraine du type *ribbed*, lesquelles donnent une apparence,

généralement bosselée mais différente, des régions bosselées des moraines de désintégration ou des moraines de glace morte des plaines. Les eskers sont nombreux et largement répandus; ils comprennent de simples crêtes sinueuses et de vastes réseaux multiples et complexes d'un mille ou plus de largeur (pl. XII-14). Les eskers et la remarquable continuité de zones de drumlins, de drumlinoïdes et de canelures glaciaires indiquent clairement la direction de l'écoulement des glaces, lors du retrait de la nappe glaciaire du Keewatin. Il existe peu de moraines terminales, mais, où elles se trouvent, elles constituent des traits linéaires bien définis et transverses à la direction de l'écoulement des glaces. Le relief, en général, passe de plusieurs dizaines de pieds à environ 100 pieds, mais, par endroits, des kames, des dépôts d'eskers et des protubérances de moraines atteignent plusieurs centaines de pieds au-dessus des terrains environnants.

*Directions de l'écoulement des glaces.* A mesure du recul de la nappe glaciaire Keewatin, du sud-est des plaines Intérieures vers le Bouclier, le front des glaces paraît avoir emprunté une ligne presque parallèle à la bordure du Bouclier, et l'écoulement des glaces était presque radial par rapport à cette bordure. Un arrêt du front des glaces, dans le nord de la Saskatchewan, est marqué par la moraine

Cree Lake (Sproule, 1939; Tremblay, 1961a, b). Cette moraine a été retracée par photographies aériennes, en direction nord-ouest jusqu'à l'extrémité occidentale du lac Athabasca et, vers l'est, jusque dans le Manitoba sur environ 500 milles. Elle passe d'un complexe de moraine terminale et de dépôts d'épandage à une seule crête bien définie ou à une série de petites crêtes. Par la suite, le recul vers la ligne de partage des glaces du Keewatin ne paraît pas avoir été interrompu par d'autres importants arrêts ou nouvelles avancées.

Dans la région du Grand lac des Esclaves et du Grand lac de l'Ours, le recul des glaces était continu et aucune moraine terminale importante ne s'est formée. Le résultat le plus important de cette longue période de retrait est la différence marquée entre la configuration des eskers et des traits d'écoulement des glaces, laissée par les deux principaux lobes glaciaires, différence qui a persisté à mesure du recul de la masse de glace vers la ligne de partage des glaces du Keewatin (Fyles, 1955; Craig, 1957; Craig et Fyles, 1960; Blake, 1963; et Craig, 1964b). La différence dans la configuration générale des traits d'écoulement des glaces permet de penser que deux importants lobes glaciaires se sont formés au cours du retrait de la masse de glace. La ligne de discontinuité entre les deux configurations d'écoulement des glaces peut être facilement tracée à

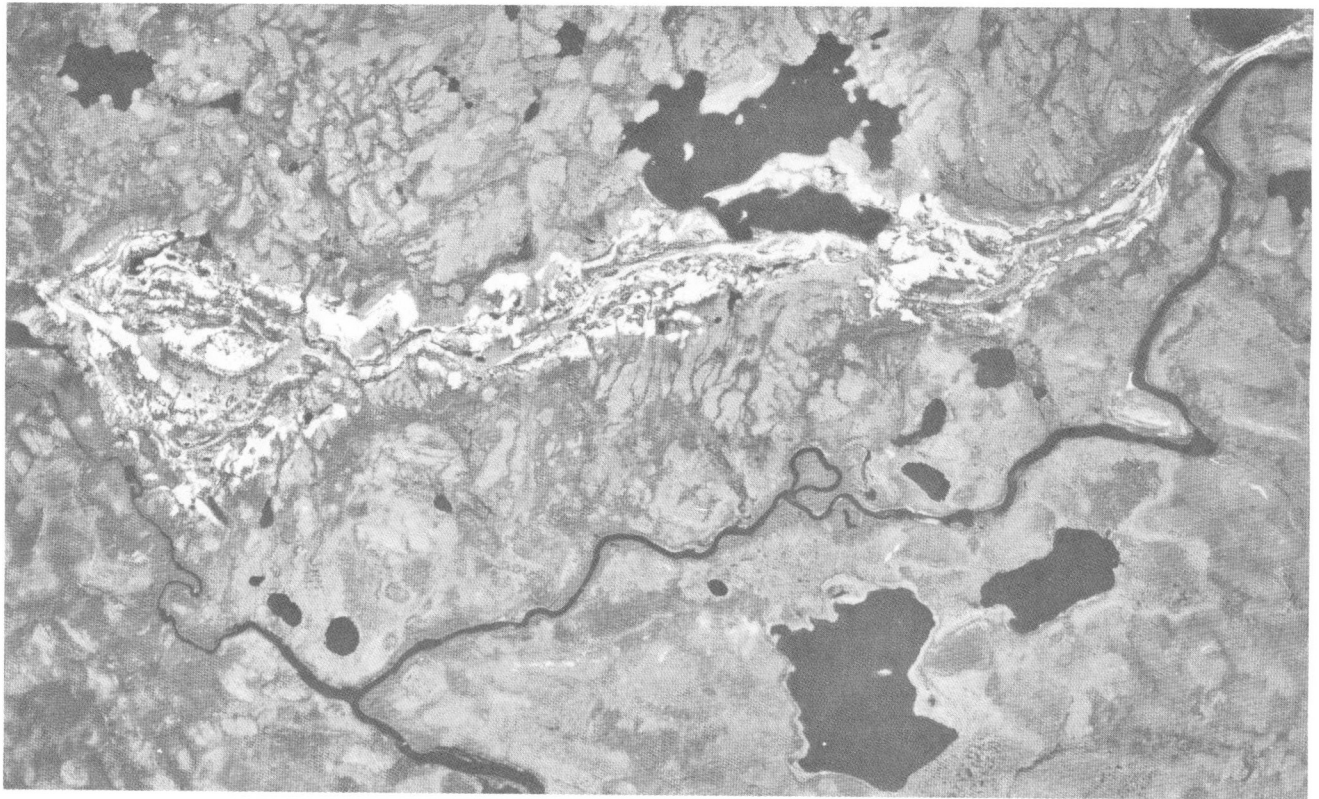


PLANCHE XII-14. Complexe d'eskers à l'ouest du lac Ennadai (T. N.-O.). L'écoulement des eaux de fonte s'effectuait vers le sud. Le grand esker «knot» s'étend à l'extrémité sud d'un système plus ou moins continu vers le nord-est, sur environ 60 milles jusqu'à la rivière Kazan. Photographie aérienne verticale; échelle de 3,300 pieds au pouce.



partir du côté ouest du lac Dubawnt, en direction ouest-nord-ouest, jusqu'à un point au nord du lac Aylmer, ensuite vers le nord, par le lac Contwoyto jusqu'au golfe du Couronnement et au-delà. Au nord et à l'est de cette ligne, les traits causés par l'écoulement des glaces sont à angle aigu par rapport à cette ligne de discontinuité, alors, qu'au sud et à l'ouest, elles ont tendance à être parallèles ou légèrement divergentes. La ligne est aussi révélée par un système complexe d'eskers, sis à quelques milles au sud de la ligne de discontinuité entre les lacs Dubawnt et Aylmer. Ce système d'eskers continue sur environ 225 milles et, sauf près de son extrémité occidentale, tous les eskers tributaires s'étendent sur le côté sud. Au-delà du lac Aylmer, un groupe d'eskers rapprochés marque la continuation de ce système vers le Grand lac de l'Ours (Craig, 1964b).

Craig et Fyles (1960) croient que la formation du relief est la cause de cette ligne de discontinuité. Au sud et à l'ouest de cette ligne, les glaces recouvraient un terrain plus élevé, se déplaçaient lentement, stagnaient par endroits, alors que les glaces au nord occupaient un terrain de plus basse altitude et s'écoulaient rapidement. Blake (1963) invoque aussi une différence d'écoulement des glaces entre deux lobes pour expliquer la ligne de discontinuité au nord-est du lac Contwoyto. Craig indique que certains eskers à direction nord et sur le côté nord de cette ligne ont été recouverts presque à angle droit, par le dernier lobe de la masse de glaces sur le côté nord de cette ligne. Des crêtes en forme de drumlins, orientées sud-ouest et sud, à l'ouest du lac Dubawnt, du côté nord de la ligne de discontinuité, sont à angle droit avec les traits d'écoulement des glaces sur les deux côtés de la ligne. Ces traits sont en partie parallèles aux anciennes stries remarquées par Tyrrell (1897), mais Craig considère qu'ils se rattachent à la formation d'un lobe glaciaire dans la région au nord de la ligne, lors du recul des glaces vers la ligne de partage des glaces du Keewatin.

Le retrait des glaces de la région au nord et à l'est de la ligne de discontinuité a été marqué par des moraines terminales. Deux moraines terminales, d'environ 25 milles chacune, s'étendent dans la région à l'est-nord-est du lac Contwoyto et sont légèrement orientées à l'ouest du nord. La plus occidentale, avec un relief maximal de près de 400 pieds, se trouve près de la ligne de discontinuité et représente apparemment la position terminale de la masse de glace en mouvement vers le sud-ouest (Blake, 1963). La moraine orientale est une moraine de récession. Plusieurs segments d'une moraine terminale, orientés de l'est à l'ouest, sont évidents au sud-ouest du golfe Reine-Maud. Une importante moraine s'étend vers le nord-est à partir de la rivière Back, au 106° méridien, jusqu'au lac MacAlpine, y compris les coupures, sur plus de 200 milles. Cette moraine varie en largeur, de quelques dizaines de pieds à 4 milles, et en hauteur, de 10 à 250 pieds. Le front des glaces s'est apparemment incurvé vers l'est jusqu'à l'inlet Chantrey (Blake, 1963; Craig, 1961) et a formé deux

autres segments de moraine terminale, d'environ 60 et 25 milles de long. De nombreux segments de moraine terminale, correspondant peut-être à ceux de l'ouest de l'inlet Chantrey, s'étendent à l'est sur 250 milles jusqu'à la baie Comité. Dans cette dernière région, toutefois, il y a plusieurs segments discordants et une corrélation des positions du front des glaces est incertaine. Une corrélation avec les moraines terminales plus à l'est, au-delà de la sphère d'influence des glaces du Keewatin, est encore moins certaine. Une moraine terminale récente, rattachée au lobe septentrional de la nappe glaciaire du Keewatin, s'étend au nord-est sur 100 milles, à partir de la rivière Back, au 106° méridien.

On ne connaît pas la position du prolongement du front des glaces au sud de la ligne de discontinuité, mais, selon Craig (1964b, fig. 7), il y a peut-être un décalage important vers l'est. On n'a pas encore mis en corrélation les moraines, au nord de la ligne de discontinuité, à celles au sud.

*Lacs glaciaires.* Avec le recul de la nappe glaciaire du Keewatin vers l'est à travers le Bouclier, les issues d'écoulement des eaux, vers l'est et vers le nord-est, ont été débloquées, et les eaux de fonte ont formé plusieurs lacs glaciaires de grande étendue (carte 1253A). Un grand lac a occupé le bassin du lac Athabasca et s'écoulait vers le nord, dans la rivière des Esclaves, par le seuil rocheux à 700 pieds d'altitude (Craig, 1965a).

A une époque antérieure, un lac glaciaire s'est formé, derrière la moraine Cree Lake, dans la vallée du lac des Cris et de la rivière Pipestone; les anciennes lignes de rivage s'y trouvent à environ 1,800 pieds d'altitude. Il est possible que ce lac se soit égoutté vers le sud par une interruption de la moraine, et qu'il se soit déversé vers l'ouest dans le profond canal de la rivière Clearwater jusqu'à la vallée de la rivière Athabasca. Il existait toutefois, à l'extrémité sud-ouest du bassin de ce lac glaciaire, une issue d'écoulement vers un lac de la vallée de la rivière Richardson, à environ 1,400 pieds; ce lac était probablement une partie orientale du lac glaciaire Tyrrell. Après le recul du front des glaces, au nord-est vers l'aval de la rivière Pipestone, le lac glaciaire de cette vallée s'est déversé latéralement dans le bassin du lac Athabasca, et il s'est établi successivement des niveaux inférieurs. Lorsque le front des glaces a libéré l'extrémité est du bassin du lac Athabasca, les deux réseaux d'écoulement ont fusionné à une altitude d'environ 1,000 pieds. Au cours de ce retrait, un lac glaciaire s'est formé dans le bassin du lac Wollaston, à environ 1,600 pieds, avec déversoir au sud-est vers le bassin du lac Reindeer. Ultérieurement, des issues se sont ouvertes à des niveaux plus bas vers la vallée de la rivière Pipestone. Le bassin du lac Reindeer était occupé par des eaux de fonte, lorsque le front des glaces s'est retiré de la moraine à son extrémité sud. L'issue à travers la moraine était à environ 1,200 pieds, et était orientée vers le lac glaciaire Agassiz, au sud de la moraine.

De vastes lacs glaciaires se sont également formés dans les Territoires du Nord-Ouest. Craig (1964b) a découvert des vestiges de lacs glaciaires éphémères dans le bassin du lac Artillery et de la rivière Lockhart, à l'est du Grand lac des Esclaves. Des lignes de rivage se trouvent jusqu'à 1,300 pieds d'altitude dans les environs des lacs Clinton et Holden. A mesure du recul vers l'est du grand lobe du sud de la nappe glaciaire du Keewatin, les eaux de fonte s'accumulaient aux sources des bassins des rivières Thelon et Dubawnt, orientées nord-est. Les phases lacustres, les plus élevées, étaient à environ 1,250 pieds d'altitude, et les lacs se déchargeaient probablement vers le sud. Le recul de la glace vers l'est a entraîné la baisse du niveau des lacs. Le retrait du grand lobe du nord de la nappe glaciaire du Keewatin a permis à l'eau du bassin Thelon de s'écouler vers le nord, dans le bassin de la rivière Back, et le niveau des lacs s'est fixé à environ 700 et 800 pieds. Vers cette époque, le lac Hyper-Dubawnt était à 900 pieds d'altitude. Craig a représenté graphiquement ces phases lacustres et les a décrites.

Au sud du lac Dubawnt, le lac glaciaire Kazan (Lee, 1959) occupait une partie de la rivière Kazan, les bassins Ennadai et Kasba et divers bassins lacustres. Ce lac s'écoulait vers l'est, vers le lac Henik-Sud, puis, il semble qu'il ait

débouché dans la baie d'Hudson. Les anciennes lignes de rivage autour du lac Ennadai (1,070 pieds d'altitude) sont à 1,260 pieds d'altitude (pl. XII-15). Ultérieurement, lors de la fonte de la glace de la ligne de partage des glaces du Keewatin, le lac s'écoulait par la rivière Kazan.

*Transgression de la mer.* A l'époque où existaient certains des lacs, cités plus haut, la mer submergeait la côte nord, dès 10,200 ans avant le présent (Craig et Fyles, 1960). La mer était également en contact avec une partie du front des glaces, tandis que se déposait la moraine terminale du lac MacAlpine, il y a seulement 8,200 ans. Par la datation au radiocarbone de coquillages, retrouvés près de la limite de la transgression marine, Blake (1963) a calculé qu'au cours d'un millénaire, les glaces ont reculé d'environ 175 milles, soit de la presqu'île Kent au lac MacAlpine. Le recul vers la ligne de partage des glaces du Keewatin a été également rapide, car la mer de la baie d'Hudson atteignait presque sa limite maximale dans la zone de la ligne de partage des glaces, dès 7,200 ans avant le présent (Lee, 1960). Il est également certain que, durant cette période de recul, le redressement isostatique a été rapide, car l'altitude de la limite marine diminue, en général, suivant sa proximité avec la ligne de partage des

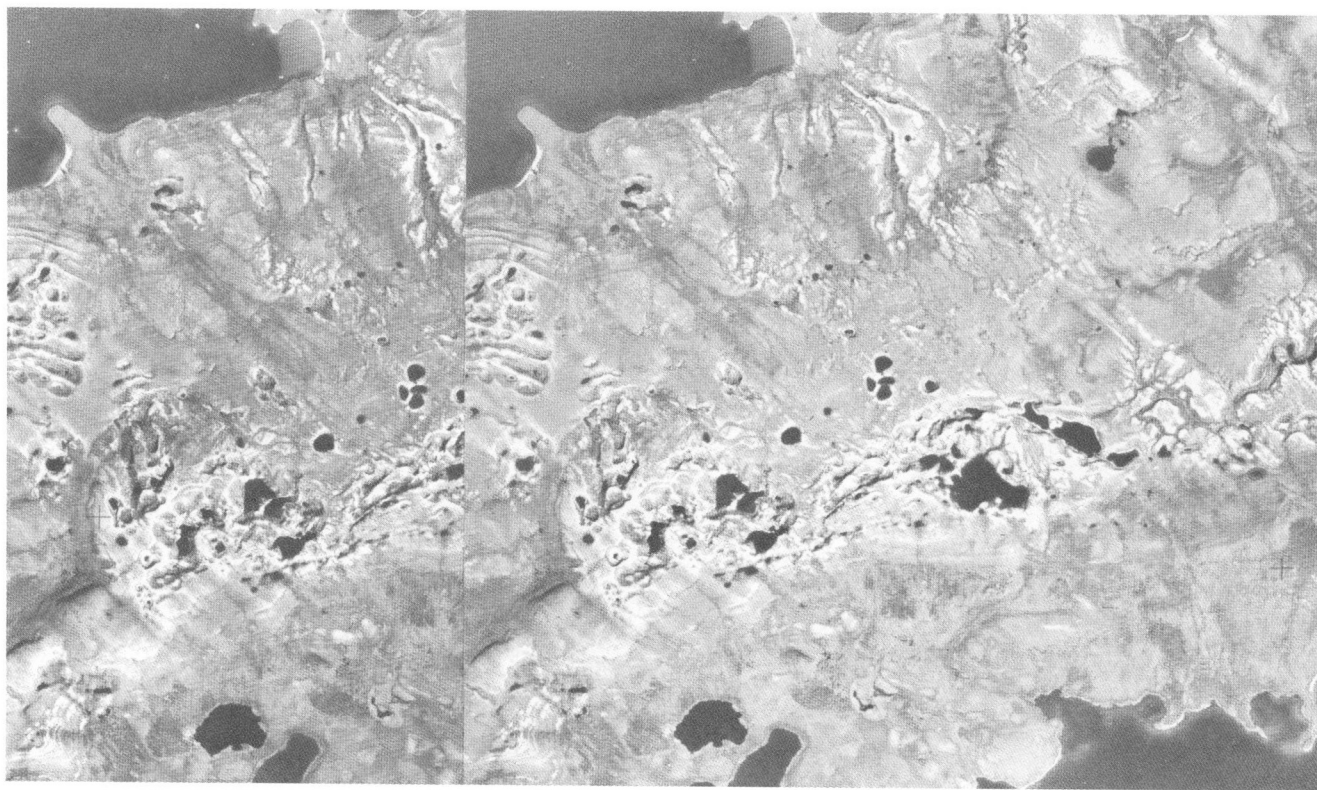


PLANCHE XII-15. Dépôts cannelés et en forme de marmite, mis en place au contact des glaces et anciennes lignes de rivage élevées, lac Ennadai (T. N.-O.). Dépôts mis en place au contact des glaces, 50 milles à l'ouest de l'extrémité sud de la ligne de partage des glaces du Keewatin. Les cannelures résultent d'une avancée des glaces, suivies de la formation de terrasses et chenaux d'eau de fonte. Le lac glaciaire Kazan a lavé les pentes inférieures des dépôts. Une partie de la glace enfouie a fondu pendant et après la phase du lac glaciaire. Vue stéréoscopique; échelle de 3,100 pieds au pouce.



glaces. Le degré d'émergence des terres a diminué jusqu'à présent, suivant une fonction exponentielle (Lee, 1960; Craig, 1961). Pour la région de l'inlet Bathurst, Blake (1963) propose le rythme moyen de 1.5 pied par siècle depuis deux millénaires et suppose qu'actuellement le rythme est plus lent.

La limite marine à l'ouest de la baie d'Hudson semble s'abaisser du sud au nord; elle atteint environ 650 pieds dans le nord du Manitoba, seulement 480 pieds au lac Kaministiquia, et 400 pieds à la baie Wager. Sur la côte de l'Arctique, la limite marine est à une altitude plus élevée; elle dépasse 650 pieds à l'ouest de la baie Comté et descend à 500 pieds à l'inlet Chantrey, plus à l'ouest. Plus à l'ouest encore, elle remonte à 750 pieds, à l'extrémité sud de l'inlet Bathurst, puis descend rapidement à 200 pieds vers le nord-ouest, à la baie Darnley. La limite marine n'est pas partout synchrone, et il est probable que plus d'un centre de soulèvement postglaciaire existait dans cette vaste région.

### Complexe glaciaire Foxe-Baffin

Les phénomènes de glaciation et de déglaciation de l'île Baffin sont plutôt complexes à cause de la physiographie de l'île, de sa latitude et de son climat; elle a subi les effets de la masse étendue de la nappe glaciaire Laurentide, de plusieurs calottes glaciaires locales, de glaciers de cirque et de glaciers de vallée. Les événements dans certaines parties de l'île étaient différents de ceux en d'autres régions de l'île, même si elles étaient contiguës. Sur la presqu'île Meta Incognita (anciennement Kingait), près de son extrémité et le long de la côte sud de la baie Frobisher, Mercer (1956) a reconnu plusieurs cirques non modifiés. Le long de la partie centrale de cette baie, les cirques portent les traces de modifications ultérieures, causées par les glaces de l'intérieur, mais dans le fond de la baie, ces traces n'existent pas, car la région était recouverte par les glaces de l'intérieur avant l'époque des glaciers de cirque. Mercer a également prouvé que nulle part, le long de la côte de la baie Frobisher, des glaciers de cirque se sont formés à la fin du Wisconsin, à mesure du recul des glaces de l'intérieur. Il a considéré que l'intervalle de formation des cirques a été long, et qu'il se situe au cours du Wisconsin. Cependant, Bird (1963) pense plutôt qu'ils se sont formés pendant une période interglaciaire. Quelques glaciers de cirque se sont néanmoins formés dans les terrains montagneux le long de la côte, au nord de la baie Cumberland, à la fin du Wisconsin. Donc, malgré des observations exactes, effectuées en plusieurs endroits, il ne faut généraliser les effets des glaciers dans toute l'île qu'avec prudence.

On s'accorde généralement à penser qu'un dôme de glace occupait le bassin Foxe à une époque quelconque de la dernière glaciation importante, mais deux opinions s'opposent quant à son âge: 1) le dôme existait à peu près vers l'époque de la dernière avancée maximale des glaces; 2)

il n'a existé que très tard lors de la déglaciation. Dans les deux cas, le dôme de glace aurait existé en même temps que de nombreuses calottes de glace locales, ainsi que des glaciers de cirque et de vallée, le long des hautes-terres de l'est et du nord de l'île Baffin (Ives et Andrews, 1963; Bird, 1963; Andrews et Sim, 1964; Falconer et coll., 1965; Andrews, 1966). Les rapports entre le dôme de glace du bassin Foxe et les glaces des secteurs de la nappe glaciaire Laurentide ne sont pas bien connus. L'auteur pense que le dôme de glace était un centre de dispersion pendant une grande partie du Wisconsin classique. Ce dôme s'est probablement réuni aux glaces des secteurs de Keewatin et de Labrador de la nappe glaciaire Laurentide à l'ouest, au sud-ouest et au sud, pendant une longue partie du Wisconsin, mais en conservant sa propre sphère d'influence. La glace des calottes locales de la presqu'île Brodeur et de la péninsule Borden, et les énormes glaciers de vallée glissant vers le nord le long des inlets de l'Amirauté et Navy Board, ont probablement fusionné avec la glace de la calotte de Devon, dans le détroit de Lancaster, à la dernière avancée maximale des glaces.

### Glaciation

Antérieurement, on était convaincu que les glaciers de l'île Baffin avaient pris naissance dans la chaîne de montagnes de l'est et que les mouvements de la glace vers l'intérieur avaient créé des glaciers de piémont, lesquels en s'étendant ont formé des calottes de glace qui, par leur jonction, ont constitué une nappe glaciaire. La bordure de la chaîne de montagne de l'est étant la limite érodée d'un plateau incliné vers l'ouest, il est improbable que les glaciers de montagne aient pu fournir un apport considérable à la formation de la nappe glaciaire intérieure; il est plus probable que la glace se soit accumulée sur la superficie centrale plus large du plateau. Le versant ouest du plateau étant en pente douce et les vallées peu profondes, la glace a dû glisser vers l'ouest sur un large front, sous forme, peut-on présumer, d'une calotte qui s'étendait à mesure que le front avançait vers l'ouest (Mercer, 1956; Ives et Andrews, 1963). Les glaciers se sont formés par suite de l'abaissement de la limite inférieure des neiges éternelles au-dessous du niveau des bas-plateaux, à mesure du changement de climat du Wisconsin. L'avancée rapide, sur un vaste front, de la calotte de glace sur les bas-plateaux, affectait les glaciers plus petits des montagnes de la côte, de sorte que les calottes de glace et les glaciers des montagnes étaient sensiblement de la superficie de ceux d'aujourd'hui. Il est possible que la calotte de glace Penny fasse exception. Les hautes-terres de Penny constituent les restes d'un bas-plateau ancien, disséqué, plus élevé que la surface générale de l'île Baffin (Bird, 1959). J. D. Ives suppose que, sur les hautes-terres de Penny, à cause de leur proximité avec la mer du Labrador et des vents humides, qui remontent le détroit de Davis, une large calotte de glace a pu se former plus tôt que sur les autres régions de l'île Baffin.

On suppose que les premières calottes de glace de l'intérieur de l'île Baffin ont formé une nappe de glace, qui s'est étendue inégalement vers l'ouest et a alimenté en glace le bassin Foxe. Il reste possible que les glaciers de la presqu'île Melville, en s'étendant vers l'est, aient alimenté le bassin Foxe et que la nappe glaciaire Laurentide ait avancé vers le nord jusqu'au bassin Foxe, bien que rien ne soit évident. D'autre part, la nappe glaciaire Laurentide a dû faire obstacle ou retarder le mouvement vers le sud des glaces du bassin Foxe, lequel s'est néanmoins rempli et est devenu une aire de dispersion (Ives et Andrews, 1963, fig. 19). L'inclinaison des anciennes lignes de rivage de la mer, dans le centre de l'île Baffin, vers le bassin Foxe (Andrews, 1966), indique l'existence d'un dôme de glace dans ce bassin. Des analyses de la teneur en carbonate du drift de nombreux endroits, autour du bassin Foxe, indiquent un mouvement des glaces du bassin vers l'extérieur (Andrews et Sim, 1964), bien que plusieurs petites masses de calcaire cristallin précambrien, au centre de l'île Baffin, aient pu fournir un peu de carbonates. Blake (1966) n'a trouvé aucun bloc erratique du Paléozoïque, ni aucune augmentation de la teneur en carbonate du drift, à l'est du lac Amadjuak, dans le sud-est de l'île Baffin. Cependant, des indices probants indiquent un écoulement radial ancien, à partir du bassin Foxe, à travers le milieu de l'île Baffin (Ives, 1962, 1964; Ives et Andrews, 1963; Andrews, 1963). A cet endroit, la masse de glace a atteint au-dessus de 3,000 pieds, et s'est étendue vers l'est, par les grandes vallées de la chaîne de montagnes, jusqu'aux régions en bordure du continent. Les blocs erratiques du Paléozoïque découverts au nord de la calotte glaciaire Barnes ont été probablement transportés du bassin Foxe vers le nord-est et ont résisté à la brève phase ultérieure d'écoulement vers l'extérieur de la calotte glaciaire proto-Barnes (Ives et Andrews, 1963, fig. 22).

Les glaces du bassin Foxe se sont aussi écoulées vers l'est en traversant les basses-terres de l'île Baffin jusqu'à la baie Cumberland et probablement vers le sud-est jusqu'à la baie Frobisher. Le mouvement s'est opéré vers le sud à travers la péninsule Foxe et il est possible qu'il se soit effectué aussi à travers une partie de l'île Southampton (Bird, 1953). L'écoulement des glaces était puissant et probablement long vers l'ouest à travers la presqu'île Melville, car la roche en place y est fortement creusée et les roches moutonnées y sont communes (Blackadar, 1958; Sim, 1960a; Craig, 1965b). Il ne demeure aucune évidence d'un mouvement des glaces vers le nord à partir du bassin Foxe, mais on peut peut-être le supposer, vu qu'il existe des vestiges d'écoulement des glaces vers le nord-est, à l'est de l'inlet Steensby. Il est possible évidemment que d'importantes calottes dans le nord de l'île Baffin aient retardé ou fait obstacle au mouvement des glaces vers le nord, pendant le Wisconsin.

A l'avancée maximale des glaces, certaines calottes glaciaires locales occupaient quelques régions de l'est et du nord de la chaîne de «montagnes», et aussi la presqu'île

Brodeur et la péninsule Borden; ces calottes ont peut-être empêché les glaces de l'intérieur d'envahir les régions adjacentes des hautes-terres, et ont peut-être préservé certaines parties de la côte du rabotage des glaciers s'écoulant le long des fjords. C'est ainsi que de petites parties des basses-terres de la côte est et certains «nunataks» n'ont pas subi la glaciation, pendant la dernière avancée maximale des glaces (Løken, 1966).

### *Déglaciation*

Après la dernière avancée maximale des glaces, soit la phase Clyde d'Ives et d'Andrews (1963), il y eut une phase d'amincissement des glaciers et de recul du front des glaces. Ces mouvements ont été suivis de phases de stagnation et de brèves avancées, dont la nouvelle avancée, dite phase Cockburn. Les moraines terminales et latérales, dites moraines Cockburn, marquent les positions frontales orientales de la nappe glaciaire intérieure. Dans le nord-est de l'île Baffin, les moraines terminales les plus éloignées du centre de dispersion, gisent aux flancs des hautes montagnes entre les fjords et, dans les fjords, elles se continuent sous forme de moraines latérales; les moraines médianes s'étendent sur le plateau des hautes-terres (Falconer et coll., 1965). A ce stade, la glace des fjords avait de 1,500 à 2,000 pieds d'épaisseur. La datation au radio-carbone de coquillages recueillis près des anciennes lignes de rivage de la mer, ligne déterminée par le retrait des glaces des zones côtières, indique que certaines moraines de l'est ont environ 8,200 ans. Les anciennes lignes de rivage de la mer se trouvent à environ 220 pieds d'altitude au fond des fjords et à 50 pieds à leur sortie. Les moraines médianes du plateau sont probablement plus récentes. Blake (1966) signale une importante moraine terminale dans le sud-est de l'île Baffin. Il suppose qu'elle appartient aux moraines Cockburn et qu'elle s'est formée au cours de plusieurs siècles à partir de 8,200 ans avant le présent. Il suggère aussi que l'importante moraine terminale de la péninsule Foxe est une moraine correspondante. Les moraines Cockburn s'étendent sur toute la région nord de l'île Baffin et le long du côté ouest de la presqu'île Melville (Falconer et coll., 1965). Certaines parties de cette moraine, au nord et au nord-ouest de l'île Baffin, peuvent être d'une époque plus ancienne, peut-être d'une époque remontant à 9,000 ans. Les moraines Cockburn semblent donc s'être formées au cours d'une phase entre 9,000 à moins de 8,000 ans avant le présent. C'était probablement une phase de recul des glaces, apportant de rapides changements dans la configuration des dômes de glace. D'après J. T. Andrews, les glaciers de montagne de la côte est étaient moins étendus durant la phase Cockburn qu'ils ne le sont actuellement. Pendant cette phase, la calotte Penny et plusieurs autres masses de glace importantes se sont séparées de la nappe glaciaire de l'intérieur.

Après la phase Cockburn, le dôme de glace du bassin Foxe s'est désagrégé rapidement et la mer a envahi le bassin Foxe, il y a environ 7,000 ans. Le centre de disper-

sion des glaces s'est donc trouvé déplacé vers le nord-est et s'est établi sur l'île Baffin; l'écoulement des glaces prit la direction du bassin Foxe, au lieu de se faire à partir du bassin. Sur le côté nord-est de l'île, le front des glaces a reculé à l'ouest de la ligne de partage des eaux, et des lacs glaciaires se sont formés. Le long du côté ouest, dans le centre de l'île Baffin, les glaciers occupaient à cette époque les fjords et les baies intérieures. La transgression marine a laissé des lignes de rivage à des altitudes de 350 pieds près de la côte à 100 pieds à l'intérieur, tandis que les glaciers de vallées demeuraient en contact avec la mer. On lie la moraine terminale de la vallée inférieure de l'Isortoq à un niveau de mer, qui coïncide avec la limite marine (Andrews, 1966). Andrews fait correspondre l'«immobilisation» de la limite marine avec un accroissement de la masse de glace sur l'île Baffin et une diminution concomitante du redressement isostatique. Il appelle phase Isortoq cette période d'épaississement des glaces et de formation de moraines. Elle semble correspondre à la phase de la calotte proto-Barnes (Ives et Andrews, 1963, fig. 22). La datation au radiocarbone indique que cette phase a eu lieu il y a moins de 7,000, mais plus de 5,500 ans avant le présent. Andrews a constaté que la limite marine était à environ 230 pieds, à 15 milles de l'embouchure de la rivière Isortoq, et à 300 pieds à l'embouchure, ce qui indique un redressement différentiel en direction S35°W vers le centre du bassin Foxe, au taux d'environ 5.3 pieds au mille.

La glace s'est retirée de la côte du bassin Foxe, à l'ouest des lacs Nettiling et Amadjuak, il y a 6,700 ans avant le présent, et la limite marine s'est fixée à une altitude d'environ 350 pieds, à l'ouest de ces lacs. La glace semble être demeurée dans le bassin du lac Amadjuak pendant la phase Isortoq; elle a disparu avant 4,500 ans avant le présent, peut-être vers 5,500. A mesure du rétrécissement de la calotte proto-Barnes, des lacs glaciaires subsistaient sur son côté nord-est et s'écoulaient dans la baie Baffin. Des lacs glaciaires se sont formés dans la partie centrale de la vallée de la rivière Isortoq, au nord et au nord-ouest de la calotte Barnes, entre 5,000 et 2,000 ans environ avant le présent. Il y a seulement 1,000 ans, une faible extension de la calotte Barnes a obstrué de nouveau la rivière Isortoq et a créé un lac glaciaire. Ce lac s'est asséché à une époque relativement récente, alors que la calotte prenait ses positions, dimension et forme actuelles. La planche XII-16 montre la bordure sud-ouest de la calotte actuelle et les moraines terminales et latérales récentes. On suppose que les glaciers de montagne de la côte est se sont étendus, durant les derniers 2,000 ans, et ont atteint leur surface maximale, au cours des derniers siècles (Harrison, 1964). Depuis les derniers 200 à 400 ans, de minces champs de glace et de neige ont recouvert une large partie des hautes-terres de l'intérieur, mais ils ont graduellement fondu, de sorte qu'aujourd'hui, la calotte Barnes exceptée, ils ne recouvrent que 2 p. 100 de l'île (Ives, 1962). Falconer (1966) a indiqué que dans le nord de l'île Baffin, une

petite calotte de glace d'environ 3 milles carrés, dont l'épaisseur n'a jamais dépassé 200 pieds, s'est formée il y a seulement 300 ans, sur un terrain polygonal découvert de glaces, il y a environ 1,000 ans. Cette petite calotte de glace est restée immobile et a servi de protection au terrain polygonal et à la végétation, qui apparaissent maintenant à mesure du recul de la glace. La déglaciation reste en cours, donc le qualificatif de postglaciaire ne s'applique pas à l'île Baffin.

Craig (1965b) signale que, dans l'extrême nord de l'île Baffin, le relief et presque tous les dépôts de surface résultent de la dernière avancée des glaces ou de celle du Wisconsin classique. Cependant, les reliefs glaciaires sont rares, surtout sur le plateau Jones-Lancaster, recouvert de roches paléozoïques. Des blocs erratiques gisent à travers la région, mais ils sont rares dans le nord de la partie centrale de la presqu'île Brodeur. Des zones de moraines linéaires à surface bosselée, dont les crêtes les plus hautes sont mal définies, se rencontrent en quelques endroits et, bien que certaines marquent des positions terminales, d'autres fournissent peu d'informations sur la position et le mouvement des glaces de leur formation. La zone linéaire la plus longue se prolonge sur le côté sud de l'inlet Bernier-Berlinguet, où elle a été retracée sur 90 milles, et où, par endroits, elle domine de 200 pieds le terrain contigu. Les glaces semblent s'être déplacées vers l'ouest le long de l'inlet et s'être étendues radialement. Au nord de l'inlet, on a reconnu des indices d'un mouvement récent des glaces, provenant d'une calotte au nord-nord-est de l'île. D'après Craig, les glaces peuvent s'être déplacées vers l'est, jusqu'à l'inlet de l'Amirauté et ensuite vers le nord, le long de l'inlet. Les glaces peuvent s'être également déplacées vers l'ouest au large de l'île Bylot. De vastes superficies de moraines à surface bosselée s'étendent dans le nord de l'île Baffin. Ces moraines fournissent rarement des informations sur les positions ou les mouvements antérieurs des glaces, mais il est probable que celles, sises sur le côté ouest de la presqu'île Brodeur, ont été formées par les glaces du plateau. La datation au radiocarbone de coquillages marins des plages soulevées dans l'extrême nord de l'île Baffin indique que la transgression marine était à son maximum entre 9,000 et 7,000 ans avant le présent.

Tandis que les événements décrits plus haut se déroulaient sur l'île Baffin, une succession de phénomènes assez comparables se produisait sur la presqu'île Melville (Sim, 1960; Ives et Andrews, 1963; Falconer et coll., 1965; Craig, 1965b). Après la phase des mouvements glaciaires vers le nord-ouest sur la presqu'île, probablement pendant les phases Clyde et Cockburn, le complexe glaciaire s'est aminci sur une vaste étendue, et la mer a envahi l'ouest du bassin Foxe. Sim relève l'inondation de la côte est de la presqu'île Melville jusqu'à environ 500 pieds au-dessus du niveau de la mer; Craig signale que la mer a recouvert la côte sud-est jusqu'à 485 pieds. Il est probable qu'une calotte glaciaire ait occupé la plus grande partie de l'intérieur de la presqu'île Melville, avant de se fractionner

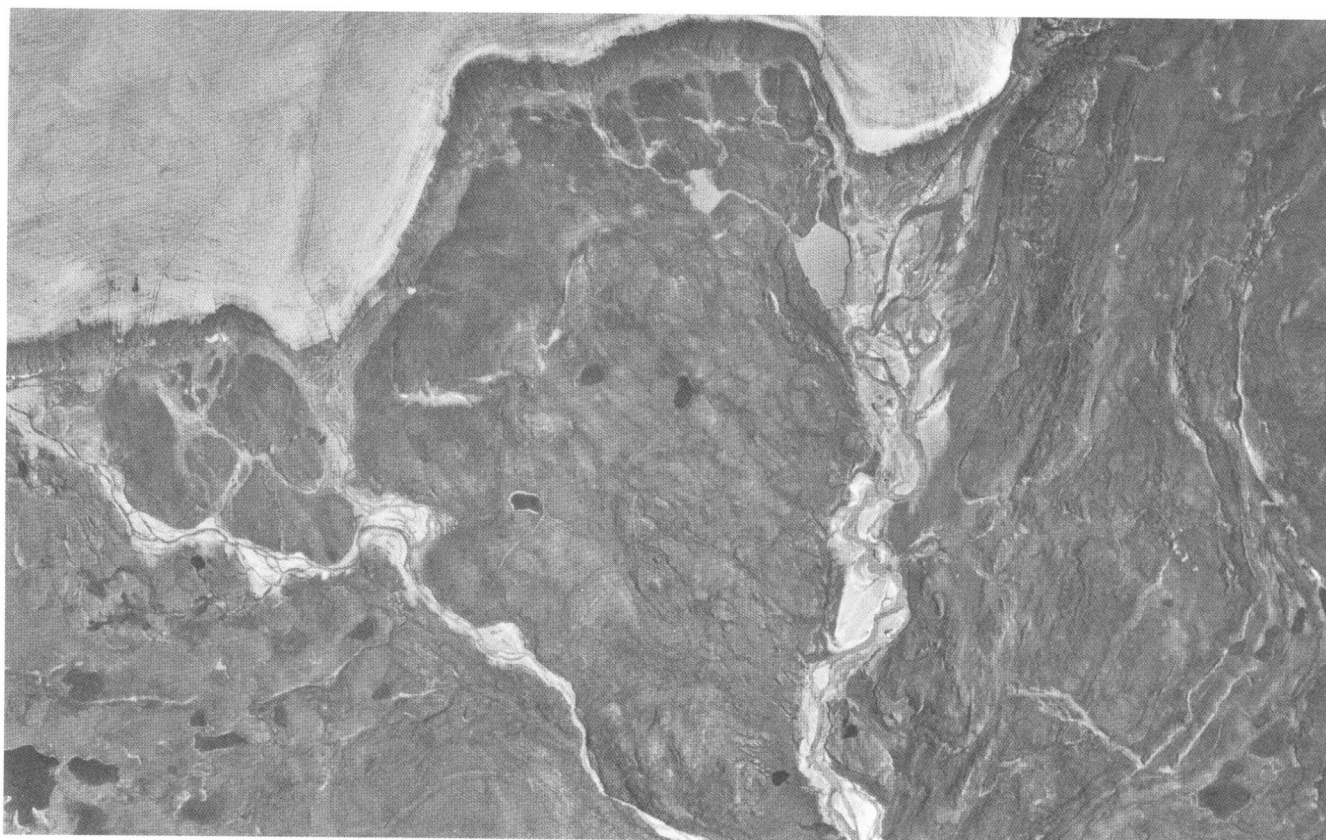


PLANCHE XII-16. Calotte glaciaire Barnes et moraines frontales et terminales récentes, île Baffin (T. N.-O.). Photographie aérienne verticale des parties supérieures de la rivière MacDonald, côté sud-ouest de la calotte glaciaire Barnes. Échelle de 4,700 pieds au pouce.

en deux ou trois calottes locales. La masse du sud, la plus grande, a probablement continué à s'étendre radialement. Dans le centre de la presqu'île, le grand nombre de petits canaux d'eaux de fonte indique qu'il y existait une petite calotte glaciaire et, plus au nord-est, les eskers indiquent l'écoulement vers le sud-est d'eaux de fonte d'une autre masse glaciaire (Sim, 1960; Craig, 1965b).

Le phénomène de déglaciation du nord de l'île Southampton, laquelle a peut-être été recouverte en partie par le complexe glaciaire Foxe-Baffin, est peu connu. Cependant, Bird signale qu'il existait récemment une calotte glaciaire, dans la région centrale de la côte nord-est de l'île, d'où les glaces se sont déplacées radialement.

#### Complexe glaciaire des îles Reine-Élisabeth

Les actuels champs de glace et glaciers de vallée sont des traits communs de la région orientale la plus élevée des îles Reine-Élisabeth, et il reste de petites calottes glaciaires sur les îles Meighen et Melville. Ces masses de glace ne sont pas toutes des restes de l'ancien vaste complexe glaciaire; certaines sont d'origine récente. Les caractères glaciaires, relativement récents, sont en général absents, ce qui est probablement dû à l'immobilité des glaciers du

climat froid de l'Arctique, comparés aux glaciers des climats tempérés, mais c'est surtout dû à la nature des roches en place et aux phénomènes de solifluxion intense (Fyles et Craig, 1965). A son maximum d'extension, l'ancien complexe glaciaire occupait probablement toute la région des îles, sauf la partie de la côte sud de l'île Melville, recouverte par la nappe glaciaire Laurentide. Le mouvement des glaces dans la partie ouest des îles a été limité en général aux canaux entre les îles. Les renseignements actuels sur les directions des mouvements des glaces et sur la transgression marine indiquent que les glaces étaient plus épaisses dans les parties est et sud des îles et que le recul s'est opéré vers ces régions; il est possible que le complexe glaciaire se soit formé près des nappes glaciaires Laurentide et Groenland. Le recul définitif et la fonte des glaces peuvent être survenus sur chacune des îles séparément. Blake (1964) estime que certaines parties de l'île Bathurst n'étaient plus recouvertes vers 10,000 ans avant le présent, et que des régions étendues étaient libres de glace, il y a 9,000 ans avant le présent.

*Île Prince-Patrick.* Les striations glaciaires et autres accidents de terrain au fond de la baie Mould sont dus aux glaces en mouvement de l'intérieur de l'île vers le sud

(Tozer et Thorsteinsson, 1964). Ces accidents proviendraient de l'action d'une petite calotte locale, présumée être du Wisconsin, et qui se serait formée ultérieurement à l'établissement du principal système hydrographique. La formation de la baie Mould et des inlets voisins résulte de l'action des glaces. J. G. Fyles a remarqué à l'extrémité sud-ouest de l'île des blocs erratiques, originaires de l'est, ce qui indique que probablement le mouvement des glaces des îles Prince-Patrick et Melville était orienté vers l'ouest. Il a remarqué également une plus forte transgression marine sur le côté est de l'île, ce qui laisse supposer une masse de glaces plus épaisse dans l'est.

*Île Melville.* Tozer et Thorsteinsson (1964) concluent que les nombreux bras de mer en forme de fjord dans l'ouest de l'île Melville sont probablement à l'origine des vallées creusées par des rivières, et que la glace d'une calotte locale les a affouillées. Ils ont aussi remarqué nombre de vallées de glaciers dans l'ouest de l'île Melville. Le long des deux baies dans le nord de l'île, J. G. Fyles a trouvé des blocs erratiques gisant loin au nord de leur lieu d'origine; il suppose que leur dépôt remonte à la dernière avancée régionale des glaces. Les glaciers actuels dans l'ouest de l'île Melville ne sont pas des restes de la calotte glaciaire du Wisconsin, car ils se trouvent dans des régions entrecoupées de ravins postglaciaires récents, peu modifiés. Ces calottes glaciaires ont probablement moins de 200 pieds d'épaisseur.

La transgression maximale marine a eu lieu sur le côté est de l'île; les lignes de rivage les plus élevées atteignent 235 pieds d'altitude (Hench, 1964). La datation de coquillages des dépôts les plus élevés a donné  $9,075 \pm 275$  ans (I-730), et celle de coquillages, sis à une altitude de plus de 175 pieds, a donné  $8,275 \pm 320$  ans (I-CGC-21). La limite marine semble s'abaisser vers l'ouest, car aucun indice de transgression marine n'apparaît dans l'ouest de l'île Melville. Hench suppose que la dépression le long de la côte est a été causée par une calotte de glace, dont le centre était proche de la presqu'île Sabine, tandis que la dépression de la côte sud résultait de la nappe glaciaire Laurentide.

*Île Bathurst.* Le complexe glaciaire des îles Reine-Élisabeth recouvrait toute l'île Bathurst et a apparemment limité l'expansion de la nappe glaciaire Laurentide vers le nord. Blake (1964, 1965) relève de nombreux canaux d'eaux de fonte, des taches de drift portant les traces de l'écoulement des glaces, quelques formes de terrain de glace morte, de rares striations, des restes d'eskers et de moraines terminales modifiés par les vagues, et diverses données indiquant que la région a été recouverte par les glaces. Les glaces ont pu être plus épaisses à l'extrémité nord de l'île qu'à l'extrémité sud, du fait que la limite de la transgression marine maximale est à une altitude d'environ 450 pieds dans le nord, à 350 pieds seulement dans l'ouest et le sud-ouest, et rarement au-dessus de 300 pieds sur les côtes du centre-

est et du sud-est. Le retrait des glaces semble s'être opéré vers un reste de glaces à l'intérieur de l'île. La glace s'est écoulée de l'île vers le nord, et peut avoir atteint l'île Loughheed, car Fyles (1965) a trouvé sur cette île des blocs erratiques de roches, originaires de l'île Bathurst. La transgression marine sur l'île Loughheed a atteint 300 pieds d'altitude. La datation de coquillages recueillis entre 25 et 100 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer a donné  $8,200 \pm 180$  ans (I-CGC-24).

*Île Cornwallis.* D'après Thorsteinsson (1958), l'île Cornwallis a subi au moins une fois la glaciation. Les stries de la baie Resolute, sur la côte sud de l'île, et de la baie Read, sur la côte est, indiquent le mouvement des glaces provenant d'une calotte insulaire. Les vallées en U et les autres indices de relief glaciaire, relevés dans les régions côtières de l'est, indiquent aussi un mouvement des glaces provenant de l'intérieur de l'île. Une série de lacs en forme de bassins, formés dans le roc et associés à des roches moutonnées, à quelque 12 milles de la baie Read, à l'intérieur, indique un mouvement des glaces vers le nord. Comme des blocs erratiques de roches ignées et métamorphiques se rencontrent en de nombreux endroits au-dessus de la limite marine, il est probable que la nappe glaciaire Laurentide ait atteint l'île avant la phase de la calotte insulaire, mais l'âge de ce stade demeure inconnu. Thorsteinsson situe la limite marine postglaciaire à 425 pieds d'altitude, et indique que les lignes de rivage bien définies se rencontrent à moins de 275 pieds d'altitude.

*Île Devon.* Les calottes glaciaires actuelles des hautes-terres et des plateaux de l'île Devon couvrent environ le quart de la surface de l'île. Bien que la calotte principale atteigne une altitude maximale d'environ 6,100 pieds, on suppose que son épaisseur ne dépasse pas 1,000 à 2,000 pieds. Elle est immobile, excepté dans les hautes-terres de l'est, où quelques glaciers de vallée s'écoulent dans de profonds canaux. Ailleurs, les calottes semblent avoir joué un rôle de couverture protectrice, et on sait que les petites calottes sont gelées à la base. L'eau de fonte s'écoule par des rivières supraglaciaires. La physiographie des régions, actuellement non recouvertes de glaces, a amené Roots (1963) à conclure que l'ancienne vaste calotte glaciaire a joué plutôt un rôle de couverture protectrice que d'agent d'érosion. Il note cependant que la glace en mouvement vers l'ouest a découpé l'inlet Griffin sur la côte ouest et, qu'au nord de cet inlet, le front des glaces était en mouvement par endroits, puisqu'il a creusé une série de lacs. Les glaces de la grande calotte en s'écoulant vers l'ouest ont également creusé des lacs dans le centre-ouest de l'île, à l'endroit où elles ont dévié vers le sud à la baie Maxwell et au nord jusqu'à la côte nord de l'île. Près de la bordure nord-ouest de la grande calotte, une succession de canaux de rivière superposés et de nombreux canaux d'eaux de fonte des glaces de paroi indiquent une période ancienne de fonte, mais ces traits n'apparaissent pas près de la



bordure actuelle des glaces. Dans le nord-ouest de l'île, une calotte de glace plus étendue que la calotte actuelle a déposé quelques moraines à surface bosselée au sud de la baie Norvégienne, et sur la côte ouest au sud de la presqu'île Grinnell, mais la presqu'île même, comme nombre d'îles, ne semble pas avoir subi la glaciation. On suppose que les stries glaciaires et les blocs erratiques de roches cristallines de l'île Beechey, à l'extrémité sud-ouest de l'île Devon, sont dus au mouvement des glaces vers le nord-ouest. On croit également que le bloc erratique de granite, découvert à l'ouest du détroit de Jones, est dû au mouvement des glaces vers l'ouest.

*Îles Brock, Borden et Mackenzie King.* Sur l'île Brock, Fyles (1965) a observé une zone arquée de crêtes qu'il a considérée être une moraine de poussée, formée par les glaces en mouvement vers l'ouest, le long du détroit de Wilkins. On n'a reconnu aucun autre relief d'origine glaciaire sur les îles Brock ou Borden, bien qu'il y ait quelques blocs erratiques. La limite marine, sur l'île Mackenzie King, s'étend entre 50 et 100 pieds et, sur l'île Brock, elle se trouve à environ 50 pieds. On ne l'a pas retrouvée sur l'île Borden, mais, à l'extrême ouest de cette île, il existe une plage dont l'altitude est à 10 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer.

*Île Ellef Ringnes.* Les vestiges de glaciation sont rares sur l'île Ellef Ringnes; c'est, pour une large part, dû à la solifluxion et à la nature de la roche en place. Des blocs erratiques de roches cristallines gisent au nord-ouest ou à l'ouest de leur lieu d'origine, bien au-dessus de tout vestige de la transgression marine. Deux crêtes de graviers orientées vers l'ouest, une autre vers le sud-ouest, sont considérées comme des eskers (St-Onge, 1965; Fyles, 1965). La limite marine sur les côtes centre-est, sud, et centre-ouest de l'île se situe respectivement à 150, 110 et 75 pieds d'altitude. On ne possède aucun renseignement sur le Pléistocène de l'île Amund Ringnes.

*Île Meighen.* Fyles et Craig (1965) signalent de nombreux gros blocs erratiques striés sur l'île Meighen et des stries glaciaires dues aux glaces en mouvement vers l'ouest sur l'île Fay. Ils croient que les glaces de la fin du Pléistocène, provenant de l'île Axel Heiberg, ont avancé suffisamment vers l'ouest pour recouvrir ces îles. La calotte de glace actuelle atteint un peu plus de 900 pieds et a une épaisseur maximale d'environ 400 pieds (K. Arnold, 1965). Arnold a constaté, en dix ans, un amincissement de l'épaisseur de la calotte de glace d'environ 15 pieds à son sommet et à son extrémité nord, mais il indique qu'une légère détérioration du climat pourrait entraîner un accroissement de sa superficie. Il a observé des vestiges de la transgression marine postglaciaire jusqu'à 50 pieds au-dessus du niveau de la mer, mais il situe la limite marine à environ 80 pieds.

*Île Axel Heiberg.* Dans le centre-ouest de l'île Axel Heiberg, l'eau de fonte semble avoir été plus abondante au

début du postglaciaire que sous l'actuel climat aride (Müller, 1963). Actuellement, l'écoulement des eaux de fonte est rapide, du fait du sol gelé et de l'absence de végétation, et l'eau creuse des canaux et dépose des cônes d'alluvions et des alluvions dans les vallées. Les courtes vallées, entre les glaciers et la mer, ont la forme d'un U seulement près du front des glaces et sont en V, où elles contiennent des traînées de débris glaciaires et de petits cônes d'alluvions aux extrémités inférieures (Rudberg, 1963). Certaines vallées, partiellement érodées et en forme d'auge, se rencontrent aussi dans les régions sud de l'île, non recouvertes de glaciers. Les abondantes stries de la région centre-ouest de l'île dénotent deux périodes de mouvement des glaces, le premier, provenant du nord et de l'est, le second, du sud-est et de l'est-sud-est. Rudberg n'y a pas reconnu d'indices certains de blocs erratiques d'origine lointaine, mais des blocs de granite rouge, présumés être de l'île Ellesmere, se trouvent sur la péninsule Schei, sur le côté nord-est de l'île Axel Heiberg. Ici aussi, les indices du mouvement des glaces de l'intérieur indiquent que les mouvements récents étaient à direction nord. Au sud de la péninsule Schei, J. G. Fyles a observé des blocs erratiques de granite rouge, qui ont été charriés vers le nord-ouest, à peu près parallèlement au détroit d'Eureka; ces mouvements résultent de l'avancée d'anciens grands glaciers de vallée, entre les îles Ellesmere et Axel Heiberg. Ailleurs, les stries semblent indiquer des mouvements de glace récents et locaux le long des petites vallées et des fjords à mesure de la régression glaciaire vers les hautes-terres de l'intérieur.

On a reconnu dans le centre-ouest de l'île Axel Heiberg deux principales phases de glaciation; la plus récente appartient définitivement au Wisconsin (Boesch, 1963), tandis que la plus ancienne reste inconnue. A mesure du recul du glacier du Wisconsin sur l'île, la mer submergeait le terrain découvert et atteignait des niveaux à 250 pieds au-dessus du niveau de la mer. Les coquillages extraits des plus hauts dépôts de rivage ont donné  $9,000 \pm 200$  ans (L-647F). Le redressement isostatique a été assez rapide, comme l'indique la couche inférieure d'un gisement de tourbe, à 80 pieds d'altitude, daté à  $4,210 \pm 100$  ans (Bern). D'après Müller, le glacier Thompson n'a pas avancé de plus de 2 kilomètres depuis 4,000 ans, et le climat des 9,000 dernières années n'a jamais été propice à une avancée des glaces de plus de quelques centaines de pieds au-delà des positions actuelles. Les glaces forment actuellement une moraine de poussée composée d'énormes blocs de matériaux stratifiés, dont l'épaisseur atteint 60 pieds. La datation des matières organiques de la couche inférieure de certains blocs a donné  $6,200 \pm 100$  ans (L-647A), et un morceau de bois d'une couche supérieure de la moraine de poussée a donné  $5,325 \pm 270$  ans (Gx.-0144). Ces âges semblent indiquer que la formation de la moraine de poussée a commencé après l'époque des hautes températures et qu'il y a 5,300 ans, la mer occupait la région présentement sous l'appendice du glacier Thompson.



Cette hypothèse suppose que le niveau de la mer était d'au moins 50 pieds plus haut qu'actuellement. Des coquillages marins d'une terrasse à 120 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer ont donné  $5,330 \pm 195$  ans (Gx-0143).

*Île Ellesmere.* L'île Ellesmere, la plus vaste île des îles Reine-Élisabeth, possède les plus grandes calottes de glace au Canada. Il est probable que sur les montagnes et plateaux, l'ancienne masse de glace était un complexe de la fusion de glaciers de vallée et de calottes glaciaires de montagne généralement conformes à la topographie, similaire aux actuels grands complexes glaciaires de l'île (Fyles et Craig, 1965). Par endroits, la répartition des blocs erratiques indique qu'une ancienne masse de glace était assez épaisse pour transgresser régionalement à travers les accidents topographiques. Christie (1967) signale que des blocs de granite et de gneiss, probablement originaires du Groenland, se rencontrent sur une zone côtière, large de 10 à 25 milles, du plateau de Hazen. Le point extrême de l'avancée des glaces du Groenland vers l'ouest n'est pas connu, puisque les glaces récentes d'Ellesmere ont avancé depuis vers le sud-est et l'est, à travers le plateau de Hazen jusqu'à la côte. A l'avancée maximale, le nord de l'île Ellesmere était entièrement recouvert et la masse s'étendait probablement sur le plateau continental bien au-delà de la rive nord actuelle (Hattersley-Smith, 1961). Les calottes de glace sur la côte nord de l'île Ellesmere, à l'ouest du point extrême nord, la disposition et la forme des vallées et des fjords, indices de la présence d'anciens glaciers de vallée, dans les régions de l'ouest et du nord, peuvent être dues à des vents de l'ouest et du nord-ouest, entraînant des masses de neige, à la haute altitude de la région. Toutefois, Taylor (1956) et Smith (1961) supposent que le nombre réduit de fjords du plateau de Hazen peut résulter partiellement de la jonction des masses de glace du Groenland et de l'île Ellesmere.

Les vallées du nord de l'île Ellesmere sont considérées comme des vallées préglaciaires ordinaires, élargies et creusées par un puissant écoulement des glaces. La profondeur du fjord Disraeli dépasse 965 pieds, et les données séismologiques indiquent une gorge sous-marine à direction nord-ouest, à partir de l'embouchure du fjord, à environ 2,800 pieds de profondeur (Crary, 1956). Malgré cette grande profondeur, le glacier du fjord Disraeli semble avoir transgressé sur l'île Ward Hunt, au large de l'embouchure, et donné à l'île l'aspect de roches moutonnées, et déposé à 1,100 pieds des blocs erratiques de gabbro, originaires de l'île Ellesmere (Hattersley-Smith, 1961). Les rivières actuelles sont profondes et la plupart sont en V, mais près de leur source, au bord du glacier, elles sont en U, et les vallées tributaires sont suspendues par rapport aux vallées principales.

Avec la régression des glaces de la côte nord, la mer a submergé la terre jusqu'à l'altitude maximale de 400 pieds comme sur l'île Ward Hunt, mais la limite marine varie beaucoup d'un endroit à l'autre, du fait probable

de glaces récentes. Des coquillages marins, à 125 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer, ont donné 7,200 ans. Du silt, du sable et des matières organiques, jusqu'à 4 pouces d'épaisseur, reposent en lits cycliques jusqu'à 70 pieds d'altitude, à l'amont de l'inlet Clements-Markham. Ces dépôts remonteraient à une époque de climat chaud, mais J. G. Fyles les a reconnus à diverses altitudes dans nombre de vallées, et a noté qu'ils peuvent être d'âges très divers.

Le caractère des vallées du nord de l'île a amené les chercheurs à conclure que la calotte de glace actuelle a peu changé depuis le climat le plus chaud. Il existe encore de vastes champs de glace de plate-forme, jusqu'à 50 pieds d'épaisseur et de 12 milles de large sur le plateau continental, et des glaces de continent, près de la côte. Hattersley-Smith (1961) estime que ces glaces résultent d'un refroidissement postérieur au climat le plus chaud (environ 5,000 ans avant le présent), tandis que les champs de glace de l'intérieur sont en grande partie des restes (d'une épaisseur maximale de 2,700 pieds) du principal complexe glaciaire du Wisconsin. Il a noté que les glaciers de vallée ont transgressé sur les plages soulevées et les vallées en V, et que des calottes de glace se sont formées à faible altitude, dans les régions de plages soulevées. Il en conclut que le climat s'est amélioré depuis quelques décennies, bien que les principales calottes glaciaires à des altitudes élevées et les glaciers de vallée du nord de l'île Ellesmere montrent peu ou point de changement en superficie d'une année à l'autre; toutefois, les parties basses de ces glaciers de vallée s'amincissent et les petites calottes glaciaires de bas niveau diminuent et régressent. Sur la côte nord de l'île, la détérioration de la surface des masses de glace et le vêlage de masses, détachées des glaces de plate-forme, reflètent le climat moins froid des dernières décennies.

Dans les régions du lac Hazen et du plateau de Hazen, la masse de glace Ellesmere a reculé vers la chaîne États-Unis (Christie, 1967). La direction de l'écoulement des glaces et la répartition des blocs erratiques indiquent un mouvement vers l'est et le sud-est à travers le plateau. Bien que les vallées présentent des traits de l'écoulement des glaces, elles révèlent peu d'évidences d'importants glaciers de vallée; il existe peu de saillants de roche tronqués et de vallées suspendues, et le surcreusement est rare. Un glacier de piémont a dû se former sur le plateau par le fusionnement de glaciers, dérivés de la chaîne États-Unis. Le bassin du lac Hazen a été creusé le long d'un contact d'une masse de roches tendres, en forme de coin, recouvrant des roches plus dures. Le lac atteint au moins 864 pieds de profondeur.

Dans la région nord-ouest de l'île Ellesmere, les vallées ressemblent à des fjords, les stries glaciaires et la répartition des blocs erratiques indiquent un mouvement des grands glaciers vers l'extérieur. Les blocs erratiques à haute altitude indiquent une transgression régionale des glaces sur une région de crêtes et de vallées au relief de

plus de 3,000 pieds (Fyles et Craig, 1965). Fyles et Craig ont constaté qu'au cours de la déglaciation, le complexe glaciaire de glaciers et de calottes de l'ouest et du centre de l'île Ellesmere a progressivement reculé, à partir des côtes extérieures, et a remonté les fjords et les vallées jusque dans diverses régions de hauts-plateaux et de montagnes. Ils ont aussi remarqué que les moraines terminales sont peu nombreuses et que la plupart se rencontrent dans les vallées à quelques milles seulement d'un glacier ou d'une calotte de glace. Le Wisconsin classique récent est considéré comme une époque de retrécissement des glaces, d'après quelques dates au radiocarbone. Une moraine terminale dans le centre de l'île Ellesmere, à 3 milles environ de la bordure ouest de la calotte de glace, a donné plus de 6,400 ans et une autre, à moins d'un mille d'un glacier

moderne, plus de 4,200 ans; ces dates indiquent que depuis 6,000 ans le taux de régression a été plutôt lent. Müller (1963) signale que des coquillages recueillis à une altitude de 350 pieds, à Eureka, ont donné à  $9,550 \pm 250$  ans (L-647b).

#### Complexe glaciaire de la région de la Cordillère

Le complexe glaciaire de la région de la Cordillère est le système de glaciers d'entremont, de piémont et de vallée, formés dans la province physiographique de la Cordillère canadienne. Les complexes glaciaires résultent du passage des masses d'air humides du Pacifique sur les diverses chaînes de montagnes. Il est probable qu'une glaciation alpine étendue a précédé la formation des grands

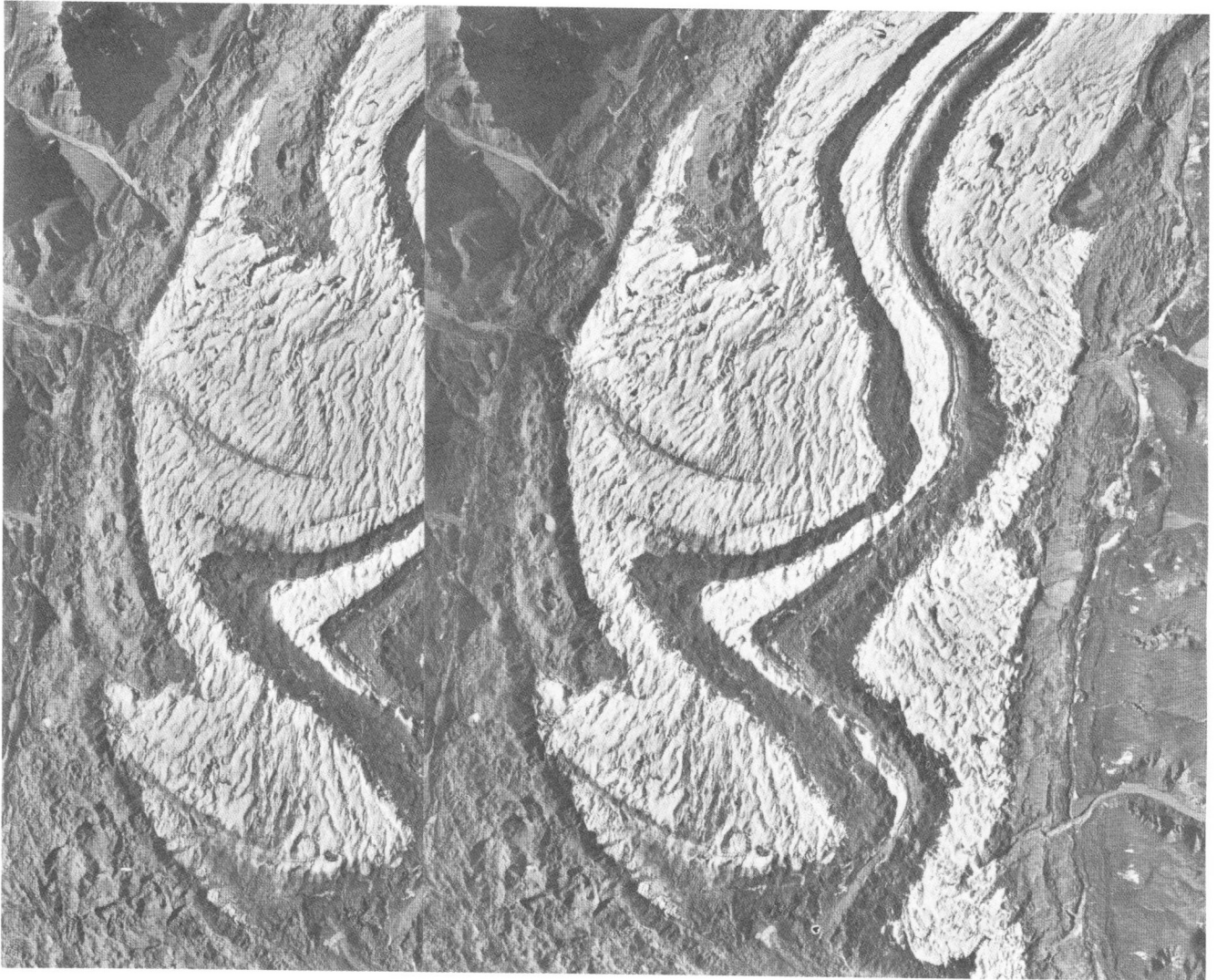


PLANCHE XII-17. Glacier Klutlan, massif de Saint-Élie (Yukon). Remarquez les moraines frontales et médianes, la zone terminale recouverte de drift et parsemée de petits étangs, les chenaux sinueux d'eau de fonte du glacier, et la fin des cours d'eau de vallée au front du glacier. Le glacier s'écoule en direction est et nord en amont de la vallée de la rivière Generc. Photographie aérienne verticale; échelle de 5,200 pieds au pouce; vue stéréoscopique.

champs de glace. Il est certain que les chutes de neige sur les versants côtiers des montagnes étaient plus importantes que sur les versants des autres montagnes de la Cordillère, et qu'elles étaient aussi plus nombreuses sur les versants ouest de toutes les chaînes de montagnes que sur leurs versants est. Toutefois, avec les conditions glaciaires, des glaciers se sont formés sur les versants est et ont contribué, par la suite, au comblement des vallées, des plaines et plateaux de l'intérieur.

### Glaciation

*Chaîne Côtière et massif de Saint-Élie.* Les glaciers de la chaîne Côtière et du massif de Saint-Élie, en mouvement vers l'ouest, ont en majorité fondu dans l'océan Pacifique. Il est probable, qu'au sud, un glacier s'étendait sur une grande partie du détroit d'Hécate jusqu'aux îles Reine-Charlotte. Un vaste glacier de la région sud de la chaîne Côtière a occupé le détroit de Géorgie et était probablement alimenté, en partie, par les glaciers du plateau central de l'île Vancouver. Il a transgressé vers le sud-ouest, sur la partie sud de l'île, où il a dégradé les montagnes jusqu'à une altitude d'au moins 5,100 pieds (Fyles, 1963b), puis s'est dirigé vers le sud-ouest jusqu'au-delà de Seattle (Washington) (Armstrong et coll., 1965). La dernière grande période glaciaire de la vallée du Fraser, dénommée la glaciation Fraser (Armstrong et coll., 1965), représente probablement la même phase géologique et climatique que le Wisconsin classique de la région centrale du continent. La formation des glaces et leur avancée comportent une phase de glaciers alpins, stade Evans Creek, et un stade de nappe glaciaire, le stade Vashon, tandis que les glaces occupaient les basses-terres du sud-ouest de la Colombie-Britannique et certaines régions contiguës de l'État de Washington. Tous les dépôts de l'île Vancouver, reliables à la dernière avancée régionale des glaces, sont placés dans le drift Vashon (Fyles, 1963b). On suppose que la dernière masse de glace régionale est entrée dans l'extrémité nord du détroit de Géorgie, il y a moins de 25,000 ans avant le présent, mais elle n'a pas atteint le sud de l'île Vancouver après 19,000 ans avant le présent.

*Centre de l'Intérieur.* Sauf ceux le long de la côte du Pacifique, les glaciers de toutes les chaînes de montagnes en général se sont écoulés dans des régions d'entremont et en sont sortis le long des vallées. Du fait de l'espace restreint, l'accumulation des glaciers de l'Intérieur atteignait le niveau des pics, sauf les plus élevés du plateau Intérieur, zone relative de faibles précipitations. D'après H. W. Tipper, les glaces du centre de la Colombie-Britannique ont atteint plus de 6,000 pieds d'épaisseur; il est possible que leur épaisseur ait augmenté jusqu'à ce que la région des glaces soit une zone principale d'accumulation quelque peu plus élevée que les montagnes environnantes. La transgression glaciaire était surtout vers l'est, à partir de la chaîne Côtière, à travers la plaine de Nechako jusqu'à sa dérivation vers le nord et le sud, le long du sillon des

montagnes Rocheuses. L'avancée des glaces au Wisconsin maximale était parallèle à l'orientation de la partie sud de la chaîne des Cassiars, mais, localement, les glaces ont traversé les chaînes en direction de la plaine de la Liard.

*Sud de l'Intérieur.* La première avancée glaciaire dans la vallée de l'Okanagane provenait probablement des terrains de rassemblement de la chaîne Monashee, au nord et à l'est (Nasmith, 1962). Les vallées tributaires du sud conservent peu d'évidence de glaciation, et très peu des glaces semblent être originaires des plateaux et hautes-terres adjacents. Ces glaciers de vallée ont alors été rejoints par la grande masse de glace de la chaîne Côtière et de la chaîne des Cascades, en transgression vers le sud et le sud-est par le plateau de Columbia, jusqu'à environ 90 milles au sud de la frontière internationale. A la frontière, la masse de glace atteignait une altitude de 7,200 pieds et son épaisseur était vraisemblablement de quelque 6,300 pieds au-dessus de la vallée de l'Okanagane. Les eaux de fonte s'écoulaient par le fleuve Columbia vers l'océan Pacifique. Des forages, dans la vallée de l'Okanagane, ont révélé une grande épaisseur de sédiments lacustres sur des sédiments d'épandages et, en un endroit, le forage a indiqué un fond de vallée, au-dessous du niveau de la mer. Les vallées ont donc pris leur forme actuelle avant la dernière glaciation.

*Région de l'Est.* Les glaciers dans l'est de la partie sud des montagnes Rocheuses se sont formés par la précipitation locale et n'ont pas été en contact avec la masse de glace à l'ouest de la ligne de partage des eaux du continent. Cependant, au nord de la vallée de l'Athabasca, les glaces ont avancé au-delà de la ligne de partage des eaux et quelques glaciers du haut du bassin du fleuve Fraser ont transgressé dans la vallée de l'Athabasca. La limite sud d'importants mouvements des glaces, à travers les montagnes Rocheuses, est située à environ 70 milles au sud de la rivière de la Paix.

Il est certain que des glaciers de piémont ont existé par endroits, au sud de la vallée de l'Athabasca, mais, en général, la masse de glace était les glaciers de vallée en mouvement vers l'est, à travers les Foothills des Rocheuses jusqu'aux plaines, où ils s'amenuisaient ou fusionnaient avec la masse du Keewatin. On n'a pas établi partout les rapports de temps entre les deux masses de glace. Au sud du pas du Nid-de-Corbeau, les glaciers de vallée n'ont atteint que les Foothills et étaient en régression dans les vallées de montagne, lorsque la nappe glaciaire du Keewatin s'est étendue loin à l'ouest. Le drift du Keewatin a été déposé sur plusieurs milles dans les vallées libres des glaces de la Cordillère, et recouvre le drift laissé par ces glaces (Stalker, 1960, pp. 72-73). Au nord de cette région, les glaces de la Cordillère et du Keewatin n'ont pas fusionné au cours du Wisconsin, mais étaient séparées par les collines Porcupine, longue et étroite zone de collines assez hautes (Douglas, 1950). Dans les Foothills, à l'ouest de Calgary, les glaciers de la Cordillère avaient atteint leur avancée maximale et régressaient, lorsque les glaces du

Keewatin ont atteint cette région et recouvert, sur 5 à 20 milles, le terrain récemment dégagé. Plus au nord, les glaces de la Cordillère, dans la vallée de l'Athabasca, ont fusionné avec les glaces du Keewatin et ont dévié vers le sud, à l'est des Foothills des Rocheuses, tel que déjà mentionné.

Dans la vallée de la rivière de la Paix, les glaces de la Cordillère semblent avoir atteint une limite, située à quelque distance à l'est de la limite occidentale plus récente, atteinte par les glaces du Keewatin. Ici, cependant, on a reconnu une nouvelle avancée des glaces de la Cordillère; des glaciers de la Cordillère relativement récents ont, à partir des montagnes Rocheuses, avancé jusqu'à moins de 15 milles de Fort St. John lorsque les glaces du Keewatin ont régressé (Mathews, 1963). Au nord de la rivière de la Paix, les relations entre les glaces de la Cordillère et du Keewatin restent peu connues.

Sur le plateau de la Liard et les plaines contiguës, les glaces de la Cordillère et du Keewatin ne sont entrées en contact qu'en de rares endroits. Les glaciers de la Cordillère se sont peu étendus sur les monts Mackenzie et sur le versant est de la chaîne Selwyn, du fait que cette région semble avoir été une zone de faible précipitation. Les glaciers de la partie est de la chaîne Selwyn et, dans une moindre mesure, ceux du versant ouest des monts Mackenzie, ont partiellement comblé la zone d'entremont. Seuls, des glaciers de vallée allongés ont glissé vers l'est et le nord, en direction d'une zone exempte de glaciation ou antérieurement glaciaire. Les glaciers de vallée du versant est, le versant sec des monts Mackenzie, étaient courts et ont rarement atteint de basses altitudes. Par endroits, ils dépassaient quelque peu la limite occidentale des glaces du Keewatin.

*Nord de l'Intérieur.* La carte 1253A indique la limite atteinte par les glaces de la Cordillère du Wisconsin, dans l'ouest du Yukon. Cette limite correspond probablement à la moraine McConnell et à l'avancée glaciaire de Bostock (1966), dans le centre du Yukon. Elle est marquée par de récents reliefs du front des glaces, surtout dans la vallée de la rivière Stewart, quelques milles en aval de Mayo. Les glaciers ont transgressé vers le nord, en partant des régions aux abondantes chutes de neige du massif de Saint-Élie, de la chaîne Côtière et de la chaîne des Cassiars, et vers l'ouest, en partant de la chaîne Selwyn et du plateau Pelly vers le plateau sec du Yukon, sans atteindre la limite de l'avancée de la nappe glaciaire du pré-Wisconsin. En périphérie des glaces, d'innombrables «monadnocks» émergeaient du glacier. Les monts Ogilvie, entre les plateaux du Yukon et de Porcupine, ont aussi alimenté des glaciers, lesquels ont glissé vers l'extérieur de plusieurs régions très élevées de cette région montagneuse, mais sans atteindre les plateaux. Les eaux de fonte du versant nord des monts Ogilvie s'écoulaient vers le nord-est en passant par le cours supérieur de la rivière Peel jusqu'à leur point de rencontre avec les glaces du Keewatin, dans la partie inférieure du bassin de la rivière Peel; grossies des eaux glaciaires du Keewatin, ces eaux de fonte se sont écoulées vers le nord

par la rivière Eagle jusqu'à la rivière Porcupine, la rivière Yukon et finalement la mer de Béring. A mesure de la déglaciation et du retrait des glaces du Keewatin, du cours inférieur de la vallée de la rivière Peel, les eaux de fonte des monts Ogilvie, de la chaîne Selwyn et des monts Mackenzie ont fusionné avec les eaux des glaces du Keewatin et ont suivi la rivière Peel jusqu'au delta du Mackenzie et la mer de Beaufort.

### *Déglaciation*

*Côte ouest.* Dans le sud de l'île Vancouver, la dernière glaciation régionale (Vashon) est représentée par un till et des dépôts associés (Fyles, 1963b). Ces matériaux sont généralement sablonneux, notamment dans les basses-terres, où les glaces, se déplaçant du détroit de Géorgie vers le sud-ouest, ont chevauché les dépôts de sable de l'interglaciaire Quadra. A mesure de l'amincissement, l'écoulement des glaces vers le sud-ouest, augmenté de l'apport des glaciers des hautes-terres de l'île, s'est maintenu un certain temps par les passes de montagne et les vallées. A mesure du retrait, les glaces, dérivées de l'île, devenaient dominantes. Selon J. G. Fyles, la régression glaciaire du détroit de Géorgie était probablement en cours vers 14,000 ans avant le présent et, vers 12,800 ans, la partie occidentale ouverte du détroit a permis l'écoulement des glaces et le dégagement d'une grande partie du sud de l'île Vancouver. Sur le littoral du continent, l'amincissement des glaces et le recul du front ont été prolongés par une accumulation de glaces en mouvement, au sommet des montagnes de la chaîne Côtière et de la chaîne des Cascades. Dans la basse-terre du Fraser, le dernier lobe glaciaire important est demeuré en contact avec la mer, postérieurement à 11,000 ans avant le présent, jusqu'à une nouvelle avancée importante des glaces dans la mer, le stade Sumas, représenté sur une vaste étendue par un dépôt d'argile marine rocailleuse, à coquillages par endroits, et variant en épaisseur de quelques pieds à plus de 500 pieds. Ce dépôt résulte sans doute des icebergs, sauf en périphérie où la glace était de plate-forme (Armstrong et coll., 1965). Au nord le long de la côte du Pacifique, les glaces sont demeurées en contact avec la mer, probablement jusque vers 10,000 ans avant le présent. Le long de la côte de l'Alaska, les glaciers ont régressé à leurs positions actuelles, ou près, vers 7,500 ou 8,000 ans.

*Sud et Centre de l'Intérieur.* La déglaciation de la partie sud des glaces de la Cordillère s'est effectuée en grande partie par fusion et stagnation de la masse de glace dans son ensemble, sans aucun arrêt ni avancée nettement définis (Nasmith, 1962). L'abaissement de la surface des glaces a donné naissance aux régions des plateaux et des hautes-terres, puis à une vaste réduction des glaces et à leur confinement aux vallées. Il semble donc probable que le retrait des glaces se soit effectué beaucoup plus rapidement pendant les premiers stades de la fusion que dans les phases ultérieures, car l'immense réduction des glaces peut avoir



suffi à établir l'équilibre entre leur ablation et leur accumulation. Dans la vallée de l'Okanagane, les eaux de fonte ont creusé des lits latéraux, à des altitudes de 3,700 et de 2,800 pieds, près de la frontière internationale. La fusion peut avoir formé ultérieurement une surface presque plane de la masse de glace où s'écoulaient les eaux de fonte. Dans la vallée, cependant, les glaces étaient encore assez épaisses pour s'écouler, et un recul du front des glaces s'est maintenu vers le nord. Plus au nord, le long de la vallée, le lobe glaciaire Okanagane était en mouvement et les eaux de fonte ont ouvert des lits latéraux. Une faible variation climatique a donné naissance à quelques crêtes morainiques. Plusieurs lacs glaciaires se sont formés dans la vallée de l'Okanagane. Le lac glaciaire Penticton a été le plus grand et de plus longue durée. L'une de ses plages est soulevée différentiellement vers le nord, de 3.5 pieds par mille. De la cendre volcanique dans des talus, des alluvions, des lits lacustres et dans des tourbières, couvre une vaste région et proviendrait, selon Nasmith, de l'éruption du pic Glacier vers 6,700 ans avant le présent.

Au nord-ouest de la vallée de l'Okanagane, la dernière avancée des glaces est représentée par un seul till (Fulton, 1965). En divers endroits, ce till, déposé sur des sédiments proglaciaires, qui passent graduellement vers le bas en des sédiments non glaciaires d'environ 20,000 ans, fait supposer une corrélation entre ce till de la glaciation Fraser de la chaîne Côtière et celui de la glaciation Vashon de l'île Vancouver. Selon Fulton, a succédé une détérioration régionale des glaces sans oscillation le long des fronts, due au confinement des glaces dans des régions d'entremonts. En général, le front sud a reculé d'abord vers le nord, puis vers le nord-ouest. En s'amincissant, la masse de glace s'est fragmentée en de nombreux lobes stagnants ou semi-stagnants, allongés dans les principales vallées et les basses-terres. Au cours des premières phases du retrait des glaces, les eaux de fonte se sont accumulées dans les basses-terres, et la décharge était vers le sud. A mesure du recul, l'eau de fonte s'est écoulée vers l'est dans la rivière Okanagane et, via le fleuve Columbia, vers l'océan Pacifique. L'eau a emprunté cette voie pendant la déglaciation de presque toute la partie sud du plateau Intérieur. Finalement, le recul des glaces vers les montagnes de la chaîne Côtière et de la chaîne des Cascades a dégagé la vallée du fleuve Fraser, et les eaux ont suivi cette route plus directe vers le Pacifique (Mathews, 1944; Fulton, 1965).

Dans les autres régions du sud de la Colombie-Britannique, les diverses phases de déglaciation sont moins connues. Les glaciers de la Cordillère ont reculé vers plusieurs chaînes de montagnes, où les fortes chutes de neige ont maintenu, un certain temps, des glaciers actifs dans les principales vallées, bien au-delà de leur lieu d'alimentation. Progressivement, ces glaciers de vallées ont reculé jusqu'aux confins des montagnes environnantes et ont finalement dégagé les vallées.

On croit que, récemment encore, des glaces recouvraient le nord-est de la chaîne Columbia et qu'elles obs-

truaient le sillon des Rocheuses dans le voisinage de Big Bend et dans certaines parties adjacentes des Rocheuses. Des glaciers demeurent dans ces montagnes, mais on ignore s'ils sont des restes d'anciennes glaces ou des glaces récentes. On suppose également qu'une grande partie de la région sud de la chaîne Côtière était récemment recouverte de glaces. H. W. Tipper est d'avis, qu'au cours du recul des glaces, l'écoulement vers l'est, à partir de la chaîne Côtière, s'est séparé de l'écoulement vers l'ouest, à partir de la chaîne Columbia. Ce dernier, influencé en grande partie par la topographie, s'est orienté vers le nord-nord-ouest et le sud-sud-est. La ligne sud-sud-ouest de partage des glaces entre le 120° et le 121° degré de longitude (carte 1253A) marque cette séparation. L'écoulement des glaces de la chaîne Côtière s'effectuait en grande partie au nord-est vers le plateau Intérieur et le cours supérieur de la vallée du fleuve Fraser. Le plateau Nechako était recouvert d'une vaste masse de glace en mouvement vers l'est et le nord-est, originaire du centre des montagnes de la chaîne Côtière (Armstrong et Tipper, 1948). Cette région a actuellement moins de glaciers que celles plus au nord et au sud. Des glaciers actifs, du cours inférieur de la vallée du Fraser, ont formé des lacs glaciaires dans les vallées du fleuve Fraser et des rivières Nechako et Stuart. L'écoulement était en direction nord, le long de la rivière Parsnip dans le sillon des Rocheuses, et descendait la rivière de la Paix vers des lacs glaciaires, retenus par la nappe glaciaire du Keewatin en Alberta. Il est ainsi possible que l'eau de fonte des glaciers des montagnes de la chaîne Côtière puisse s'être écoulée un certain temps vers l'est, le long de la rivière de la Paix jusqu'aux plaines Intérieures et, de là, par le réseau des Grands lacs jusqu'à l'océan Atlantique.

*Nord de l'Intérieur.* Des centres d'activité de la dernière période glaciaire ont persisté dans le nord des montagnes de la chaîne Côtière, de la chaîne des Cassiars et des chaînons Skeena. Dans la chaîne des Cassiars, plusieurs inversions de direction d'écoulement des glaces se sont produites durant la déglaciation, comme l'indiquent la répartition des blocs erratiques, les directions d'écoulement des glaces et les lits des eaux de fonte, le long des fronts des glaces (Watson et Mathews, 1944). Les glaciers du côté ouest de la chaîne des Cassiars s'étendaient jusqu'au Pacifique, mais on a peu étudié les relations entre le mouvement de ces glaciers et le mouvement de ceux de la chaîne Côtière, à la sortie des vallées. Pendant le retrait des glaces, la chaîne des Cassiars était couronnée, à plus de 7,000 pieds, d'une calotte glaciaire d'où s'écoulaient des glaciers vers le sud-ouest et le nord-est. Dans le sud, les glaces des montagnes les plus élevées de la chaîne Côtière et des chaînons Skeena, dans l'ouest, ont traversé la chaîne des Cassiars, en suivant la vallée de la rivière Dease, et s'écoulaient en direction nord-est, à environ 7,000 pieds d'altitude. Les glaciers de vallée ont précédé et suivi la dernière avancée principale des glaces (Gabrielse, 1963).



Dans certaines régions du sud-ouest du Yukon, la dernière avancée majeure des glaces, la glaciation Klouane (Denton et Stuiver, 1967), correspond probablement à l'avancée McConnell du centre du Yukon. La datation au radiocarbone de matières organiques sous du drift, déposé par la glaciation Klouane, indique que celle-ci aurait commencé vers 30,000 ans et aurait persisté jusqu'à au moins 12,500 ans, et peut-être jusqu'à moins de 10,000 ans avant le présent. Les glaciers de la glaciation Klouane, issus de champs de glaces à des altitudes variant entre 12,000 et 15,000 pieds sur le flanc est du massif de St-Élie, ont transgressé vers le nord-est par les chaînons Klouane. Ils ont avancé ensuite vers le nord-ouest, le long de la vallée de la rivière Klouane, jusqu'aux rivières Donjeck et White et, vers le nord, au-delà de Snag (Bostock, 1952; Krinsley, 1965). Dans la vallée, au sud-est du lac Klouane, la surface du glacier était à 6,100 pieds d'altitude; près de Donjeck, elle approchait environ 5,000 pieds et, à sa limite nord, elle était à environ 2,500 pieds. Les glaciers

de la glaciation Klouane ont déposé trois tills distincts, associés à des dépôts d'épandage et de lacs. Les glaciers charriés du till supérieur, déposé dans la vallée Klouane, s'étendaient à une altitude minimale de 2,500 à 3,200 pieds. Les glaces se sont retirées par les passages de leur avancée, sans aucune pause ni arrêt marqués, bien que de grandes masses de glace aient séjourné dans la région du lac Klouane. Une mince couche de loess, dérivé des dépôts d'épandage de la glaciation Klouane, a été déposée sur tous les anciens dépôts jusqu'à une altitude de 4,500 pieds. Une période de formation de sol a suivi la glaciation Klouane (Denton, 1967). Le sol s'est formé avant la néoglaciation du massif de St-Élie, entre 2,600 et 2,800 ans, que Denton a relié à la Petite époque glaciaire. Après un intervalle relativement chaud, les glaciers ont repris leur mouvement, il y a environ 600 ans jusqu'au présent siècle, mais actuellement ils marquent une régression accompagnée de fluctuations. Les glaciers Donjeck et Kaskawulsh ont atteint leur maximum néoglaciation il y a environ 300 ans.

## LES CONSIDÉRATIONS ÉCONOMIQUES

Les dépôts meubles ou le manteau de la roche en place, dans la plupart des régions du Canada, résultent surtout de l'action des glaces. Les dépôts immédiats des glaces ou le till et les divers mélanges de matériaux plus ou moins bien triés constituent la moraine qui caractérise une immense superficie au Canada. Dans le Sud du pays, quelques vastes régions de moraine de fond, à l'aspect légèrement onduleux, se sont révélées cultivables, mais en général, la surface irrégulière et la composition plus ou moins rocailleuse de ces matériaux limitent ou ne permettent pas l'exploitation agricole sur une grande échelle. Les régions les plus accidentées de moraine de fond, et les régions de moraine de désintégration, de moraine médiane, de moraine terminale et de moraine du type kame servent de pâturages ou sont couvertes de forêts. Elles constituent également d'importantes réserves d'eau. Certaines de ces régions sont, grâce à leurs nombreux lacs, des réserves de gibier, des parcs et des terrains de jeux de grande valeur pour l'industrie touristique. Les régions de dépôts fluvio-glaciaires ont une importance similaire, notamment pour l'approvisionnement en eau.

De vastes régions du Sud du Canada étaient autrefois recouvertes de lacs glaciaires, qui ont laissé des surfaces planes où le sol est finement granulé. Celles-ci comprennent les terres arables de la majorité des cultures de céréales et de légumes, essentiels à la population des régions urbaines et industrielles en expansion. Dans nombre de régions du Canada, la glaciation a été un élément d'amélioration des sols, du mélange et de la grosseur des matériaux qui caractérisent certaines des meilleures terres arables. Ailleurs, les glaciers ont probablement fait disparaître d'excellents sols qu'ils ont charriés au-delà des

frontières, ne laissant à leur place que des blocs erratiques ou du terrain rocheux.

La glaciation a également joué un rôle vital dans le développement des ressources minérales au Canada. Dans certaines parties du Bouclier canadien, de la région de la Cordillère et de celle des Appalaches, les glaciers ont enlevé le manteau de nombreux gîtes minéraux, enlevant ou dispersant les enrichissements secondaires en minéraux. La glaciation a ainsi mis à nu les gîtes minéraux primaires, ce qui a amené l'époque du prospecteur au Canada et l'expansion de l'industrie minière. Ailleurs, il est possible que des gîtes minéraux, mis à nu par l'action des glaciers, aient été recouverts par des dépôts glaciaires plus récents; leur découverte exige des forages et des relevés géophysiques. D'autres peuvent être découverts grâce à l'étude géologique des dépôts meubles. Le repérage de gros blocs erratiques de la dernière avancée glaciaire, à partir des stries glaciaires et autres traits du mouvement des glaces, est une technique simple employée avec succès en de nombreuses occasions. Des méthodes plus précises, comme la méthode «glaciofocus», servant à localiser la source des éléments de trace constitutifs du drift, devraient être également efficaces en exploration de gîtes minéraux (Lee, 1964, 1968). Une parfaite connaissance des phénomènes glaciaires et des mouvements des glaces sera nécessaire à l'avenir, lors de l'étude des dépôts du Pléistocène pour la prospection de minéraux de valeur.

La glaciation a joué un rôle de premier plan dans l'expansion des villes et des régions industrielles. Celles-ci sont généralement situées dans les parties des plaines et des basses-terres, recouvertes de drift, ou dans les vallées des régions montagneuses et ondulées, plutôt que dans les

parties voisines, plus rocheuses et accidentées. Du fait de la facilité d'excavation dans des matériaux non consolidés par rapport aux travaux dans de la roche en place, et malgré l'existence de machinerie lourde moderne, on persiste à éviter de construire les villes dans les régions d'affleurements rocheux. Cette pratique est en train d'engloutir les meilleures terres arables à une vitesse alarmante. Bien que certaines villes soient construites dans des régions où il n'y a pas ou peu de drift, la plupart se trouvent sur des terrains à grande épaisseur de drift. Dans certains cas, la roche en place est profondément enfouie, et seuls les plus gros immeubles y ont leurs fondations; tous les autres reposent dans ou sur la couverture de drift. Lorsque c'est possible, les fondations sont établies sur les couches de till ou de gravier, et l'expérience a démontré qu'il faut avoir beaucoup de pratique pour évaluer les qualités physiques de la couverture de drift. La nature et l'épaisseur du manteau de drift influent aussi sur le coût d'installations des canalisations d'eau et des égouts, de la construction des routes et des trottoirs. Le drift peut être encore un facteur dans la décision du type de système de transport rapide, lors de la planification, pour de nombreuses régions urbaines.

Toutes les régions urbaines utilisent de grandes quantités de sable et de gravier; il en résulte un épuisement rapide des réserves sur plusieurs milles en périphérie, en général de quelques dizaines de milles de ces centres urbains. Au-delà le coût du transport est trop élevé et on se sert plutôt de pierre concassée. La plupart des sables et graviers utilisés proviennent de dépôts fluvio-glaciaires, mais en certains endroits on emploie des matériaux de dépôts de rivières, de lacs ou de littoral. Malgré la concurrence de la pierre concassée, l'emploi de sable et de gravier pour la construction se maintient à un niveau élevé. La production et la valeur du sable et du gravier, utilisés en 1965 pour la construction des routes, le ballast des voies ferrées et dans les mélanges de ciment, d'asphalte et de mortier, sont données au tableau XII-3. Une grande partie de ces matériaux datent du Pléistocène, mais certains des graviers sont d'âge préglaciaire.

En Ontario, à la mine Canadian Charleston, au sud de Steep Rock Lake, reposait un dépôt de gravier du Pléistocène d'un grand intérêt, exploité comme minerai de fer plutôt que comme matériau de construction. Une moraine terminale graveleuse contenait suffisamment de blocs erratiques de minerai pour être exploitée commercialement comme mine de fer. Le dépôt se composait surtout de cailloux, de cailloutis et de blocs de pierre à haute teneur en hématite et goëthite. Ces matériaux ont été déposés par un lobe glaciaire qui les avait arrachés du fond du lac Steep Rock. La production comprenait des concentrés à haute teneur de minerai de fer en boulettes. Malgré une exploitation limitée aux mois d'été et interrompue en 1961, la production a atteint environ 642,957 tonnes de

TABLEAU XII-3

*Production et valeur des sables et graviers*  
(F. E. Hanes, Direction des mines)

Provinces	1965	
	Tonnes courtes	\$
Terre-Neuve	4,063,734	3,684,891
Île-du-Prince-Édouard	412,064	374,081
Nouvelle-Écosse	6,574,387	4,498,803
Nouveau-Brunswick	4,491,514	2,594,846
Québec	40,507,369	19,583,351
Ontario	75,082,026	55,297,474
Manitoba	9,757,104	6,767,068
Saskatchewan	8,570,008	5,615,794
Alberta	13,163,941	10,661,383
Colombie-Britannique	20,484,706	12,662,016
Total	183,106,853	121,739,707

concentrés à haute teneur à partir de 4.5 millions de tonnes de gravier, entre 1959 et 1964, année où l'exploitation a pris fin.

Des dépôts d'argile d'origine lacustre et d'origine marine ont été très exploités pour la production de briques, de tuiles et de produits connexes. Dans les régions à schiste argileux, l'emploi de ce matériau a pratiquement cessé. L'argile, utilisée encore à cette fin, ne représente qu'une infime partie de la production annuelle des produits d'argile, évaluée à environ 31 millions de dollars. De vieux immeubles d'anciens quartiers de villes et des bâtiments d'anciennes fermes ont été construits avec des briques d'argiles du Pléistocène. Dans les projets de construction, tels que les barrages pour réservoirs d'eau et de production d'électricité, les autoroutes, les nouvelles voies ferrées, les levées ou chaussées et les installations portuaires, les techniciens doivent tenir compte de la nature des dépôts meubles, car certains doivent être enlevés et remplacés par d'autres matériaux. Des glissements de terrain peuvent se produire du fait de ces matériaux, là où les routes coupent des collines ou le long des flancs d'une vallée, et là où un cours d'eau creuse la vallée. L'argile ou le till argileux peuvent être employés comme matériaux imperméables à la construction de réservoirs d'eau, mais des matériaux perméables peuvent également servir pour quelques barrages en terre. La connaissance de l'évolution glaciaire de ces régions est importante pour déterminer les forages nécessaires, afin de définir la succession stratigraphique à l'emplacement du projet de construction.

Les effets du soulèvement différentiel doivent être évalués lors des projets de vastes constructions de pérennité, soumises à la pression d'importantes masses d'eau. Un soulèvement différentiel annuel d'une fraction de pouce, entre les deux extrémités d'un bassin de retenue, peut avoir de l'importance; les données doivent donc être connues sur les soulèvements différentiels de la période postglaciaire.

Le taux du soulèvement différentiel dans la baie d'Hudson, basé sur une courte étude du niveau des marées, peut être d'environ deux pieds par siècle (Barnett, 1966). Ces données, plus le taux de soulèvement postglaciaire, permettent d'établir une courbe de relations terre-mer, importantes dans la planification d'installations portuaires.

Un problème aigu dans les régions industrielles et minières est la question des déchets. Des aires d'argile, relativement imperméable, sont parfois recherchées comme dépôts de matériaux corrosifs ou nocifs, mais la composition minéralogique de l'argile doit être déterminée face aux réactions chimiques éventuelles. Les déchets moins nocifs, à décomposition assez courte, peuvent être déposés dans quelques terrains recouverts de drift, mais il faut prévoir la contamination des eaux souterraines.

Les dépôts meubles de surface ont une influence directe sur les ressources en eau du Canada, car ils déterminent le taux d'écoulement des eaux et leurs réserves. Ils retiennent d'importants volumes d'eau, évitent leur déperdition par un écoulement rapide en surface et les laissent s'écouler lentement et régulièrement vers les rivières et cours d'eau. Sans cette source constante ou presque constante, nombre de rivières seraient soit des torrents impétueux, soit des vallées asséchées.

Les dépôts donnent ainsi au Canada son caractère fondamental et influent sur les progrès agricoles, forestiers et miniers, l'industrie de la pêche, l'expansion urbaine et industrielle et les installations récréatives, domaines aux immenses répercussions sur le mode de vie quotidien des Canadiens et sur leurs projets d'avenir.

## CHOIX D'OUVRAGES À CONSULTER

- Alcock, F. J.  
1941: The Magdalen Islands; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 44, pp. 623-649.  
1948: Problems of New Brunswick geology; *Trans., Soc. Roy. Can.*, vol. 42, sér. 3, sect. 4, pp. 1-16.
- Andrews, J. T.  
1963: The cross-valley moraines of north-central Baffin Island: A quantitative analysis; *Bull. géog., Can.*, n° 20, pp. 82-129.  
1966: Pattern of coastal uplift and deglaciation, west Baffin Island, Northwest Territories; *Bull. géog., Can.*, vol. 8, n° 2, pp. 174-193.
- Andrews, J. T., et Sim, V. W.  
1964: Examination of the carbonate content of drift in the area of Foxe Basin, Northwest Territories; *Bull. géog., Can.*, n° 21, pp. 44-65.
- Antevs, E.  
1925: Retreat of the last ice sheet in eastern Canada; *Comm. géol., Can.*, Mém. 146.  
1931: Late glacial correlations and ice recession in Manitoba; *Comm. géol., Can.*, Mém. 168.
- Armstrong, J. E., Crandell, D. R., Easterbrook, P. J., et Noble, J. B.  
1965: Late Pleistocene stratigraphy and chronology in southwestern British Columbia and northwestern Washington; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 76, n° 3, pp. 321-330.
- Armstrong, J. E., et Tipper, H. W.  
1948: Glaciation in north-central British Columbia; *Am. J. Sci.*, vol. 246, pp. 283-301.
- Arnold, K. C.  
1966: Aspects of the glaciology of Meighen Island, Northwest Territories, Canada; *J. Glaciol.*, vol. 5, n° 40, pp. 399-410.
- Barnett, D. M.  
1966: A re-examination and re-interpretation of tide gauge data for Churchill, Manitoba; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 3, pp. 77-88.
- Barnett, D. M., et Peterson, J. A.  
1964: The significance of glacial Lake Naskaupi 2 in the deglaciation of Labrador-Ungava; *Can. Geographer*, vol. 8, n° 4, pp. 173-181.
- Barry, R. G.  
1960: The application of synoptic studies in Paleoclimatology: A case study for Labrador-Ungava; *Aerograph. Ann.* 42, n° 1, pp. 36-44.
- Barton, R. H., Christiansen, E. A., Kupsch, W. O., Mathews, W. H., Gravenor, C. P., et Bayrock, L. A.  
1965: Quaternary, dans Geological history of western Canada; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*
- Bell, J. M.  
1904: Economic resources of Moose River Basin; *min. Mines, Ont.*, vol. 13, part. 1, pp. 135-191.
- Bell, R.  
1879: Michipicoten to Moose Factory route, dans Exploration of the east coast of Hudson Bay in 1877; *Comm. géol., Can.*, Rapp. des opér. 1877-1878, part. C.  
1887: Explorations de certaines portions des rivières Attawapishkat et Albany; *Comm. géol., Can.*, rapp. ann. 1886, part. G.
- Bird, J. B.  
1953: Southampton Island; *Dir. géog., Can.*, Mém. 1.  
1954: Postglacial marine submergence in central Arctic Canada; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 65, pp. 457-464.  
1959: Recent contributions to the physiography of northern Canada; *Z. Geomorphologie, Neue folge*, Band 3, Heft 2, pp. 151-174.  
1963: A report on the physical environment of southern Baffin Island, Northwest Territories, Canada; *The Rand Corp.*, Mém. RM-2362-1-PR.
- Blackadar, R. G.  
1958: Patterns resulting from glacier movements north of Foxe Basin, Northwest Territories; *Arctic*, vol. 11, n° 3, pp. 156-165.

- Blake, W., Jr.  
 1963: Notes on glacial geology, northeastern District of Mackenzie; *Comm. géol., Can.*, Étude 63-28.  
 1964: Preliminary account of the glacial history of Bathurst Island, Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can.*, Étude 64-30.  
 1965: Surficial geology, Bathurst Island, dans Rept. Activities, Field, 1964; *Comm. géol., Can.*, Étude 65-1, pp. 2, 3.  
 1966: End moraines and deglaciation chronology in northern Canada with special reference to southern Baffin Island; *Comm. géol., Can.*, Étude 66-26.
- Boesch, H.  
 1963: Notes on the geomorphological history, dans Axel Heiberg Island Res. Rept., McGill Univ., Montreal; Prel. Rept. 1961-62, F. Müller and members of the Expedition, pp. 163-167.
- Boissonneau, A. N.  
 1966: Glacial history of northeastern Ontario: I. The Cochrane-Hearst area; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 3, n° 5, pp. 559-578.  
 1968: Glacial history of northeastern Ontario: II. The Timiskaming-Algoma area; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 5, n° 1, pp. 97-109.
- Borns, H. W., et Swift, D. J.  
 1966: Surficial geology, north shore of Minas Basin, Nova Scotia, dans Guidebook, geology of parts of Atlantic Provinces; *Ass. géol. Can.*
- Bostock, H. S.  
 1952: Geology of northwest Shakwak Valley, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Mém. 267.  
 1966: Notes on glaciation in central Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, Étude 65-36.
- Brummer, J.  
 1958: Glaciation in the northwest quarter of Holland Twp., Gaspé, North County; *Ass. géol. Can.*, vol. 10, pp. 109-117.
- Byers, A. R.  
 1960: Deformation of the Whitemud and Eastern Formations near Claybank, Saskatchewan; *Trans., Soc. Roy. Can.*, vol. 53, sér. 3, sect. 4, pp. 1-4.
- Chalmers, R.  
 1890: Géologie de surface du sud du Nouveau-Brunswick; *Comm. géol., Can.*, rapp. ann. 1888-1889, part. N.  
 1895: Géologie de surface de l'est du Nouveau-Brunswick, du nord-ouest de la Nouvelle-Écosse et d'une partie de l'île du Prince-Édouard; *Comm. géol., Can.*, rapp. ann. 1894, part. M.
- Chapman, D. H.  
 1937: Glacial Lake Vermont; *Am. J. Sci.*, sér. 5, vol. 34, n° 200, pp. 89-124.
- Chapman, L. J.  
 1954: An outlet of Lake Algonquin at Fossmill, Ontario; *Proc., Ass. géol. Can.*, vol. 6, part. 2, pp. 61-68.  
 1966: The recession of the Wisconsin Glacier, dans Physiography of southern Ontario, éd. rév.; Univ. Toronto Press.
- Christiansen, E. A.  
 1959: Glacial geology of the Swift Current area Saskatchewan; *min. Ress. minérales, Sask.*, rapp. 32.
- 1960: Geology and ground water resources of the Qu'Appelle area Saskatchewan; *Cons. rech., Sask.*, Div. géol., rapp. n° 1.  
 1961: Geology and ground water resources of the Regina area Saskatchewan; *Cons. rech., Sask.*, Div. géol., rapp. n° 2.  
 1965: Geology and ground water resources, Kindersley area Saskatchewan; *Cons. rech., Sask.*, Div. géol., rapp. n° 7.  
 1967: Preglacial valleys in southern Saskatchewan; *Cons. rech., Sask.*, Div. géol., carte n° 3.
- Christiansen, E. A., et Parizek, R. R.  
 1961: A summary of studies completed to date of the ground water geology and hydrology of the buried Missouri and Yellowstone Valley; *Cons. rech., Sask.*, Circulaire n° 1.
- Christie, R. L.  
 1967: Reconnaissance of the surficial geology of northeastern Ellesmere Island, Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can.*, Bull. 138.
- Coleman, A. P.  
 1920: The glacial history of Prince Edward Island and the Magdalen Islands; *Trans., Soc. Roy. Can.*, sér. 3, vol. 13, pp. 33-38.  
 1933: The Pleistocene of the Toronto region; *min. Mines, Ont.*, vol. 41, part. 7, 1932.  
 1937: Lake Iroquois; *min. Mines, Ont.*, vol. 45, part. 7, 1936, pp. 1-36.  
 1941: The last million years; *Univ. Toronto Press.*
- Cooper, J. R.  
 1937: Geology and mineral deposits of the Hare Bay area; *min. Ress. nat., T.-N.*, Sect. géol., Bull. n° 9.
- Craig, B. G.  
 1957: Drumheller, Alberta, surficial geology; *Comm. géol., Can.* carte 13-1957.  
 1960: Surficial geology of north-central District of Mackenzie, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Étude 60-18.  
 1961: Surficial geology of northern district of Keewatin, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Étude 61-5.  
 1964a: Surficial geology of Boothia Peninsula and Somerset, King William and Prince of Wales Islands, District of Franklin; *Comm. géol., Can.*, Étude 63-44.  
 1964b: Surficial geology of east-central District of Mackenzie; *Comm. géol., Can.*, Bull. 99.  
 1965a: Glacial Lake McConnell, and the surficial geology of parts of Slave River and Redstone River map-areas, District of Mackenzie; *Comm. géol., Can.*, Bull. 122.  
 1965b: Surficial geology, Operation Wager; northeast District of Keewatin and Melville Peninsula, District of Franklin, dans Rept. Activities, Field, 1964; *Comm. géol., Can.*, Étude 65-1, pp. 17-19.
- Craig, B. G., et Fyles, J. G.  
 1960: Pleistocene geology of Arctic Canada; *Comm. géol., Can.*, Étude 60-10.
- Craig, B. G., et McDonald, B. C.  
 1968: Quaternary geology, Operation Winisk, Hudson Bay Lowland, dans Rept. Activities; *Comm. géol., Can.*, Étude 68-1, part. A, pp. 161-162.

- Crary, A. P.  
1956: Geophysical studies along northern Ellesmere Island; *Arctic*, vol. 9, n° 3, pp. 155-165.
- Daly, R. A.  
1902: The geology of the northwest coast of Labrador; *Bull. Museum Comp. Zool., Harvard Coll.*, vol. 38, sér. géol., vol. 5, n° 5.
- David, P. P.  
1966: The Late Wisconsin Prelate Ferry Paleosol of Saskatchewan; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 3, pp. 685-696.
- Deane, R. E.  
1950: Pleistocene geology of the Lake Simcoe district, Ontario; *Comm. géol., Can., Mém.* 256.
- Denton, G. H., et Stuiver, M.  
1967: Late Pleistocene glacial stratigraphy and chronology, northeastern St. Elias Mountains, Yukon Territory, Canada; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 78, n° 4, pp. 485-510.
- Derbyshire, E.  
1962: Glacial features of the Howells River valley and watershed; *McGill Sub-Arctic Res. Paper*, n° 14.
- Douglas, R. J. W.  
1950: Callum Creek, Langford Creek, and Gap map-areas, Alberta; *Comm. géol., Can., Mém.* 255.
- Dreimanis, A.  
1957: Stratigraphy of Wisconsin glacial stage along north-western shore of Lake Erie; *Science*, vol. 126, n° 3265, pp. 166-168.  
1958: Wisconsin stratigraphy at Port Talbot on the north shore of Lake Erie, Ontario; *Ohio J. Sci.*, vol. 58, pp. 65-84.
- Dreimanis, A., Reavely, G. H., Cook, R. J. B., Knox, K. S., et Moretti, F. J.  
1957: Heavy mineral studies in tills of Ontario and adjacent areas; *J. Sediment. Petrol.*, vol. 27, n° 2, pp. 148-161.
- Dreimanis, A., Terasmae, J., et McKenzie, G. D.  
1966: Port Talbot Interstade of the Wisconsin Glaciation; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 3, pp. 305-325.
- Elson, J. A.  
1957: Lake Agassiz and the Mankato-Valders problem; *Science*, vol. 126, n° 3281, pp. 999-1002.  
1967: Geology of glacial Lake Agassiz, dans *Life, Land and Water*; Proc. of 1966 Conference of Environmental Studies of the glacial Lake Agassiz region; W. J. Mayer-Oakes, éd., *Univ. Manitoba Press*.
- Falconer, Geo.  
1966: Preservation of vegetation and patterned ground under a thin ice body in northern Baffin Island, N.W.T.; *Bull. géol., Can.*, vol. 8, n° 2, pp. 194-200.
- Falconer, G., Ives, J. D., Løken, O. H., et Andrews, J. T.  
1965: Major end moraines in eastern and central Arctic Canada; *Bull. géog., Can.*, vol. 7, n° 2, pp. 137-153.
- Farrand, W. R.  
1961: Former shorelines in western and northern Lake Superior Basins; *Univ. Microfilms Inc.*, Ann Arbor, Michigan.
- Flint, R. F.  
1940: Late Quaternary changes of level in western and southern Newfoundland; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 51, pp. 1757-1780.  
1951: Dating late Pleistocene events by means of radio-carbon; *Nature*, vol. 167, n° 4256.
- Frankel, L.  
1966: Geology of southeastern Prince Edward Island, Part 2, Surficial Geology; *Comm. géol., Can., Bull.* 145.
- Fraser, J. K.  
1957: Activities of the Geographical Branch in northern Canada; *Arctic*, vol. 10, n° 4, pp. 246-250.
- Fulton, R. J.  
1965: Silt deposition in late-glacial lakes of southern British Columbia; *Am. J. Sci.*, vol. 263, pp. 553-570.  
1968: Olpmia Interglaciation, Purcell Trench, British Columbia; *Geol. Soc. Am.*, vol. 79 (*sous presse*).
- Fyles, J. G.  
1955: Pleistocene features, dans G. M. Wright, Geological notes on central District of Keewatin, Northwest Territories; *Comm. géol., Can., Étude* 55-17, pp. 3, 4.  
1962: Physiography: Chap. II, dans Banks, Victoria, and Stefansson Islands, Arctic Archipelago; Thorsteins-son and Tozer, *Comm. géol., Can., Mém.* 330.  
1963a: Surficial geology of Victoria and Stefansson Islands, District of Franklin; *Comm. géol., Can., Bull.* 101.  
1963b: Surficial geology of Horne Lake and Parksville map-areas, Vancouver Island, British Columbia; *Comm. géol., Can., Mém.* 318.  
1965: Surficial geology, western Queen Elizabeth Islands, dans Rept. Activities, Field, 1964; *Comm. géol., Can., Étude* 65-1, pp. 3-5.  
1966: Quaternary stratigraphy, Mackenzie Delta and Arctic Coastal Plain, dans Rept. Activities; *Comm. géol., Can., Étude* 66-1, pp. 30, 31.  
1967a: Mackenzie Delta and Arctic Coastal Plain, dans Rept. Activities; *Comm. géol., Can., Étude* 67-1, part A, pp. 34, 35.  
1967b: Winter Harbour moraine, Melville Island, dans Rept. Activities; *Comm. géol., Can., Étude* 67-1, part A, pp. 8, 9.
- Fyles, J. G., et Craig, B. G.  
1965: Anthropogen period in Arctic and Subarctic; *U.S.S.R. Res. Inst. Geol. Arctic*.
- Gabrielse, H.  
1963: McDame map-area, Cassiar District, British Columbia; *Comm. géol., Can., Mém.* 319.
- Gadd, N. R.  
1960: Géologie de la région de Bécancour, Québec; *Comm. géol., Can., Étude* 59-8F.  
1963: Géologie de la région d'Ottawa, Ontario et Québec; *Comm. géol., Can., Étude* 62-16F.  
1964: Moraines in the Appalachian Region of Quebec; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 75, pp. 1249-1254.  
1966: Surficial geology in the St. Sylvestre area, dans Rept. Activities; *Comm. géol., Can., Étude* 66-1, pp. 163-166.



- 1971: Pleistocene geology of the Central St. Lawrence Lowlands; *Comm. géol., Can.*, Mém. 359.
- Gadd, N. R., et Karrow, P. F.  
1960: Surficial geology of Trois-Rivières; *Comm. géol., Can.*, carte 54-1959.
- Goldthwait, J. W.  
1915: The occurrence of glacial drift on the Magdalen Islands; *Comm. géol., Can.*, Bull. Mus. n° 14, sér. géol. n° 25.  
1924: Physiography of Nova Scotia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 140.
- Goldthwait, R. P.  
1950: Geomorphology, dans Baffin Island Expedition 1950: A Preliminary Report par P. D. Baird, et coll.; *Arctic*, vol. 3, n° 3, pp. 139-141.
- Gravenor, C. P., et Bayrock, L. A.  
1956: Stream-trench systems in east-central Alberta; *Cons. rech., Alb.*, rapp. prélim. 56-4.  
1961: Glacial deposits of Alberta; *Soc. Roy. Can.*, Publ. spéc., n° 3, pp. 35-50.
- Grayson, J. F.  
1956: The postglacial history of vegetation and climate in the Labrador Quebec region as determined by Palynology; *Univ. Microfilms Inc.*, Ann Arbor, Mich.
- Hare, F. K.  
1951: The present-day snowfall of Labrador-Ungava; *Am. J. Sci.*, vol. 249, n° 9, pp. 654-670.
- Harrison, D. A.  
1964: A reconnaissance glacier and geomorphological survey of the Duart Lake area, Bruce Mountains, Baffin Island, North West Territories; *Bull. géol., Can.*, n° 22, pp. 57-71.
- Hattersley-Smith, G.  
1961: Geomorphological studies in north-western Ellesmere Island; Directorate of Physical Research, *Cons. rech. défense, Can.*, Rept. No. Misc. G-5.
- Henderson, E. P.  
1959a: Surficial geology of Sturgeon Lake map-area, Alberta; *Comm. géol., Can.*, Mém. 303.  
1959b: A glacial study of Central Quebec-Labrador; *Comm. géol., Can.*, Bull. 50.  
1960: Surficial geology of St. John's, Newfoundland; *Comm. géol., Can.*, Étude 35-1959.
- Henoch, W. E. S.  
1964: Postglacial marine submergence and emergence of Melville Island, Northwest Territories; *Bull. géol., Can.*, n° 22, pp. 105-126.
- Hickox, C. F.  
1962: Pleistocene geology of the central Annapolis Valley, Nova Scotia; *min. Mines, N.-É.*, Mém. 5.
- Hogg, N., et coll.  
1953: Drilling in James Bay Lowland: Part I; *min. Mines, Ont.*, rapp. ann., vol. 61, part. 6, 1952, pp. 115-140.
- Hough, J. L.  
1958: Geology of the Great Lakes; *Univ. Illinois Press*, Urbana, Illinois.
- 1963: The prehistoric Great Lakes of North America; *Am. Scientist*, vol. 51, n° 1, pp. 84-109.
- 1966: Correlation of Glacial Lake Stages in the Huron-Erie and Michigan Basins; *J. Geol.*, vol. 74, n° 1, pp. 62-77.
- Hughes, O. L.  
1956: Surficial geology of Smooth Rock Falls, Cochrane district, Ontario; *Comm. géol., Can.*, Étude 55-41.  
1965: Surficial geology of part of the Cochrane district, Ontario, Canada; *Geol. Soc. Am.*, Étude spéc. n° 84.
- Ives, J. D.  
1957: Glaciation of the Torngat Mountains, northern Labrador; *Arctic*, vol. 10, n° 2, pp. 67-87.  
1958a: Mountain-top detritus and the extent of the last major glaciation in northeastern Labrador-Ungava; *Can. Geographer*, n° 12, pp. 25-31.  
1958b: Glacial geomorphology of the Torngat Mountains, northern Labrador; *Bull. géol., Can.*, n° 12, pp. 62-77.  
1959: Glacial drainage channels as an indicator of late glacial conditions in Labrador-Ungava; *Cahiers géog., Québec*, n° 5, pp. 57-72.  
1960a: The deglaciation of Labrador-Ungava: An outline; *Cahiers géog., Québec*, n° 8, pp. 323-343.  
1960b: Former ice dammed lakes and the deglaciation of the middle reaches of the George River, Labrador-Ungava; *Bull. géol., Can.*, n° 14, pp. 44-70.  
1960c: Glaciation and deglaciation of the Helluva Lake area, Central Labrador-Ungava; *Bull. géol., Can.*, n° 15, pp. 46-64.  
1962: Indications of recent extensive glacierization in north-central Baffin Island, Northwest Territories; *J. Glaciol.*, vol. 4, n° 32, pp. 197-205.  
1964: Deglaciation and land emergence in northeastern Foxe Basin; *Bull. géol., Can.*, n° 21, pp. 54-65.
- Ives, J. D., et Andrews, G. T.  
1963: Studies in the physical geography of north-central Baffin Island, Northwest Territories; *Bull. géol., Can.*, n° 19, pp. 5-48.
- Jenness, S. E.  
1960: Late Pleistocene glaciation at eastern Newfoundland; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 71, pp. 161-180.
- Johnston, W. A.  
1946: Glacial Lake Agassiz, with special reference to the mode of deformation of the beaches; *Comm. géol., Can.*, Bull. 7.
- Johnston, W. A., et Wickenden, R. T. D.  
1930: Glacial Lake Regina, Saskatchewan, Canada; *Trans., Soc. Roy. Can.*, sect. 4, pp. 41-50.
- Karrow, P. F.  
1959: Surficial geology, Grondines, Quebec; *Comm. géol., Can.*, carte 41-1959, notes descriptives.  
1964: Pleistocene geology of Toronto-Scarborough area, dans livret-guide, Geology of Central Ontario; *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, pp. 81-88.  
1965: Dans livret-guide: Field Conference G, Great Lakes-Ohio River Valley, INQUA, 1965, pp. 106-107. *Nebraska Acad. Sci.*, Lincoln, Nebraska.  
1967: Pleistocene geology of the Scarborough area; *min. Mines, Ont.*, rapp. géol. n° 46.

- Keele, J.  
1921: Mesozoic clays and sands in northern Ontario; *Comm. géol., Can., rapp. somm.*, 1920, part. D.
- Klassen, R. W., Delorme, L. D., et Mott, R. J.  
1967: Geology and paleontology of Pleistocene deposits in southwestern Manitoba; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 4, n° 3, pp. 433-447.
- Krinsley, D. B.  
1965: Pleistocene geology of the southwest Yukon Territory, Canada; *J. Glaciol.*, vol. 5, n° 40, pp. 385-398.
- Kupsch, W. O.  
1962: Ice-thrust ridges in western Canada; *J. Geol.*, vol. 70, n° 5, pp. 582-594.  
1964: Bedrock surface and preglacial topography of the Regina-Wynyard region, southern Saskatchewan; *Third Intern. Williston Basin symp.*, Regina, Sask.
- Lee, H. A.  
1955: Surficial geology of Edmundston, Madawaska, and Témiscouata counties, New Brunswick and Quebec; *Comm. géol., Can., Étude* 55-15.  
1959: Surficial geology of southern district of Keewatin and the Keewatin Ice Divide, Northwest Territories; *Comm. géol., Can., Bull.* 51.  
1960: Late glacial and postglacial Hudson Bay sea episode; *Science*, vol. 131, n° 3413, pp. 1609-1611.  
1962: Géologie de la région de Rivière-du-Loup—Trois-Pistoles, Québec (dépôts meubles); *Comm. géol., Can., Étude* 61-32F.  
1964: Glacial fans in till from the Kirkland Lake fault—a method of exploration; *Can. Mining J.*, vol. 85, n° 4, pp. 94, 95.  
1968a: Quaternary geology, dans *Science, History and Hudson Bay*, part. 1, chap. 9, *Information Canada*, Div. de l'édition, Ottawa.  
1968b: Glacifocus and the Munro esker of northern Ontario, dans *Rept. Activities*, 1967; *Comm. géol., Can., Étude* 68-1, A, p. 173.
- Lee, H. A., Craig, B. G., et Fyles, J. G.  
1957: Keewatin ice divide; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 68, pp. 1760, 1761.
- Leverett, F.  
1932: Quaternary geology of Minnesota and parts of adjacent States; *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper* 161.
- Leverett, F., et Taylor, F. B.  
1915: The Pleistocene of Indiana and Michigan and the history of the Great Lakes; *U.S. Geol. Surv., Monograph*, vol. 53.
- Lewis, C. F. M.  
1966: Geological and palynological studies of early Lake Erie deposits; *Univ. Michigan Gt. Lakes Res. Div.*, Publ. n° 15.  
1968: Postglacial uplift studies north of Lake Huron: *Rept. Activities; Comm. géol., Can., Étude* 68-1, part. A, pp. 174-176.
- Løken, O. H.  
1960: Field work in the Torngat Mountains, Northern Labrador; *McGill Sub-Arctic Res. Paper*, n° 9.  
1962: The late glacial and postglacial emergence and the deglaciation of northernmost Labrador; *Bull. géog., Can.*, n° 17, pp. 23-56.
- 1966: Baffin Island refugia older than 54,000 years; *Science*, vol. 153, n° 3742, pp. 1378-1380.
- MacClintock, P., et Stewart, D. P.  
1965: Pleistocene geology of the St. Lawrence Lowland; *N.Y. State Museum Sci. Serv., Bull.* n° 394.
- MacClintock, P., et Terasmae, J.  
1960: Glacial history of Covey Hill; *J. Geol.*, vol. 68, n° 2, pp. 232-241.
- MacClintock, P., et Twenhofel, W. H.  
1940: Wisconsin Glaciation of Newfoundland; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 51, pp. 1729-1756.
- Mackay, J. R.  
1958: The Anderson River map-area, Northwest Territories; *Dir. géog., Can., Mém.* 6.  
1962: Pingoës of the Pleistocene Mackenzie River Delta area; *Bull. géog., Can.*, n° 18.  
1963: The Mackenzie Delta area, Northwest Territories; *Dir. géog., Can., Mém.* 8.
- MacNeill, R. H.  
1953: A local glacier in the Annapolis-Cornwallis Valley; *Proc. N.S. Inst., Science*, vol. 23, part. 1, p. 111.
- Martison, N. W.  
1953: Petroleum possibilities of the James Bay Lowland area; *min. Mines, Ont., rapp. ann.*, vol. 61, part. 6, 1952.
- Mathews, W. H.  
1944: Glacial lakes and ice retreat of south-central British Columbia; *Trans., Soc. Roy. Can.*, sér. 3, vol. 38, sect. 4, pp. 39-57.  
1963: Quaternary stratigraphy and geomorphology of the Fort St. John area, northeastern British Columbia; *min. Mines et Ress. pét., C.-B.*
- Matthew, E. M.  
1961: Deglaciation of the George River Basin Labrador-Ungava, dans *Geomorphological studies in north-eastern Labrador-Ungava; Dir. géog., Can., Étude géog.* n° 29.
- Matthews, B.  
1962: Glacial and postglacial geomorphology of the Sugluk-Wolstenholme area, northern Ungava; *McGill Sub-Arctic Res. Paper*, n° 12, rapp. ann. 1960-1961.
- McGerrigle, H. W.  
1952: Pleistocene glaciation of Gaspé Peninsula; *Trans., Soc. Roy. Can.*, vol. 66, sér. 3, sect. 4, pp. 37-51.
- McLearn, F. H.  
1927: Les dépôts mésozoïques et pléistocènes des rivières Missinaibi inférieure, Opazatika et Mattagami (Ont.); *Comm. géol., Can., rapp. somm.* 1926, part. C.
- Meneley, W. A., et coll.  
1957: Preglacial Missouri River in Saskatchewan; *J. Geol.*, vol. 65, n° 4, pp. 441-447.
- Mercer, J. H.  
1956: Geomorphology and glacial history of southernmost Baffin Island; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 67, pp. 553-570.
- Morley, L. W., et Fortier, Y.-O.  
1956: Geological unity of the arctic islands; *Trans., Soc. Roy. Can.*, vol. 50, sér. 3, pp. 3-12.

- Morrison, A.  
1963: Landform studies in the Middle Hamilton River area, Labrador; *Arctic*, vol. 16, n° 4, pp. 273-275.
- Mott, R. J., et Prest, V. K.  
1967: Stratigraphy and palynology of buried organic deposits from Cape Breton Island, Nova Scotia; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 4, pp. 709-724.
- Mountjoy, E. W.  
1958: Jasper area, Alberta, a source of the Foothills erratics train; *J. Alta. Soc. Petrol. Geol.*, vol. 6, n° 9, pp. 218-226.
- Müller, F.  
1963: Radiocarbon dates and notes on the climatic and morphological history, dans Axel Heiberg Island research reports; *Univ. McGill, Montréal*, rapp. prélim. 1961-1962, F. Müller et personnel de l'Expédition, pp. 169-172.
- Nasmith, H.  
1962: Late glacial history and surficial deposits of the Okanagan Valley, British Columbia; *min. Mines et Ress. pét., C.-B.*, Bull. 46.
- O'Neill, J. J.  
1924: Report of the Canadian Arctic Expedition 1913-18, vol. 11: Geology and Geography; Part A: The geology of the Arctic Coast of Canada, west of the Kent Peninsula; *Information Canada*, Div. de l'édition, Ottawa.
- Parizek, R. R.  
1964: Geology of the Willow Bunch Lake area, Saskatchewan; *Cons. rech., Sask.*, Div. géol., rapp. n° 4.
- Parry, J. T., et MacPherson, J. C.  
1964: St. Faustin—St. Narcisse moraine and the Champlain Sea; *Rev. géog. Montréal*, vol. 18, n° 2, pp. 235-248.
- Porsild, A. E.  
1938: Earth mounds in unglaciated arctic northwestern America; *Rev. géog.*, vol. 28, n° 1, pp. 46-58.
- Prest, V. K.  
1962: Geology of Tignish map-area, Prince county, Prince Edward Island; *Comm. géol., Can.*, Étude 61-28.  
1963: Red Lake-Lansdowne House area, northwestern Ontario; *Comm. géol., Can.*, Étude 63-6.  
1965: Géologie du Pléistocène et dépôts meubles, dans Géologie et ressources minérales du Canada, 4<sup>e</sup> éd., rédigé par C. H. Stockwell; *Comm. géol., Can.*, Sér. géol. écon. n° 1, chap. 7.  
1968: Nomenclature of moraine and ice-flow features as applied to the glacial map of Canada; *Comm. géol., Can.*, Étude 67-57.
- Roots, E. F.  
1963: Devon Island physiography, dans Geology of the north-central part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Mém. 320, pp. 164-179.
- Rudberg, S.  
1963: Geomorphological processes in a cold senic-arid region, dans Axel Heiberg Island research reports; *Univ. McGill, Montréal*, rapp. prélim. 1961-1962, F. Müller et personnel de l'Expédition, pp. 139-150.
- St-Onge, D.  
1965: La géomorphologie de l'île Ellef Ringnes, Terri-toires du Nord-Ouest, Canada; *Dir. géog.*, Étude géog. n° 38.  
1966: Surficial geology, Iosegun Lake; *Comm. géol., Can.*, carte 15-1966.
- Sim, V. W.  
1960: A preliminary account of late "Wisconsin" Glacia-tion in Melville Peninsula, Northwest Territories; *Can. Geograph.*, vol. 17, pp. 21-24.
- Slater, G.  
1927: Structure of the Mud Buttes and Tit Hills in Al-berta; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 38, pp. 721-730.
- Smith, D. I.  
1961: The glaciation of northern Ellesmere Island. dans Physical geography of Greenland; 19<sup>e</sup> Cong. géog. intern., Norden, 1960, Symposium SD 2, pp. 224-234.
- Sproule, J. C.  
1939: The Pleistocene geology of the Cree Lake region, Saskatchewan; *Trans., Soc. Roy. Can.*, sér. 3, sect. 4, vol. 33, pp. 107-109.
- Stalker, A. MacS.  
1956: The erratics train, Foothills of Alberta; *Comm. géol., Can.*, Bull. 37.  
1960: Surficial geology of the Red Deer-Stettler map-area; *Comm. géol., Can.*, Mém. 306.  
1961: Buried valleys in central and southern Alberta; *Comm. géol., Can.*, Étude 60-32.  
1963: Surficial geology of Blood Indian Reserve, No. 148, Alberta; *Comm. géol., Can.*, Étude 63-25.
- Tanner, V.  
1944: Outlines of the geography of Newfoundland—Labrador; *Acta Geograph.*, vol. 8, pp. 1-906.
- Taylor, Andrew  
1956: Physical geography of the Queen Elizabeth Islands, Canada, dans Glaciology, vol. 2; *Am. Geograph. Soc.*, New York.
- Taylor, F. C.  
1961: Interglacial (?) conglomerate of northern Manitoba, Canada; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 72, pp. 167-168.
- Taylor, R. S.  
1958: Some Pleistocene lakes of northern Alberta and adjacent areas; *Edmonton Geol. Soc. Quart.*, vol. 2, n° 4.
- Terasmae, J.  
1958: Contributions to Canadian palynology: Pt. III, Non-glacial deposits along Missinaibi River, Ontario; *Comm. géol., Can.*, Bull. 46, pp. 29-34.  
1960: Contributions to Canadian palynology No. 2, Pt. II, A palynological study of Pleistocene interglacial beds at Toronto, Ontario; *Comm. géol., Can.*, Bull. 56.
- Terasmae, J., et Hughes, O. L.  
1960: Glacial retreat in North Bay area; *Science*, vol. 131, n° 3411, pp. 1444-1446.
- Terasmae, J., Webber, P. J., et Andrews, J. T.  
1966: A study of late Quaternary plant-bearing beds in north-central Baffin Island, Canada; *Arctic*, vol. 19, n° 4, pp. 296-318.

- Thorsteinsson, R.  
 1958: Cornwallis and Little Cornwallis Islands, District of Franklin, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Mém. 294.  
 1961: The history and geology of Meighen Island, Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can.*, Bull. 75.
- Thorsteinsson, R., et Tozer, E. T.  
 1961: Structural history of the Canadian Arctic Archipelago since Precambrian time; *Geology of the Arctic*, vol. 1, pp. 339-360.
- Tomlinson, R. F.  
 1959: Geomorphological field work in the Kaumajet Mountains and Okak Bay area of the Labrador Coast; *McGill Sub-Arctic Res. Lab.*, rapp. ann. 1957-1958, pp. 61-67.
- Tozer, E. T., et Thorsteinsson, R.  
 1964: Western Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can.*, Mém. 332.
- Tremblay, L.  
 1961a: Geology, La Loche, Saskatchewan; *Comm. géol., Can.*, carte 10-1961.  
 1961b: Geology of Firebag River area, Alberta and Saskatchewan; *Comm. géol., Can.*, carte 16-1961.
- Tyrrell, J. B.  
 1892: Report on northwestern Manitoba with portions of the adjacent district of Assiniboia and Saskatchewan; *Comm. géol., Can.*, rapp. ann. 1890-1891, part. E.  
 1897: Rapport sur les rivières Doobaunt, Kazan et Ferguson et la côte nord-ouest de la baie d'Hudson; *Comm. géol., Can.*, rapp. ann. 1896, part. F.  
 1913: Hudson Bay exploring expedition; *bur. Mines, Ont.*, vol. 22, part. 1, pp. 161-209.
- Upham, W.  
 1895: The glacial Lake Agassiz; *U.S. Geol. Surv.*, Monograph, vol. 25.
- Vernon, P., et Hughes, O. L.  
 1965: Surficial geology of Larson Creek, Yukon Territory; *Comm. géol., Can.*, carte 1171A.
- Watson, K., et Mathews, W. H.  
 1944: The Tuya-Teslin area, Northern British Columbia; *min. Mines, C-B.*, Bull. n° 19.
- Wayne, W. J., et Zumberge, J. H.  
 1965: Geologic history of the Great Lakes, dans *Pleistocene geology of Indiana and Michigan; The Quaternary of the U.S.*; INQUA 7, Review vol., pp. 73-80, *Princeton Univ. Press*.
- Wenner, C-G  
 1947: Pollen diagrams from Labrador, dans *Geografiska Ann.*, vol. 29, pp. 137-173.
- Westgate, J. A.  
 1965: The Pleistocene stratigraphy of the Foremost-Cypress Hills area, Alberta; *Alta. Soc. Petrol. Geol.*, 15th Ann. Field Congress, part. 1, Cypress Hills Plateau.
- Westgate, J. A., et Bayrock, L. A.  
 1964: Periglacial structures in the Saskatchewan gravels and sands of central Alberta, Canada; *J. Geol.*, vol. 72, n° 5, pp. 641-647.
- Wheeler, E. P.  
 1958: Pleistocene glaciation in northern Labrador; *Geograph. Soc. Am.*, Bull. 69, n° 3, pp. 343-344.
- Whitaker, S. H.  
 1965: Geology of Wood Mountain area (72G), Saskatchewan; *Univ. Microfilms, Inc.*, Ann Arbor, Mich.
- Wickenden, R. T. D.  
 1931: An area of little or no drift in southern Saskatchewan; *Trans., Soc. Roy. Can.*, vol. 25, sér. 3, sect. 4, pp. 45-47.  
 1941: Glacial deposits of part of northern Nova Scotia; *Trans., Soc. Roy. Can.*, vol. 35, sér. 3, sect. 4, pp. 143-150.
- Williams, M. Y.  
 1921: Paleozoic stratigraphy of Pagwachuan, Lower Kenogami, and Lower Albany Rivers, Ontario; *Comm. géol., Can.*, rapp. somm. 1920, part. D.
- Wilson, W. J.  
 1906: Exploration de quatre cours d'eau au sud-ouest de la baie James; *Comm. géol., Can.*, compte rendu somm. 1902, pp. 231A-254A.
- Zoltai, S. C.  
 1961: Glacial history of part of northwestern Ontario; *Proc., Ass. géol. Can.*, vol. 13, pp. 61-81.  
 1963: Glacial features of the Canadian Lakehead area; *Can. Geograph.*, vol. 7, n° 3, pp. 101-115.  
 1965: Glacial features of the Quetico-Nipigon area, Ontario; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 2, n° 4, pp. 247-269.