

gienne sont devenues confluentes et ont formé les Grands Lacs Nipissing (voir la carte 1703A, 7 ka). Des sédiments deltaïques et fluviaux ont été déposés dans les eaux ascendantes du Nipissing sur les rives nord des lacs Supérieur et Huron; leur datation a fourni de nombreux âges compris entre 7,5 ka et 5 ka (Lewis, 1969, 1970; Prest, 1970; Cowan, 1978). Lorsque l'exutoire de North Bay a atteint le niveau des exutoires de Chicago et de Port Huron (phase des trois exutoires), le niveau lacustre s'est stabilisé à une altitude de 184 m. (phase I des Grands Lacs Nipissing) et une ligne de rivage très nette s'est formée sur la rive nord des lacs Huron et Supérieur. Ce rivage gauche par le relèvement isostatique différentiel se trouve actuellement aux altitudes suivantes: 213 m à North Bay, 198 m à Sault Ste. Marie, et 200 à 204 m à Thunder Bay. Cette principale phase de formation de plages date d'environ 4,6 ka (Cowan, 1978). Le soulèvement ultérieur de l'exutoire de North Bay a entraîné la formation d'une phase à deux exutoires (Chicago et Port Huron), appelée phase II des Grands Lacs Nipissing, et a provoqué le retrait des eaux de Nipissing des rives septentrionales du lac Huron et du lac Supérieur.

Le creusement de l'exutoire de Port Huron a créé un autre niveau (Algoma), et un paléorivage peu développé s'est formé dans les bassins des lacs Supérieur, Michigan et Huron vers 3,2 ka (Saarnisto, 1974). Le soulèvement subséquent du seuil rocheux de la rivière St. Marys, à l'extrémité orientale du lac Supérieur, a isolé ce bassin lacustre vers 2,2 ka (Farrand 1962; Saarnisto, 1975), créant le niveau de Sault du lac Supérieur (190 m à Thunder Bay) et plus tard, un niveau inférieur (subSault); sur la rive nord du lac, ce dernier est à peu près au même niveau que lors de tempêtes dans le lac Supérieur actuel (Farrand, 1960).

Larsen (1985) interprète autrement l'origine des Grands Lacs Nipissing et Algoma. D'après lui, ces lacs ne sont pas issus du relèvement isostatique; ce sont plutôt des niveaux largement contrôlés par le climat qui auraient existé durant le creusement relativement constant des exutoires.

Les lacs Huron et Supérieur ont atteint leurs niveaux actuels avant 2 ka. Karrow (1989) présente une discussion plus détaillée de l'histoire des Grands Lacs.

## HISTOIRE DE LA VÉGÉTATION

Dans la région étudiée, la recolonisation végétale suivant la disparition des glaciers, des lacs glaciaires et des eaux

marines, couvre la période allant de 12 ka à aujourd'hui. McAndrews (1981) présente un aperçu des assemblages polliniques fossiles le long d'un transect du nord au sud de l'Ontario. Un autre rapport sur l'histoire de la végétation dans les basses terres de la baie d'Hudson est basé sur un profil pollinique de la crête Sutton (McAndrews et al., 1982). Le chapitre 7 de ce volume décrit le développement général de la forêt boréale au Canada (Ritchie, 1989), les changements de la végétation durant l'Holocène (Anderson et al., 1989) et les modalités de la colonisation végétale au Québec (Richard, 1989).

En général, une brève période de végétation de toundra a suivi de la déglaciation en Ontario. Elle a été suivie par une forêt d'épinettes, puis par des forêts caractérisées par la domination du pollen de pins, et enfin par la végétation zonale moderne. La période de la forêt de pins était plus susceptible aux effets latitudinaux que celle de la forêt d'épinettes. Dans le centre de l'Ontario, la transition épinette-pin a eu lieu entre 10,5 ka et 10,0 ka. Au nord de 46° 30' N, le minimum de l'épinette et le maximum du pin blanc sont reliés à la période hypsithermale. À cette époque, vers 5 ka, les températures étaient de 1 ou 2 °C plus chaudes qu'aujourd'hui. Des macrofossiles de pin blanc datés à 5,0 ka, indiquent que durant l'Hypsithermal, cette espèce s'étendait presque 100 km au nord de sa limite actuelle. La végétation de la crête Sutton est passée d'une toundra côtière éparse à une toundra arbustive, puis à la pessière moderne, entre le moment de l'émersion et 6,5 ka, à mesure que les effets maritimes de la Mer de Tyrrell diminuaient (McAndrews et al., 1982). Des macrofossiles végétaux attestent la présence de *Najas flexilis* entre 6,5 ka et 3,0 ka, ce qui indique que la limite hypsithermale de cette espèce se situait 300 km au nord de la limite moderne connue. Le refroidissement post-hypsithermal a entraîné la contraction de l'aire de distribution d'espèces comme le pin blanc jusqu'à leur aire de distribution actuelle vers 2,5 à 3,0 ka.

Dans une grande partie de la région, le développement postglaciaire du muskeg a été un important facteur économique et bioclimatique. Dans le nord de l'Ontario, l'expansion de muskeg n'a pas eu lieu avant le refroidissement climatique post-hypsithermal, alors que le climat devenait plus humide et plus froid, donc plus favorable au développement du muskeg (Terasmae, 1977). L'âge maximal de la tourbe basale dans les basses terres de la baie d'Hudson au Manitoba est de 6 490 ± 70 BP (GSC-1738) au lac Recluse, et l'âge maximal de troncs d'épinette est de 5 960 ± 100 BP (BGS-980).

## LE QUATERNAIRE DU SUD-EST DU BOUCLIER CANADIEN

*J-S. Vincent*

### INTRODUCTION

Le sud-est du Bouclier canadien se situe à l'ouest de la mer du Labrador, au nord du golfe du Saint-Laurent, de la Moraine de Saint-Narcisse et de la rivière des Outaouais, à l'est de la Moraine interlobaire d'Harricana et de la baie d'Hudson, et au sud du détroit d'Hudson (fig. 3-1). Les dépôts quaternaires de cette région témoignent, à quelques

Vincent, J-S.  
1989: Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien. In: *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*, chap. 3, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: *The Geology of North America*, vol. K-1, Geological Society of America.

## LE QUATERNAIRE DU BOUCLIER CANADIEN

exceptions près, d'événements survenus durant et depuis la glaciation wisconsinienne. La région sud-est du Bouclier canadien est particulièrement intéressante puisqu'en principe, c'est de cette région que les glaces en provenance du Secteur du Labrador de l'Inlandsis laurentidien se sont initialement accumulées. Après avoir fusionné avec les autres masses glaciaires, elles ont gagné la région des Plaines intérieures canadiennes et le nord des États-Unis. C'est aussi au centre de la partie sud-est du Bouclier canadien que l'un des derniers vestiges des glaces continentales a disparu, il y a environ 6,5 ka.

Les cartes des formations en surface, détaillées ou de reconnaissance, ne sont complétées que pour environ 10% de la région (fig. 3-38). Le tableau 3-5 contient une liste des principales références concernant les régions cartographiées et les rapports régionaux ou thématiques. Plusieurs études détaillées portent spécifiquement sur des thèmes

particuliers comme les limites glaciaires et les zones d'altération du Labrador (Ives, 1978; Clark, 1984a), les mouvements glaciaires à diverses époques (Veillette, 1986a), le Système morainique de la Côte-Nord (Dubois et Dionne, 1985), les moraines de Sakami et d'Harricana et les crues de Cochrane (Hardy, 1977, 1982b), les lacs glaciaires Barlow et Ojibway (Vincent et Hardy, 1977, 1979, Veillette, 1988), et les mers postglaciaires (Hillaire-Marcel, 1979). Finalement Prest (1970), Prest et al. (1968), Hillaire-Marcel et Occhietti (1980), Mayewski et al. (1981), Peltier et Andrews (1983), et Parent et al. (1985) présentent une synthèse du Quaternaire de la région.

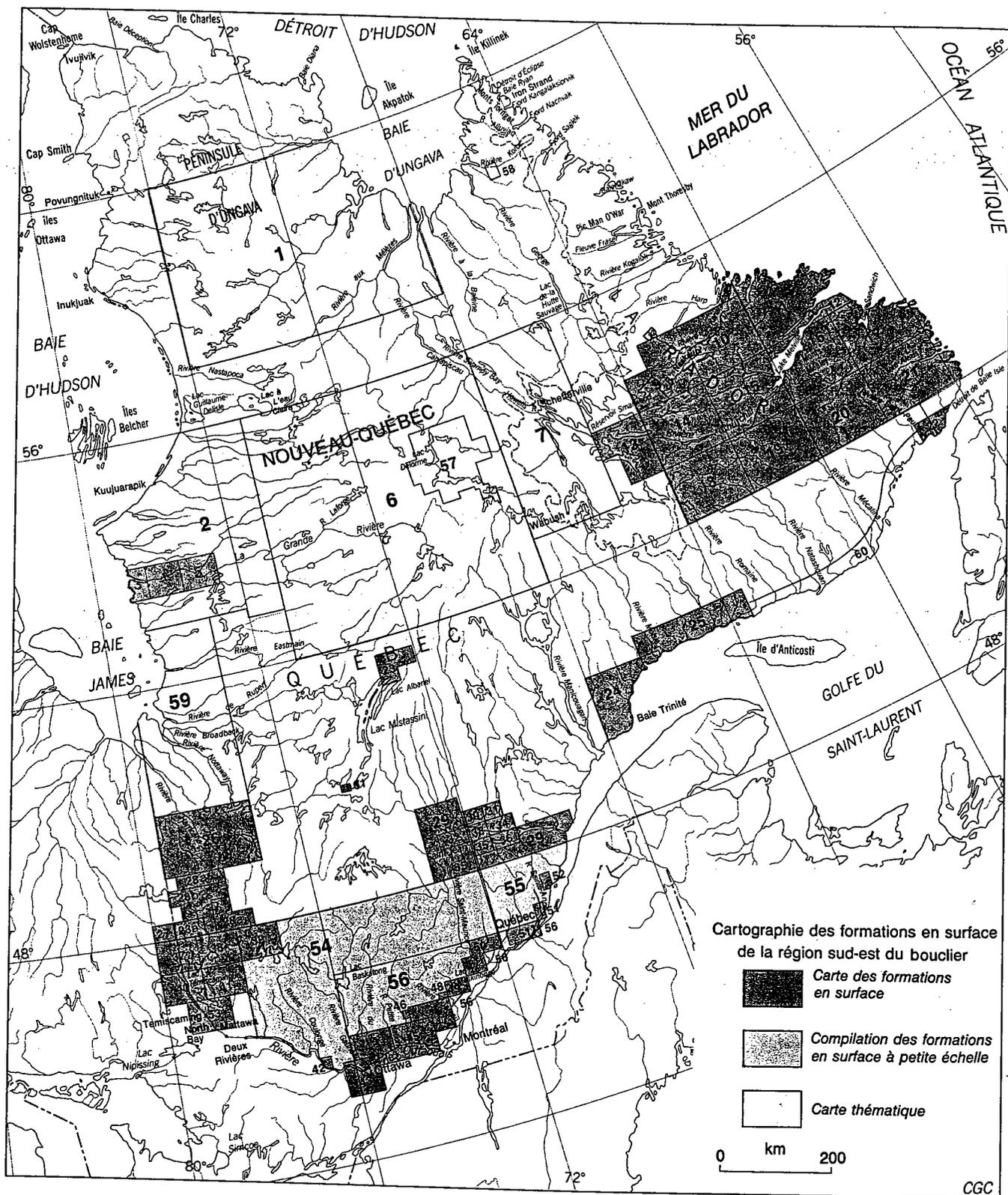
### Relief et hydrographie

L'aspect physiographique actuel du sud-est du Bouclier canadien est le résultat d'une longue série d'événements.

**Tableau 3-5.** Références traitant de l'histoire du Wisconsinien supérieur dans diverses régions du Bouclier canadien au Québec et au Labrador.

Cartes des formations en surface <sup>1</sup>	Rapports régionaux	Rapports thématiques
<b>Nord du Labrador et nord-est du Nouveau-Québec</b> (58) Barré (1984) <sup>2</sup>	Clark (1984a); Evans (1984)	Andrews (1963a), Barnett (1967), Barnett et Peterson (1964), Evans and Rogerson (1986), Ives (1957, 1958a, 1960a, b, 1976), Johnson (1969), Løken (1962a, b, 1964), Matthew (1961), McCoy (1983), Peterson (1965), Short (1981), Smith (1969), Tomlinson (1963)
<b>Centre et sud du Labrador</b> (15) <sup>3</sup> Fulton et Hodgson (1980), (8, 11-13, 16-20) <sup>3</sup> Fulton et al. (1979, 1980a,b,c,d, 1981a,b,c), (9-10, 14) <sup>3</sup> Fulton et al. (1980e,f, 1981d), (21) <sup>3</sup> Fulton et al. (1981e), (22) Grant (1986)	Fulton et Hodgson (1979)	Blake (1956), Fitzhugh (1973), Grant (1969, 1971), Gray (1969), Hodgson et Fulton (1972), Klassen (1983a, 1984), Morrison (1963), Rogerson (1977)
<b>Côte-Nord</b> (24) Dredge (1983b), (25) Dubois and Desmarais (1983), (60) Dubois et al. (1984)	Dredge (1983b), Dubois (1980), Tremblay (1975)	Boutray and Hillaire-Marcel (1977), Dionne (1977), Dredge (1976a, b), Dubois (1976, 1977, 1979), Dubois et Dionne (1985), Dubois et al. (1984)
<b>Lac Saint-Jean</b> (29) Dionne (inédit), (30-36), LaSalle and Tremblay (1978)	LaSalle et Tremblay (1978)	Dionne (1968, 1973), Dionne et Laverdière (1969), LaSalle et al. (1977a, b), Laverdière et Mailloux (1956), G. Tremblay (1971, 1973)
<b>Laurentides</b> (52) Chagnon (1969), (49) Denis (1976), (56) Gadd (unpublished), (54) Gadd and Veillette <sup>4</sup> , (42) Fulton (unpublished), (46) Lamothe (1977), (51) LaSalle (1978), (55) LaSalle et Gadd <sup>4</sup> , (50) Occhietti (1980), (48) Pagé (1977), (44-45) S.H. Richard (in press, 1984), (43), S.H. Richard et al. (1977), (47) Tremblay (1977)	Denis (1976), Occhietti (1980), Tremblay (1977)	Dadswell (1974), Denis (1974, 1976), Hardy (1970), Lamothe (1977), LaSalle et al. (1977a, b), Laverdière et Courtemanche (1960), 1980b), Romanelli Page (1977), Parry (1963), Richard (1978, 1975)
<b>Bassin amont de l'Outaouais</b> (37-41) Veillette (1986b,c, 1987a,b,c), (53) Veillette and Daigneault (1987)		Antevs (1925), Veillette (1982, 1983a,b, 1986a, 1988), Vincent (1975), Vincent et Hardy (1977, 1979).
<b>Enclave argileuse du Québec et région au sud-est de la baie James</b> (24) Baker and Storrison (1979), (61) Bisson (1987), (23) Bouchard et al. (1974), (26) Chauvin (1977), (59) Hardy (1976) <sup>4</sup> , (2) Lee et al. (1960), (28a,b), G. Tremblay (1972; 1974), (3-5) Vincent (1985a,b,c)	Bisson (1987), Bouchard (1980, 1986), Chauvin (1977), Hardy (1976), Martineau (1984a), G. Tremblay (1974), Vincent (1977)	Allard (1974), Antevs (1925), Bouchard et Martineau (1984, 1985), Bouchard et al. (1984), DiLabio (1981), Dionne (1974), Hardy (1977, 1982a,b), Hillaire-Marcel et al. (1981), Hillaire-Marcel et Vincent (1980), Ignatius (1958), Lee (1959b, 1960, 1962, 1968), Martineau (1984b), Mawdsley (1936), Norman (1938, 1939), Pichonnet et al. (1984), Shaw (1944), Vincent et Hardy (1977, 1979), Wilson (1938)
<b>Région à l'est de la baie d'Hudson</b>	Allard et Séguin (1985), Hillaire-Marcel (1976)	Allard and G. Tremblay (1983), Andrews et Falconer (1969), Archer (1968), Fairbridge et Hillaire-Marcel (1977), Hillaire-Marcel (1979, 1980), Hillaire-Marcel et Boutray (1975), Hillaire-Marcel et Fairbridge (1978), Hillaire-Marcel et Vincent (1980), Plumet (1974), Portman (1972), Walcott et Craig (1975)
<b>Péninsule d'Ungava</b> (1) Lauriol (1982) <sup>4</sup>	Lauriol (1982), Gray et Lauriol (1985)	Blake (1966), Bouchard et Marcotte (1986), Drummond (1965), Gangloff et al. (1976), Gray et al. (1980), Lauriol et Gray (1983), Lauriol et Gray (1987), Lauriol et al. (1979), Løken (1978), Matthews (1966, 1967), Taylor (1982)
<b>Centre du Nouveau-Québec et ouest du Labrador</b> (57) Guimont and Laverdière (1982) <sup>4</sup> , (7) Henderson (1959) <sup>4</sup> , (6) Hughes (1964) <sup>4</sup>	Henderson (1959), Hughes (1964)	Barr (1969), Derbyshire (1962b), Ives (1959, 1960a,c), Kirby (1961a,b), Richard et al. (1982)

<sup>1</sup> Le numéro entre parenthèses, devant le nom de l'auteur, désigne le numéro apparaissant à la figure 3-38.  
<sup>2</sup> Une référence accompagnée d'un astérisque indique que la carte décrit de grandes formes de relief, et non les dépôts meubles.  
<sup>3</sup> Il existe aussi dans l'ouvrage de Fulton (1986a, b) des cartes de synthèse à l'échelle de 1/500 000.  
<sup>4</sup> Cartes manuscrites préparées pour le "Quaternary Geologic Atlas of the United States" du United States Geological Survey (échelle de 1/1 000 000).



**Figure 3.38.** Carte de localisation pour le sud-est du Bouclier canadien, montrant aussi les régions couvertes par des cartes de formations en surface (énumérées au tableau 3.5) et par les cartes constituant la source des données utilisés à la figure 3.39.

LE QUATERNAIRE DU BOUCLIER CANADIEN



Figure 3.39. Principales constructions glaciaires du sud-est du Bouclier canadien, compilées à partir de toutes les sources d'information disponibles.

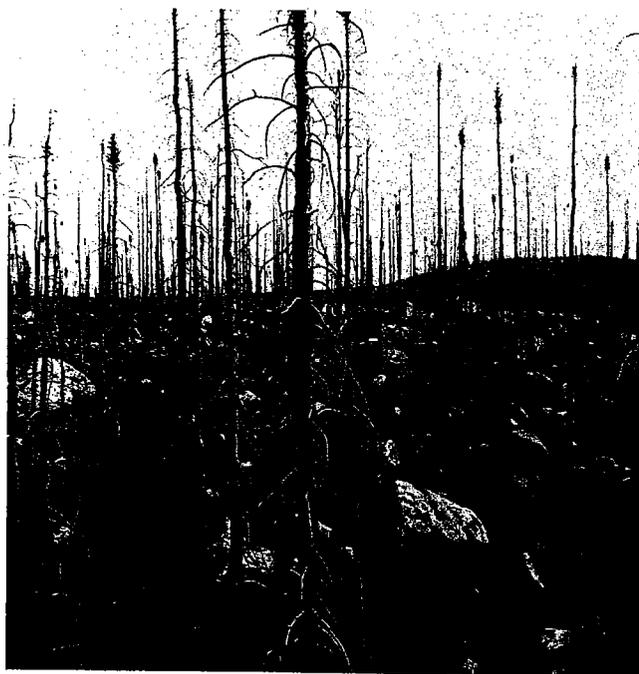


Figure 3.40. Surface de till blocailleux dans le sud-ouest du Labrador. Gracieuseté de R.J. Fulton. 161608.

Durant le Précambrien, il s'est formé au moins une surface d'érosion. Cette surface a ensuite été submergée par les mers du Paléozoïque dans lesquelles se sont déposées d'épaisses séquences sédimentaires. Durant le Mésozoïque et le Cénozoïque, cette couverture sédimentaire a été largement érodée par les eaux courantes, et durant le Quaternaire, les glaciers ont modifié l'ancienne surface d'érosion.

Bostock (1970b) a décrit la région comme étant un vaste plateau onduleux parsemé de lacs. L'altitude du plateau augmente graduellement vers le centre, à partir des basses terres périphériques du bassin du fleuve Saint-Laurent et du littoral de la baie d'Hudson, du détroit d'Hudson et de la mer du Labrador (fig. 3-2). Le relief local est généralement faible, dépassant rarement 100 m, et il comporte des collines isolées émergeant de la surface monotone du plateau. Les terrains exceptionnellement élevés, dépassant 1 000 m d'altitude, se limitent aux régions sommitales des Laurentides et des monts Mealey et Torn-gat. La présence d'escarpements de faille recoupés çà et là par des vallées profondément encaissées dans la partie sud du secteur sud-est du Bouclier, donne un aspect montagneux aux Laurentides. On rencontre les paysages les plus spectaculaires sur le versant atlantique des monts Torn-gat. À cet endroit, l'ancienne surface d'érosion, qui est inclinée vers l'ouest, se termine abruptement en une succession de falaises qui atteignent parfois plus de 1 000 m et sont découpées par des vallées et des fjords.

De nombreux détails de la physiographie moderne du Bouclier canadien résultent de la présence ou de l'absence de dépôts quaternaires (carte des formations en surface au Canada, Commission géologique du Canada, en préparation). De grandes zones des Laurentides et de la péninsule d'Ungava ont une couverture sporadique de matériaux quaternaires (fig. 3-4), tandis que la partie centrale du sud-est du Bouclier porte une épaisse nappe de till modelée en drumlins et moraines côtelées. À proximité des régions

côtières on trouve des sédiments marins ou glaciolacustres subhorizontaux.

L'hydrographie de la partie sud-est du Bouclier est de toute évidence liée à la pente du terrain, et par conséquent rayonne essentiellement à partir des hauteurs de la partie centre sud du Bouclier. Les cours d'eau caractérisés par le débit annuel moyen le plus élevé sont les suivants: le fleuve Saguenay, la rivière des Outaouais et les rivières Nottaway, La Grande, Caniapiscou et Churchill. Le tracé des cours d'eau est généralement contrôlé par les éléments structuraux du Bouclier précambrien, mais parfois localement par les dépôts glaciaires.

## NATURE ET DISTRIBUTION DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

La figure 3-39 indique la distribution des principales formes glaciaires du sud-est du Bouclier canadien. La carte des formations en surface au Canada (Commission géologique du Canada, en préparation) montre la distribution générale des dépôts d'âge quaternaire. On peut trouver dans l'ouvrage de Prest (1968, 1983a) la définition et les descriptions des formes glaciaires mentionnées dans cet article.

### Dépôts glaciaires

#### Tills et formes morainiques

La texture, la structure, la composition et la morphologie des tills de la partie sud-est du Bouclier sont variables. Les tills de cette région, généralement dérivés de roches métamorphiques et de roches ignées, sont sableux, caillouteux (fig. 3-40) et non calcaires. Le till peut dépasser localement 10 m d'épaisseur, mais il est généralement mince, avec une épaisseur moyenne de moins de 2 m. Le till de Cochrane, au sud-est de la baie James, est de granulométrie plus fine, fortement calcaire, et presque exempt de cailloux. Il a été formé par un glacier progressant sur des sédiments glaciolacustres. Un till plus fin, caractérisé par une teneur significative en carbonates (> 5%), est localement dérivé de roches dolomitiques d'âge protérozoïque dans la région du lac Mistassini (DiLabio, 1981) et dans le nord-ouest de la péninsule d'Ungava (Delisle et al., 1984). La figure 3-41 montre la texture de la matrice de tills provenant de divers endroits de la région. Dans la zone oxydée, qui atteint parfois 3 m d'épaisseur, les tills sont de couleur brune à brun jaunâtre, mais ils sont grisâtres dans la zone non oxydée. Dans la région de la fosse du Labrador (fig. 3-3), certains tills ont une coloration rougeâtre, parce qu'ils contiennent de l'hématite. Excepté dans les basses terres situées au sud-est de la baie James et dans les monts Torn-gat, un seul till a été identifié.

Dans la région centrale du Nouveau-Québec, on observe une série graduelle de zones constituées d'ensembles morpho-sédimentologiques créés par la sédimentation glaciaire. Le long d'un transect partant de la baie d'Hudson et allant jusqu'à la ligne de partage glaciaire, les champs de drumlins font place à des champs de moraines côtelées, qui à leur tour passent à des moraines bosselées. Comme l'ont récemment décrit Bouchard et al. (1984) dans la région du lac Mistassini (fig. 3-42), les tills formant des moraines de fond ou des moraines fuselées sont massifs, n'apparaissent que dans les secteurs d'interfluves, et ont été mis en place par les glaces presque à la température de fusion sous pression. Les tills formant les moraines côte-

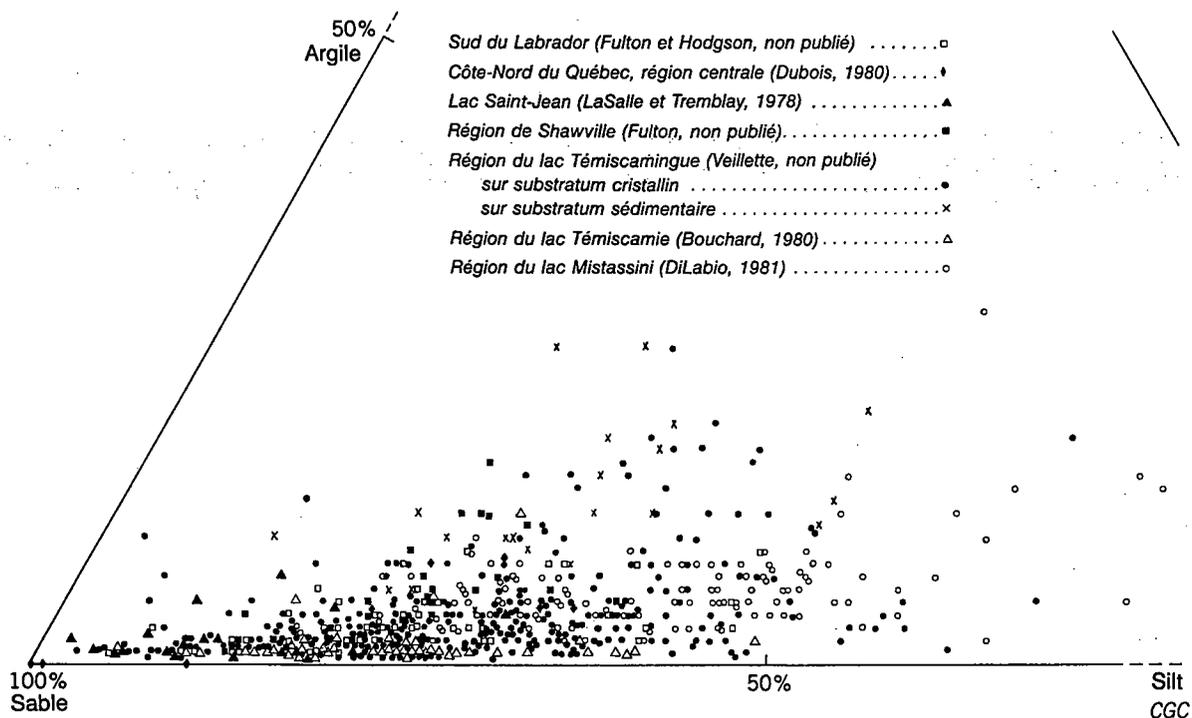


Figure 3.41. Diagramme triangulaire montrant la composition granulométrique de la matrice des tills dans le sud-est du Bouclier canadien.

lées sont généralement stratifiés et sont surtout présents dans les zones basses du paysage, et l'on estime qu'ils ont été formés par des cisaillements dans la glace basale. Finalement, les tills présents dans les régions de moraines bosselées sont massifs, généralement interstratifiés avec des sables et graviers, et se sont sans doute formés sur la marge de glaciers à base froide. Certaines moraines bosselées montrent des linéations glaciaires très nettes, ce qui suggère que leur genèse est davantage liée au cisaillement et à l'écoulement glaciaire qu'à l'ablation marginale des glaciers à base froide. Les clastes contenus dans les tills fuselés ou les moraines côtelées sont surtout d'origine locale, tandis que les clastes présents dans les moraines bosselées proviennent de sources plus lointaines. Il reste à démontrer si les associations morpho-sédimentologiques existant dans la région du lac Mistassini sont représentatives de tous les secteurs.

De grandes étendues de terrain sont recouvertes de till de fond modelé en drumlins (fig. 3-43) ou tapissant le côté abrité de collines rocheuses (crag-and-tail). Dans la région du lac Mistassini, les drumlins ont de 100 à 3 000 m de longueur, de 30 à 600 m de largeur et de 10 à 25 m de hauteur, (Bouchard, 1980). Dans la région de La Grande Rivière, les drumlins ont de 200 à 2 000 m de longueur, de 100 à 400 m de largeur et de 3 à 25 m de hauteur (Vincent, 1977). Il existe un grand nombre de linéaments glaciaires bien développés dans toute la région, sauf dans les terrains accidentés du sud des Laurentides, dans les monts Torngat, et dans la région du retrait final des glaces (fig. 3-39). Lauriol (1982) et Gray et Lauriol (1985) ont montré que dans l'Ungava, le secteur de la ligne de partage glaciaire n'est pas caractérisé par des moraines bosselées, mais par une nappe de till non modelé bordé distalement d'abord par un till mince et discontinu, puis par un till fuselé. La portion

nord de la nappe de till non modelé se compose de versants arrondis, formés par solifluxion, qui contrastent avec les surfaces morainiques fraîches présentes ailleurs. Il s'agit peut-être d'une surface de till résiduel qui n'a été que légèrement modifiée lors de la dernière avancée glaciaire.

Il existe des moraines côtelées (fig. 3-44) et des moraines bosselées (fig. 3-45) surtout là où ont persisté le plus longtemps les Glaces du Labrador (Hughes, 1964; Prest et

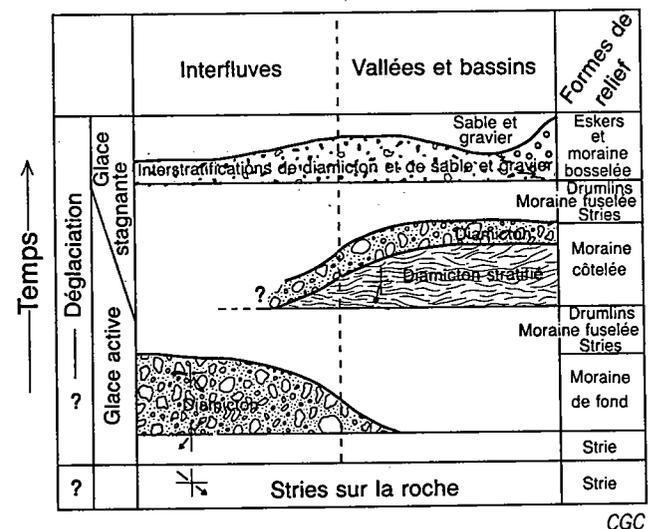


Figure 3.42. Relations entre la topographie, les formes glaciaires et les lithofaciès du till dans la région du lac Albalnel (d'après Bouchard et al., 1984).

al., 1968). Les moraines côtelées ont été décrites plus ou moins en détail par Hughes (1964), Cowan (1968) et Bouchard (1980). Les côtes ont jusqu'à 1600 m de longueur, 200 m de largeur et 27 m de hauteur; généralement, les crêtes de ces côtes sont espacées de 90 à 300 m. Dans de nombreux secteurs, des zones radiales de moraines côtelées alternent avec des zones de drumlins, comme dans le district de Keewatin et au Manitoba (Shilts et al., 1987; ce chapitre, Dyke et Dredge, 1989). Ceci témoigne de la complexité des régimes d'écoulement glaciaire, même sur de petites étendues. Les grandes étendues de moraines bosselées, composées de monticules irréguliers de till de fusion, et de « formes glacio-pressées » telles que des plateaux morainiques, sont surtout communes à l'emplacement des dernières positions de retrait des Glaces du Labrador (fig. 3-45). Il existe aussi dans le sud-est du Labrador une zone de moraines bosselées s'allongeant sur 100 km (Fulton et al., 1981c,e). Aucune étude détaillée n'a été complétée à leur sujet dans le sud-est du Bouclier canadien.

Les moraines de De Geer (fig. 3.46) se limitent aux régions de bas relief où la marge de l'inlandsis en recul était en contact avec des eaux lacustres ou marines. Elles sont remarquablement bien développées et abondantes dans la partie nord-est du bassin du Lac glaciaire Ojibway et dans le bassin de la Mer de Tyrrell. Ces moraines se composent largement de till, et atteignent leur taille et leur alignement optimaux là où l'inlandsis a reculé dans une zone d'eau profonde. Lorsque les moraines se sont formées en eau peu profonde, elles sont plus petites et leur alignement est parfois erratique. Dans la région de La Grande Rivière, les moraines de De Geer ont de 1 à 10 m de hauteur, de 5 à 150 m de largeur et de 50 à 1500 m de longueur. L'espacement entre les crêtes morainiques varie entre 50 et 400 m, mais le plus souvent entre 100 et 200 m, intervalle qui indique sans doute le taux annuel de retrait (Vincent, 1977). À l'est de la baie d'Hudson, Lauriol et Gray (1987) ont aussi mesuré un espacement moyen de 100 à 200 m entre les crêtes morainiques.



Figure 3.43. Champ de drumlins au nord-est de la région du lac Mistassini. Gracieuseté de J.-C. Dionne.



Figure 3.45. Moraine bosselée dans la région située au nord-est du lac Mistassini. Gracieuseté de C. Laverdière.



Figure 3.44. Champ de moraines côtelées au nord-est du lac Mistassini. Gracieuseté de C. Laverdière.



Figure 3.46. Série de moraines de De Geer dans la région au nord de La Grande Rivière et à l'est de la Moraine de Sakami. 204061-M.

LE QUATERNAIRE DU BOUCLIER CANADIEN

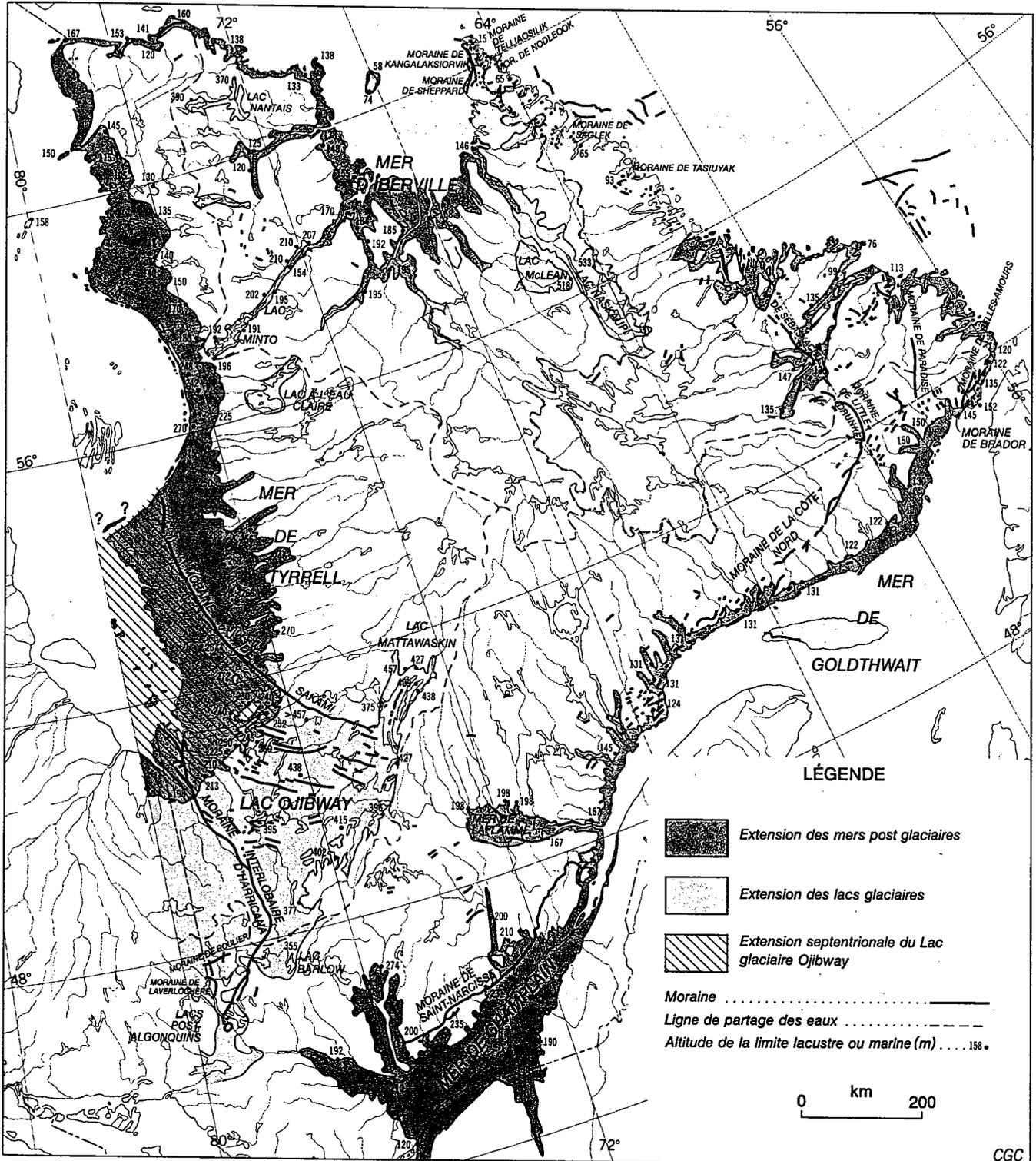


Figure 3.47. Principales moraines frontales et interlobaires du sud-est du Bouclier canadien, et régions inondées par les lacs glaciaires et les eaux marines durant la dernière déglaciation.

### Dépôts fluvioglaciaires

Les dépôts fluvioglaciaires sont très fréquents dans le sud-est du Bouclier canadien. Ils se présentent sous forme de grandes moraines frontales et interlobaires (fig. 3-30, 3-47, 3-48), d'eskers (fig. 3-39), de kames, et d'épandages fluvioglaciaires subaquatiques et subaériens. Les dépôts fluvioglaciaires se composent principalement de sables et graviers stratifiés.

Les moraines frontales de Saint-Narcisse (voir Occhietti, 1989), de la Côte-Nord et de Sakami marquent les principales haltes durant le retrait glaciaire (fig. 3-39, 3-47). Le Système morainique de la Côte-Nord s'étend sur 800 km (lacunes incluses) entre la rivière Manicouagan au Québec et le sud du lac Melville au Labrador (Dubois et Dionne, 1985). Il se compose de crêtes discontinues formées de till et de dépôts juxtaglaciaires, atteignant 4 km de largeur et 50 d'épaisseur (fig. 3-48), accompagnées de deltas-kames et d'épandages proglaciaires sur leur versant distal. La Moraine de Sakami s'étend sur une distance de 630 km entre Kuujuarapik (Great Whale, Poste-de-la-Baleine) sur le littoral sud-est de la baie d'Hudson, et le lac Mistassini (Hillaire-Marcel et al., 1981, Hardy, 1982a). Des crêtes asymétriques de dépôts juxtaglaciaires et proglaciaires, qui parfois atteignent 6 km de largeur et 40 m d'épaisseur, constituent la moraine. La Moraine interlobaire d'Harricana (Hardy, 1977, 1982b; Veillette, 1986a) marque la zone finale de convergence des Glaces du Labrador et des Glaces d'Hudson. On peut la suivre sur 1 000 km entre les îles situées dans l'est de la baie James et le lac Simcoe en Ontario (Veillette, 1986a). La moraine interlobaire se compose d'une série complexe de crêtes qui parfois atteignent 10 km de largeur et 100m de hauteur et qui sont formées de dépôts fluvioglaciaires abondamment parsemés de kettles allongés.

Partout dans la région, excepté dans les monts Tornagat plus accidentés et dans les parties est et centrale des Laurentides, les eskers sont très communs. Ils forment un réseau radial centré sur la zone centrale de partage glaciaire. Un trait caractéristique des eskers est qu'ils traversent la trame du terrain, montant et descendant les collines et crêtes. Là où la glace se retirait au contact de plans d'eau, les eskers se composent d'épandages fluvioglaciaires subaquatiques, et peuvent être enfouis sous d'épaisses séquences de sédiments fins.

Les épandages fluvioglaciaires subaériens sont moins fréquents, les glaces s'étant retirées dans une grande partie de la région, soit au contact des lacs glaciaires, soit au contact de la mer. Il existe des terrasses fluvioglaciaires ou des complexes deltaïques dans quelques grandes vallées, comme les vallées fluviales se drainant vers le sud à partir des hautes terres des Laurentides. Les chenaux fluvioglaciaires sont particulièrement nombreux près du centre final de retrait glaciaire (fig. 3-49); Ives (1959) les a utilisés pour définir les sites de désintégration finale de l'inlandsis.

### Dépôts marins et glaciolacustres

De vastes territoires ont été inondés par des lacs glaciaires et par la mer durant la déglaciation (fig. 3-47). Le Lac glaciaire Ojibway et la Mer de Tyrrell ont été de loin les nappes d'eau les plus vastes.

Des silts et argiles fossilifères généralement massifs se sont déposés en milieu marin distal, tandis que des silts

et argiles varvés se sont déposés dans des lacs glaciaires. Il existe localement des faciès glaciomarins (sédiments délestés par la glace de glacier) mais dans la plupart des endroits, ce sont plutôt des rythmites glaciomarines qui ont été déposées à la base de la suite sédimentaire marine, surtout en milieu proximal ou dans les estuaires. Sur les lignes de rivage des bassins, se sont également accumulés des faciès littoraux formant des plages, des flèches littorales, et d'autres structures du même type. À mesure que les mers ou les lacs se retiraient ou s'asséchaient, sont apparus des faciès littoraux là où les vagues et les courants pouvaient remanier les dépôts glaciaires, en particulier les dépôts juxtaglaciaires. On rencontre par conséquent d'épaisses séquences de sables littoraux, recouvrant les faciès marins distaux, près des moraines et eskers. Les successions de plages soulevées (fig. 3-50) peuvent être spectaculaires, en particulier dans le bassin de la Mer de Tyrrell et à plusieurs endroits le long des côtes du Labrador. Des sédiments estuariens et deltaïques se sont déposés à l'embouchure des fleuves et rivières. Étant donné que les cours d'eau débouchaient dans la mer à des niveaux progressivement plus bas, à mesure que s'effectuait le relèvement isostatique, les dépôts estuariens et deltaïques plus récents et plus grossiers recouvrent en partie les dépôts fins plus anciens. La plupart des sédiments deltaïques les plus anciens et les plus élevés, qui généralement recouvrent des matériaux fins déposés en milieu distal, ont plus tard été entaillés par les cours d'eau; il se présentent donc sous forme de terrasses résiduelles recouvrant des sédiments à grain fin.

### Dépôts éoliens, fluviatiles et organiques

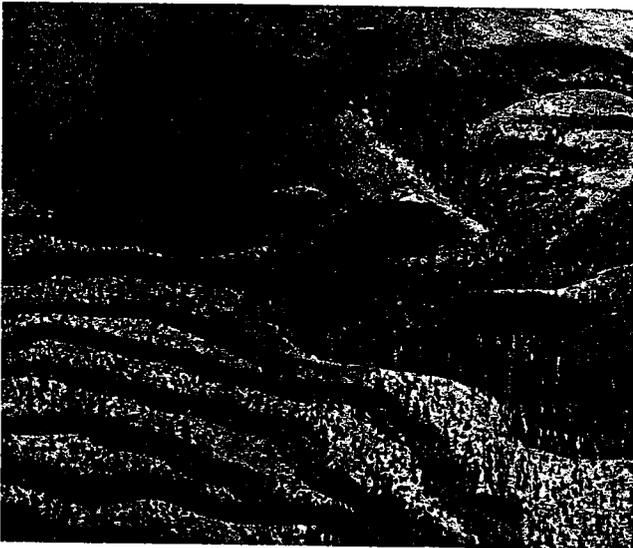
On rencontre des dépôts éoliens dans de petits secteurs où le vent a remanié des sables et silts d'origine fluvioglaciaire, marine ou deltaïque. De vastes champs de dunes surmontent des terrasses fluvioglaciaires et des deltas dans la région du lac Saint-Jean, dans la région de la Côte-Nord, et dans la vallée inférieure de la rivière Churchill (David, 1977); sur des matériaux glaciolacustres remaniés, proches de la Moraine interlobaire d'Harricana (fig. 3-51); et ailleurs localement, sur des sédiments fluvioglaciaires et deltaïques. On rencontre les plus grands champs de dunes au sud de la rivière Harp dans la partie centre est du Labrador.

Les cours d'eau actuels remanient les sédiments plus anciens, principalement glaciaires et marins, et déposent leurs matériaux sur les plaines inondables et dans des deltas lacustres et marins. La plupart des bassins hydrographiques contiennent un grand nombre de lacs qui piègent les sédiments entraînés par les cours d'eau. De ce fait, on rencontre seulement dans la partie aval de certains des grands cours d'eau des plaines inondables d'assez grandes dimensions.

Des dépôts organiques se sont accumulés sur les terrains humides des plaines glaciolacustres et marines et des plaines de till presque sans relief, et dans les dépressions de la surface du socle. Il existe une vaste couverture tourbeuse dans la région adjacente à la baie James, et selon le Groupe de travail national sur les terres humides (1981), les terres humides dans lesquelles s'accumulent des sédiments organiques couvrent plus de 50% de la surface dans une région qui s'étend approximativement sur 250 km vers l'intérieur des terres. Ce même groupe signale aussi une zone de terres humides d'environ 500 km de largeur allant



**Figure 3.48.** Moraine de la Côte-Nord, dans la région de la rivière Natashquan. Gracieuseté de J.-C. Dionne.



**Figure 3.49.** Chenaux fluvioglaciaires à 70 km au nord de Schefferville, près de la zone centrale de retrait des Glaces du Labrador. Gracieuseté de J.D. Ives.



**Figure 3.50.** Succession de plages soulevées de la Mer de Tyrrell dans la région de lac Guillaume-Delisle. Gracieuseté de C. Hillaire-Marcel.

de la baie James à la côte du Labrador. Étant donné que le climat varie du nord au sud, le type de terres humides où s'accumulent des sédiments organiques varie également du nord au sud. Sur la frange méridionale du Bouclier canadien, les terres humides sont principalement des tourbières oligotrophes bombées et des tourbières minéro-trophes étagées. Plus au nord, et dans une grande partie du centre de la région, les dépôts organiques se déposent dans des tourbières bombées, des tourbières plates, des tourbières en forme de bassin et des tourbières en lanières, et dans des tourbières minéro-trophes cordées. Dans la partie nord de la région, les plateaux de tourbe et les tourbières minéro-trophes structurées font place à des terres humides caractérisées par des polygones à centres déprimés ou bombés, contenant des coins de glace et reposant sur le pergélisol. Les palses sont fréquentes dans les tourbières oligotrophes côtières, les tourbières septentrionales et dans les dépressions thermokarstiques, et sont localement nombreuses dans les dépôts organiques riches en glace.

### HISTOIRE DU QUATERNAIRE

Les sédiments de la partie sud-est du Bouclier canadien témoignent principalement des épisodes de déglaciation survenus au Quaternaire supérieur. Des sédiments plus anciens ont été trouvés sur les berges des cours d'eau au sud-est de la baie James et dans la région de Schefferville. On a également signalé des tills anciens en surface dans les monts Torngat et sur les sommets côtiers plus au sud, dans les monts Mealy, et peut-être dans le sud-est du Labrador et le nord de l'Abitibi. La chronologie des épisodes de déglaciation est principalement fondée sur la datation au  $^{14}\text{C}$  de coquilles marines et de sédiments lacustres de base (tableau 3-6). Des noms ont été attribués aux principales moraines, aux lacs glaciaires, aux mers postglaciaires et à certaines zones morphostratigraphiques (zones d'altération), mais peu d'unités lithostratigraphiques ont été soigneusement définies et formellement nommées.

Dans cette section, on examine tout d'abord les quelques informations disponibles relativement aux épisodes précédant le Wisconsinien supérieur. Ensuite les épisodes de déglaciation et leur chronologie sont présentés selon



**Figure 3.51.** Dunes paraboliques délimitant des zones de tourbières oligotrophes sur le flanc est de la Moraine interlobaire d'Harricana, dans la région située à l'est du lac Témiscamingue. Gracieuseté de J.J. Veillette. 203506-C.

une série de sous-régions, et des corrélations sont suggérées (fig. 3-52).

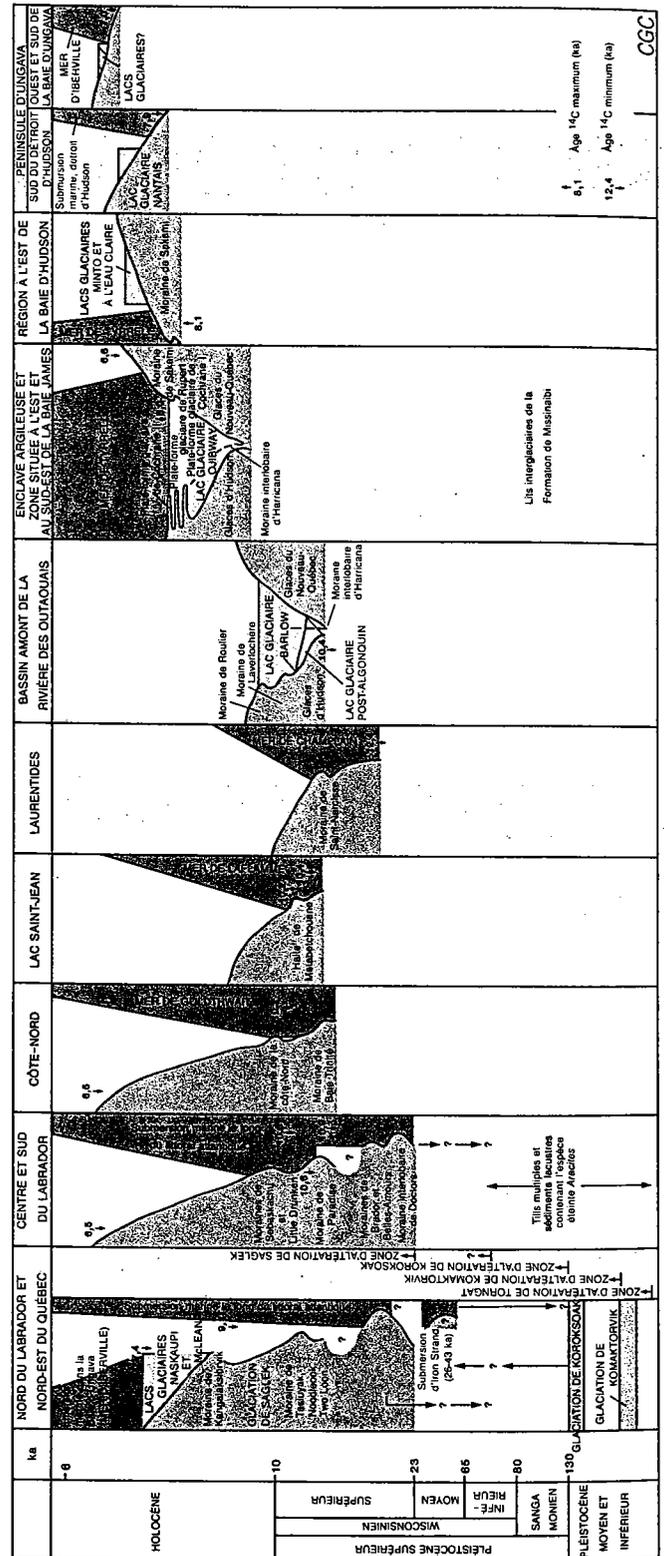
**Épisodes antérieurs au Wisconsinien supérieur**  
**Région au sud-est de la baie James**

On a signalé en huit sites (Hardy, 1982b; Bouchard et al., 1986; fig. 3-31; tableau 3-1) la présence de sédiments témoignant d'épisodes antérieurs au Wisconsinien supérieur. De minces lamines de tourbe sous le till et interstratifiées avec des rythmites argilo-silteuses compactes, sur une épaisseur de 10 m en bordure de la rivière Harricana, ont été datées à >42 000 ans (Y-1165, Stuiver et al., 1963; Prest, 1970). Dans quatre coupes sur les berges du cours inférieur de la rivière Nottaway, des silts compacts contenant des coquilles, des silts argileux contenant du bois, et des rythmites et sables silteux contenant de la matière organique sont recouverts par le till de surface. Près de l'embouchure de la rivière Rupert, dans une carotte de forage, le till surmonte des silts sableux et des silts compacts contenant de la matière organique. Tous ces sédiments appartiennent à des faciès marins ou lacustres semblables à ceux de la Formation (interglaciaire) de Missinaibi, située dans les basses terres de la baie d'Hudson en Ontario (Skinner, 1973; ce chapitre, Dredge et Cowan, 1989). Des sédiments compacts, semblables à ceux décrits plus haut, apparaissent sous les dépôts glaciaires dans une gravière située à 115 km au sud-est de l'embouchure de la rivière Nottaway (50°39'N, 77°34,5'W; Hillaire-Marcel et Vincent, inédit). La localisation et l'altitude (275 m) de ce site suggèrent que l'un ou l'autre plans d'eau documentés par les sédiments de la Formation de Missinaibi a pu se prolonger loin à l'intérieur des terres au Québec. Finalement, au site de la mine Selbaie dans le nord de l'Abitibi, Bouchard et al. (1986) ont signalé la présence de sable, de gravier et de till sous des tills qui sans aucun doute, sont d'âge wisconsinien supérieur.

**Région de Schefferville-Wabush**

Des études récentes réalisées par Klassen et Thompson (1987) et Klassen et al. (1988) ont indiqué qu'il existe dans la région de Wabush plusieurs tills lithologiquement distincts. Dans une coupe, on a pu identifier des sédiments fluvioglaciaires et des sédiments lacustres contenant de la matière organique. On ne connaît pas encore l'importance de ces découvertes, mais il est bien possible que ces dépôts témoignent d'épisodes pré-sangamoniens, puisque l'on a pu identifier dans des sédiments lacustres enfouis sous trois tills nettement différents, des fruits de l'espèce éteinte *Aracites*.

Durant un forage effectué à 25 km au nord-ouest de Schefferville, on a pu récupérer une brindille dans une couche de tourbe recouverte de 18 m de matériaux fluvioglaciaires et de till. Ce fragment de bois a un âge <sup>14</sup>C de 24 250 ± 600 BP (Granberg et Krishnan, 1984). Si cette date est valide, elle témoigne peut-être d'un épisode non glaciaire précédant le Wisconsinien supérieur. Cette découverte est surprenante, puisqu'elle suggère qu'un secteur de la région sud-est du Bouclier, proche du centre de l'Inlandsis laurentidien, a peut-être été déglacé durant le Wisconsinien moyen.



**Figure 3.52.** Corrélation des épisodes du Wisconsinien, dans la région sud-est du Bouclier canadien. Chaque colonne est établie à partir des références contenues dans le texte.

**Monts Torngat et régions côtières adjacentes**

Les matériaux en surface présents sur les sommets des monts Torngat et des hauts reliefs côtiers, aussi loin au sud que le fleuve Fraser, témoignent apparemment d'épisodes glaciaires antérieurs au Wisconsinien et au Wisconsinien supérieur. Les chercheurs sont depuis longtemps en désaccord, les uns estimant que durant le Wisconsinien supérieur, des nunataks existaient sur une grande partie de la région, les autres affirmant que les régions concernées étaient recouvertes par les glaces. Les premiers établissent une corrélation entre les zones d'altération et les différents épisodes glaciaires; les seconds estiment que les zones d'altération sont le résultat d'une déglaciation progressive des régions sommitales durant le Wisconsinien supérieur, et représentent des zones qui se sont formées sous divers régimes thermiques sous-glaciaires, ou qui sont les vestiges de terrains altérés dans des conditions subaériennes, et préservés sous des glaces à base froide. La controverse entre les deux groupes de chercheurs continue, en raison de la nature équivoque des observations de terrain, de l'absence d'un cadre chronologique fiable, et d'une certaine tendance à adapter les faits à la théorie (Ives, 1974; Clark, 1984a). On peut trouver dans les travaux de Ives (1974, 1978), Mayewski et al. (1981, p. 106-108), Brookes (1982), Clark (1984a), Evans (1984) et Evans et Rogerson (1986), un examen détaillé de ces indices équivoques.

Ives (1978), se basant principalement sur ses propres travaux (Ives, 1957, 1958a,b, 1963, 1974, 1975, 1976; Ives et al., 1975) et sur les travaux de Tomlinson (1958, 1963), Wheeler (1958), Løken (1962a,b), Andrews (1963a), et Johnson (1969), a proposé une hypothèse selon laquelle trois épisodes glaciaires régionaux (glaciations d'inlandsis) sont documentés dans les monts Torngat; il appuie sa théorie sur l'existence de zones d'altération nettement définies. Les limites des zones d'altération (ou limites glaciaires, fig. 3-53) sont inclinées vers le large, les glaces étant progressivement plus minces et plus restreintes durant les glaciations successives.

Durant la glaciation la plus ancienne, appelée *Glaciation de Komaktorvik*, toute la partie septentrionale du Labrador, excepté les sommets les plus élevés du centre et du nord des monts Torngat, a été recouverte par les glaciers qui s'étendaient jusque sur la plate-forme continentale. Les nunataks présents durant cette glaciation sont ceux attribués à la Zone d'altération de Torngat, caractérisée par la présence de felsenmeer très développés, de tors et de profondes cavités d'altération, et par l'absence présumée d'erratiques. Les régions atteintes par la Glaciation de Komaktorvik, et non recouvertes ensuite par les glaciers, constituent la Zone d'altération de Komaktorvik. Cette zone ressemble à la Zone d'altération de Torngat, mais on y trouve des erratiques.

Durant la *Glaciation de Koroksoak*, les glaces ont à nouveau recouvert la majeure partie du Labrador et ont gagné la plate-forme continentale, mais les nunataks étaient plus vastes que ceux de la Glaciation de Komaktorvik. Les régions couvertes par les glaces durant la Glaciation de Koroksoak, mais non par la suite, constituent la Zone d'altération de Koroksoak. Dans cette zone, il existe de nombreux indices d'une glaciation, mais le développement des felsenmeer y est limité (phase initiale). Le degré d'altération est intermédiaire entre celui de la Zone d'altération de Komaktorvik mentionnée plus haut, et celui des régions recouvertes par les glaces durant la Glaciation de

Saglek. La limite entre les zones de Koroksoak et de Komaktorvik est généralement bien marquée. Par endroits cependant elle est dissimulée par les processus périglaciaires sur les versants.

Des formes glaciaires abondantes et fraîches caractérisent la région recouverte par la *Glaciation de Saglek*. Durant cette glaciation, les glaces ont présumément atteint la partie externe du littoral adjacent aux monts Torngat, mais seulement jusqu'à l'entrée des fjords. La limite glaciaire de Saglek est marquée par des moraines latérales et frontales d'apparence fraîche (Ives, 1976; Clark, 1984a). Dans la région qui était recouverte par les Glaces de Saglek, il n'y a généralement pas de felsenmeer ni d'autres indices d'une altération avancée. On a localement signalé de petites étendues de terrain fortement altéré, sans doute en raison de la lithologie de ce terrain ou de sa préservation sous les Glaces de Saglek (Gangloff, 1983).

En raison de l'absence d'études détaillées comparant les caractéristiques de l'altération dans chaque zone, et de l'absence d'un cadre chronologique, il est difficile d'attribuer un âge aux diverses glaciations. Andrews (1974) déclare que d'après des comparaisons avec les zones d'altération présentes dans l'île de Baffin, d'après le développement des minéraux argileux et l'augmentation des teneurs en oxydes ferriques, les terrains de Koroksoak et les terrains plus anciens de l'île de Baffin doivent dater au moins du Quaternaire moyen. Même si de nombreux chercheurs, y compris J.D. Ives (Université du Colorado, communication personnelle, 1985) estiment que les Moraines de Saglek ont été édifiées durant le maximum du Wisconsinien supérieur, l'âge absolu de la Glaciation de Saglek reste encore inconnu (Andrews, 1977; Mayewski et al. 1981), mais il est probable que celle-ci remonte au Wisconsinien supérieur. Clark (1984a) a défini le « drift de Two Loon » d'âge wisconsinien supérieur qu'il met en corrélation avec les dépôts de la Glaciation de Saglek. Clark et Josenhans (1985), après avoir étudié les Moraines de Saglek dans leur région type, ont affirmé qu'elles sont d'âge wisconsinien supérieur.

On continue à remettre en question les interprétations qui sont basées sur l'existence de zones d'altération. Gangloff (1983) n'a pas trouvé de différences significatives du point de vue de la texture de la matrice, de la teneur en argile, de la minéralogie, ou de la morphologie de surface des grains de sable quartzueux, entre le till déposé par la Glaciation de Saglek et le felsenmeer de la Zone d'altération de Koroksoak. Gangloff a aussi décrit la présence, dans des fonds de vallées, de tors non détruits par les glaces de la Glaciation de Saglek, et de cavités d'altération et de tafoni naissants formés durant l'Holocène. Il faudrait compléter la cartographie systématique des dépôts glaciaires et des zones d'altération, travail qu'il faudrait accompagner d'études sur l'altération des roches et d'études stratigraphiques, avant de pouvoir interpréter plus clairement la géologie du Quaternaire des monts Torngat.

De récentes études réalisées par Clark (1984a) dans la région d'Iron Strand dans le nord du Labrador, et par Evans (1984), Evans et Rogerson (1986), et par Bell et al. (1987) dans la région du fjord Nachvak nous apportent d'autres précisions sur l'évolution au Quaternaire des monts Torngat. En se basant sur les travaux de cartographie régionale et sur des reconstructions du profil de l'inlandsis, Clark (1984a) et Clark et Josenhans (1986) ont

Tableau 3-6. Datations au <sup>14</sup>C pertinentes dans la région du Bouclier canadien au Québec et au Labrador.

N° de laboratoire	Âge (années BP)	Localité	Références	Matériel	Remarques
Beta-9516	6 600 ± 100	Rivière Laforge, Qué.	P. J. H. Richard (communication personnelle, 1985)	gyttja	Âge minimum "la plus ancienne" de la déglaciation de la région de la rivière Laforge (réservoir LG 4).
Beta-11121	9 800 ± 220	Rivière Déception, Qué.	Gray et Lauriol (1985)	coquilles marines	Avec I-488, âge le plus ancien pour la déglaciation de la côte sud du détroit d'Hudson.
DIC-517	42 730 ± 6680/-9970	Iron Strand, Labrador	Ives (1977) Short (1981)	coquilles marines	Cet âge implique que le site d'Iron Strand témoigne d'un interstade du Wisconsinien moyen.
Gif-424	10 250 ± 350	Metabetchouan, Qué.	LaSalle et Rondot (1967)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation de la région du lac Saint-Jean.
Gif-3770	10 230 ± 180	Rivière-à-la-Chaloupe, Qué.	Dubois (1980)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation de la région à l'ouest de la rivière Romaine, Côte Nord du Québec.
GSC-672	7 970 ± 250	Inlet Sugluk, Qué.	Matthews (1967)	coquilles marines	Valeur fiable "la plus ancienne" de la déglaciation de la côte sud du détroit d'Hudson.
GSC-706	7 430 ± 180	Îles Ottawa, T.N.-O.	Andrews et Falconer (1969) Lowdon et Blake (1968)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation des îles Ottawa, et meilleure approximation de l'âge de la limite marine.
GSC-1337	9 140 ± 200	Rivière Moisie, Qué.	Dredge (1983b) Lowdon et al. (1971)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation, et de l'âge de la Moraine de la Côte Nord du Québec dans la région de la rivière Moisie.
GSC-1533	12 400 ± 160	Charlesbourg, Qué.	LaSalle et al. (1977a) Lowdon et Blake (1973)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation de l'estuaire du Saint-Laurent à l'est de la ville de Québec, et du commencement de l'épisode de la Mer de Champlain.
GSC-1592	6 460 ± 200	Lac Michikamau	Fulton et Hodson (1979) Romanelli et Blake (1973)	tourbe	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation de la région amont de la rivière Churchill.
GSC-1646	12 200 ± 160	Canley, Qué.	Lowdon et Blake (1973)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation de la vallée inférieure de la rivière Gatineau, et de l'incursion de la Mer de Champlain à cet endroit.
GSC-1772	11 900 ± 160	Martindale, Qué.	Romanelli (1975) Lowdon et Blake (1973)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation de la vallée moyenne de la rivière Gatineau, et de l'incursion de la Mer de Champlain à cet endroit.
GSC-2101	10 300 ± 100	Shawinigan, Qué.	Occhiotti (1980)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région comprise entre Montréal et Québec.
GSC-2825	10 900 ± 140	Pinware, Labrador	Grant (1986) Lowdon et Blake (1979)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région au nord du détroit de Belle Isle, et de la Mer de Goldthwait sur la côte nord du Saint-Laurent.
GSC-2946	9 120 ± 480	Détroit d'Hudson	Fillon et Harmes (1982) Lowdon et Blake (1980)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans l'est du détroit d'Hudson.
GSC-2970	7 600 ± 100	Rivière Northwest, Labrador	Lowdon et Blake (1980)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation de l'extrémité ouest du lac Melville.
GSC-3022	10 400 ± 140	Lac Hope Simpson, Labrador	Blake (1982); Engstrom and Hansen (1985)	gyttja	Valeur "la plus ancienne", et probablement fiable, de l'âge minimum de la déglaciation dans la région de la rivière Alexis.
GSC-3067	9 640 ± 170	Lac Moraine, Labrador	Blake (1982) Engstrom and Hansen (1985)	gyttja	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région amont de la rivière St. Paul.
GSC-3094	6 320 ± 180	Lac Delorme, Qué.	Richard et al. (1982) Blake (1982)	gyttja	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région de la ligne de partage glacière, près du lac Caniapiscau, au centre du Nouveau-Québec.
GSC-3241	6 500 ± 100	Border Beacon, Labrador	Blake (1982)	gyttja	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région au nord-est du réservoir Smallwood.
GSC-3460	10 400 ± 200	Rivière Montréal, Ont.	Veillette (1988)	gyttja	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la partie sud de la région du lac Témiscamingue et âge minimum de la Moraine du lac McConnell (partie de la Moraine interlobaire d'Harricana) dans ce secteur.
GSC-3467	10 100 ± 180	Lac Kipawa, Qué.	Veillette (1988)	gyttja	Avec la datation GSC-3460, valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région située immédiatement au sud du lac Témiscamingue.
GSC-3615	6 510 ± 110	Lac Gras, Qué.	King (1985)	gyttja	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région amont de la rivière Moisie.

N° de laboratoire	Âge (années BP)	Localité	Références	Matériel	Remarques
GSC-3644	6 200 ± 100	Lac Starkei, Qué.	King (1985)	gytja	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation du centre de retrait glaciaire (en forme de U ouvert), au nord-ouest du lac Opiscotéo.
GSC-3947	7 130 ± 100	Baie Déception, Qué.	B. Lauriol (communication personnelle, 1986)	coquilles marines	Les coquilles datées proviennent de la région à proximité, et ont été recueillies presque à la même altitude que les autres spécimens recueillis par Matthews (1-488) et dont la datation indiquait un âge de 10 450 ± 250 BP.
GX-5522	11 160 ± 520	Lac Moraine, Labrador	Short (1981)	boue lacustre (faible teneur en matière organique)	Lac situé du côté distal des moraines de Saglék. En même temps que GX-6362, cette datation confirme-t-elle l'existence de zones non englacées dans le nord du Labrador au Wisconsinien supérieur?
GX-6345	10 275 ± 225	Makkovik Harbour, Labrador	Barrie et Piper (1982)	foraminifères dans boues marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région située au nord du lac Melville.
GX-6362	18 210 ± 1900	Lac Square, Labrador	Short (1981) Clark et al. (1986)	boues lacustres (faible teneur en matière organique)	Lac situé du côté distal des moraines de Saglék. En même temps que GX-5522, cette date confirme-t-elle l'existence de zones non englacées dans le nord du Labrador au Wisconsinien supérieur?
GX-8240	34 200 + 2100/-1600	Iron Strand, Labrador	Clark (1984a)	coquilles marines	Cette date signifie que le site d'Iron Strand témoigne d'un interstade du Wisconsinien moyen.
GX-8241	28 200 + 1200/-1000	Iron Strand, Labrador	Clark (1984a)	coquilles marines	Cette date signifie que le site d'Iron Strand témoigne d'un interstade du Wisconsinien moyen.
GX-9293	9 110 ± 470	Anse Shoal, Labrador	Clark (1984a)	coquilles marines	En même temps que L-642 et TO-305, valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation sur le littoral du Labrador à l'est des monts Torngat.
I-488	10 450 ± 250	Baie Déception, Qué.	Matthews (1967)	coquilles marines	Âge le plus vieux obtenu sur des coquilles, relativement à la déglaciation du littoral sud du détroit d'Hudson, mais probablement éronné (voir GSC-3947).
I-5922	10 400 ± 150	Sacré-Coeur-de-Saguenay, Qué.	Dionne (1977)	coquilles marines	Âge le plus vieux relativement à la déglaciation de l'embouchure du Saguenay. Âge le plus vieux obtenu pour la Mer de L'Atlantique.
I-8363	8 230 ± 135	Kuujuarapik, Qué.	Hillaire-Marcel (1976)	concrétion calcaire	Âge maximum de l'édification de la Moraine de Sakami, et de l'incursion de la Mer de Tyrrell à l'est de la baie d'Hudson.
I-9632	6 990 ± 150	Baie Payne, Qué.	Gray et al. (1980)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation du sud-ouest de la baie d'Ungava, et de l'incursion de la Mer d'Iberville.
L-642	9 000 ± 200	Détroit d'Eclipse, Labrador	Løken (1962b)	coquilles marines	En même temps que GX-9293 et TO-305, valeur "la plus ancienne" de la déglaciation sur le littoral du Labrador à l'est des monts Torngat.
QU-122	7 880 ± 160	La Grande rivière, Qué.	Hardy (1976)	coquilles marines	Âge maximum de la vidange du Lac Ojibway, et valeur la plus ancienne de l'âge minimum de l'édification de la Moraine de Sakami et de l'incursion de la Mer de Tyrrell.
QU-574	9 970 ± 130	Rivière des Anglais, Qué.	Dubois (1980)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région de la rivière Manicouagan.
SI-1737	10 240 ± 1240	Île Saint-John, Labrador	Jordan (1975)	gytja	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région de l'est du lac Melville.
SI-1959	6 815 ± 125	Lac Pyramid Hills, Qué.	Short (1981)	boues lacustres	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation de la région située au sud-est de la baie d'Ungava.
SI-3139	10 550 ± 290	Rivière Eagle, Labrador	Lamb (1980)	gytja	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région au sud des monts Mealy, et de l'édification de la Moraine de Paradise.
SI-4131	34 360 ± 850	Iron Strand, Labrador	Ives (1977)	coquilles marines	Cette date signifie que le site d'Iron Strand témoigne d'un interstade du Wisconsinien moyen.
TO-200	7 970 ± 90	Partie centrale du lac Melville, Labrador	Short (1981) Vilks et al. (1987)	coquilles marines	Valeur fiable "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région centrale du lac Melville.
TO-305	9 830 ± 70	Fjord Nachvak, Labrador	R.J. Rogerson (communication personnelle, 1986)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation sur la côte du Labrador à l'est des monts Torngat.
UQ-547	6 700 ± 100	Rivière Nastapoca, Qué.	Allard and Séguin (1985)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région du détroit de Nastapoca.
Y-1165	> 42 000	Rivière Harricana, Qué.	Stuiver et al. (1963)	tourbe	Âge minimum des sédiments de la Formation de Missinabi dans les basses terres de la baie James au Québec.

identifié deux avancées glaciaires. La plus ancienne, qu'ils ont corrélée à la Glaciation de Koroksoak définie par Ives (1978), a déposé les sédiments glaciaires d'Iron Strand, laissé des nunataks dans les monts Torngat, et progressé jusque sur le banc de Saglek. L'avancée la plus récente, qu'ils ont corrélée à la Glaciation de Saglek définie par Ives (1978), a déposé le « drift de Two Loon », laissé de vastes zones libres de glaces, et selon ces auteurs, s'est étendue jusqu'au rebord de la plate-forme continentale en traversant les dépressions de cette plate-forme (Clark et Josenhans, 1986). Clark (1984b) a estimé que la surface glaciaire, vis-à-vis la ligne de partage des eaux, se situait à 818 m d'altitude à l'ouest du fjord Kangalaksiorvik et à 606 m d'altitude à l'ouest du détroit d'Eclipse.

À Iron Strand, dans une région où, à notre connaissance le terrain a été recouvert par les glaces qui ont déposé le « drift d'Iron Strand », mais pas par des glaces plus récentes, des sables argileux massifs d'origine marine sont surmontés d'un till silto-sableux ou d'un diamicton glaciomarin contenant des coquilles marines remaniées, cette unité étant à son tour surmontée par des sables marins littoraux et fossilifères. Au sud de ce site, un sol plus épais que celui formé durant l'Holocène recouvre des lits similaires. Des coquilles provenant du diamicton ont été datées à  $34\ 200 \pm 2\ 100$  /  $-1\ 600$  BP (GX-8240); des coquilles probablement in situ dans les sables marins sus-jacents, ont été datées à  $28\ 200 \pm 1\ 200$  /  $-1\ 000$  BP (GX-8241); et des coquilles recueillies dans des colluvions provenant des mêmes falaises ont été datées à  $42\ 730 \pm 6\ 680$  /  $-9970$  BP (DIC-517)

et à  $34\ 360 \pm 850$  BP (SI-4131; voir Ives, 1977; Short, 1981). D'après ces datations, le diamicton témoigne d'une avancée des glaces continentales jusqu'à la mer, avant le Wisconsinien supérieur. En se basant sur les datations au  $^{14}\text{C}$  et sur les rapports d'acides aminés, Clark (1984a) a provisoirement corrélé le drift d'Iron Strand avec le Membre de Loks Land de la Formation de Clyde Foreland de l'île de Baffin, et a suggéré que ces sédiments glaciaires correspondaient à un épisode situé entre 100 ka et 30 ka. Selon Andrews et Miller (1984), les dépôts fossilifères d'Iron Strand correspondraient à un intervalle non glaciaire d'âge wisconsinien moyen puisque ces coquilles sont caractérisées par des taux de racémisation des acides aminés nettement inférieurs aux taux typiques de l'Aminozone de Kogalu, qui est peut-être d'âge sangamonien (ce chapitre, Andrews, 1989). Si l'on admet que les limites de la datation par la méthode du  $^{14}\text{C}$  sont dépassées, comme c'est habituellement le cas pour les coquilles datant de cette époque, les sédiments glaciaires d'Iron Strand pourraient bien être plus anciens que le Wisconsinien moyen. Malgré le problème des âges absolus, on peut, d'après la stratigraphie de la région d'Iron Strand et les âges minimums obtenus, confirmer la validité du cadre stratigraphique quaternaire basé sur les zones d'altération, et la validité de l'hypothèse selon laquelle des parties du littoral nord du Labrador n'ont pas été englacées pendant tout le Wisconsinien supérieur (Ives, 1977).

En se basant sur des travaux cartographiques détaillés, Evans (1984), Evans et Rogerson (1986), Rogerson et

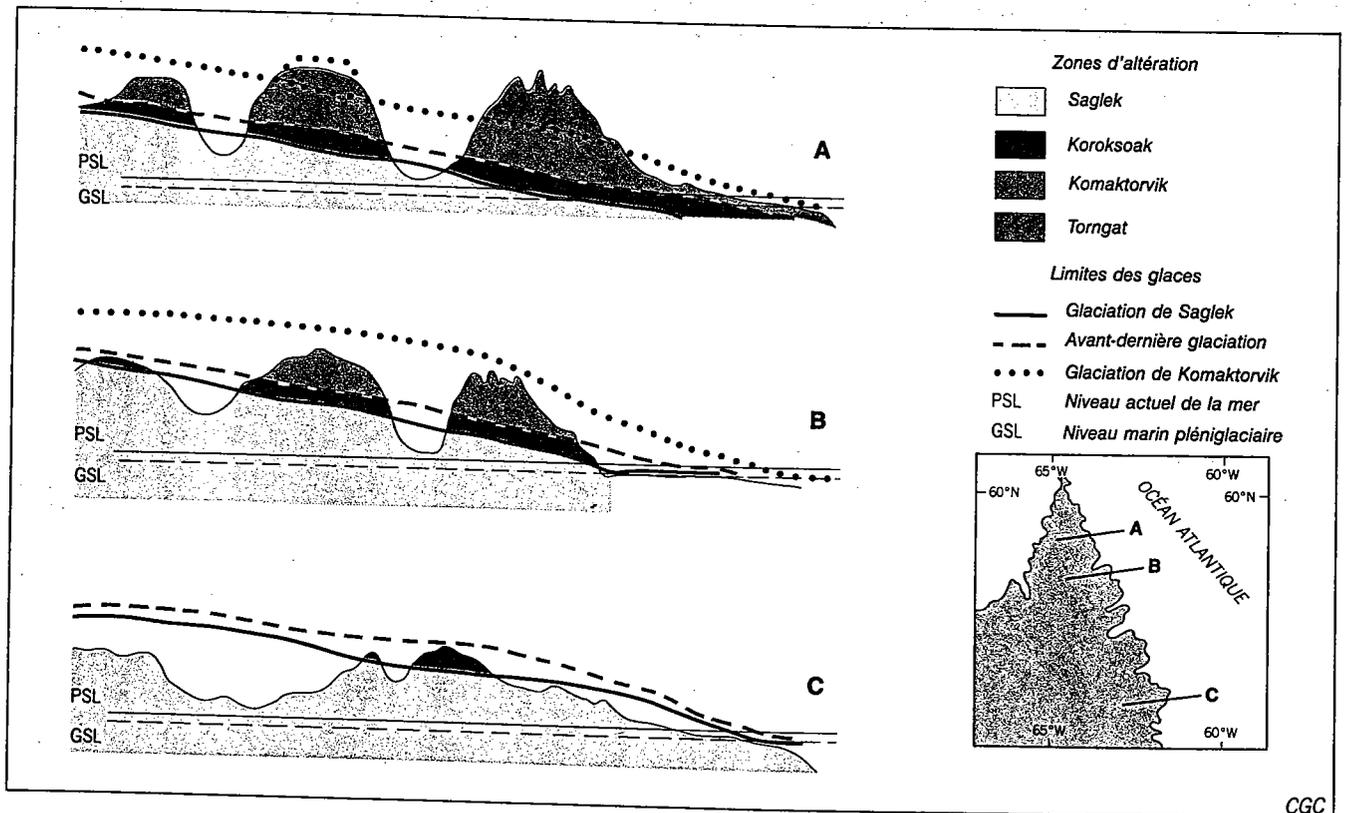


Figure 3.53. Coupes tracées perpendiculairement à la direction générale de la marge de l'Inlandisid laurentidien, montrant les profils de la surface glaciaire et les zones d'altération dans les hautes terres septentrionales et centrales du Labrador. L'encart montre la localisation de A, B, et C (d'après Ives, 1978).

Bell (1986), et Bell et al. (1987) ont identifié deux avancées des glaces laurentidiennes dans la région du fjord Nachvak. La phase d'Ivitak, définie par ces auteurs, est la plus ancienne et la plus étendue; il y avait alors des nunataks, mais les glaces ont avancé jusque sur la plate-forme. Comme dans la région d'Iron Strand, quatre datations au  $^{14}\text{C}$ , sur des coquilles provenant d'un diamicton glaciomarin permettent de placer la phase d'Ivitak dans l'intervalle du Wisconsinien moyen (Bell et al., 1987). La phase suivante de Nachvak a eu une extension moindre: les glaces n'ont gagné que les embouchures des fjords, et leur limite est marquée à l'ouest de l'extrémité amont du fjord Nachvak par la Moraine de Tinutaruik. D'après les études pédogénétiques et les âges  $^{14}\text{C}$  les plus vieux, les chercheurs ont estimé que les sédiments déposés durant la glaciation de la phase d'Ivitak sont plus anciens que 40 ka et ont un âge équivalent à celui du drift d'Iron Strand défini par Clark (1984a). Ils ont aussi préconisé que la phase plus récente de Nachvak a un âge équivalent à celui de la Glaciation de Saglek. Même si ces corrélations n'ont qu'un caractère provisoire, ces études confirment aussi que des parties du Labrador septentrional n'ont pas été englacées au moins durant le Wisconsinien supérieur, et que les glaces n'ont peut-être pas gagné la plate-forme du Labrador à cette époque.

Il est possible qu'un âge  $^{14}\text{C}$  de  $18\,210 \pm 1\,900$  BP (GX-6362) sur des sédiments organiques à la base d'une carotte provenant d'un lac de barrage glaciaire formé par les Moraines de Saglek sur leur versant distal, appuie aussi l'hypothèse relative à l'existence de zones libres de glaces durant le Wisconsinien supérieur (Short, 1981; Clark et al., 1986). Toutefois, la teneur en matière organique des carottes soumises à la datation étant très faible (< 0,1% de matière organique totale), on peut contester la précision de cette datation (voir les commentaires présentés par Short, 1981). Quoi qu'il en soit, ces dates permettent probablement d'attribuer un âge maximum aux Moraines de Saglek (Clark et al., 1986). Une autre datation ( $11\,160 \pm 520$  BP; GX-5522) permet d'estimer l'âge du retrait du front glaciaire à partir des Moraines de Saglek, mais cet âge pourrait aussi être surestimé.

### **Monts Mealy et sud-est du Labrador**

Selon divers chercheurs (Gray, 1969, 1969; Rogerson, 1977; Fulton et Hodgson, 1979), les sommets des monts Mealy n'ont pas été recouverts par les glaces du Wisconsinien supérieur; Fulton et Hodgson (1979) ont suggéré que la Moraine de Paradise (fig. 3-47) marquait la limite glaciaire du Wisconsinien supérieur. On distingue de nettes différences dans l'aspect des terrains séparés par ce système morainique. Des âges  $^{14}\text{C}$  allant jusqu'à 21 ka ont été obtenus sur des sédiments lacustres prélevés par carottage à proximité de la rivière Alexis par H.E. Wright, Jr. (Université du Minnesota, communication personnelle, 1979) et sur d'autres sédiments prélevés par carottage dans le fond du lac Melville (Vilks et Mudie, 1978) ce qui semble confirmer l'hypothèse selon laquelle aurait existé une région non englacée pendant le Wisconsinien supérieur dans le sud-est du Labrador. On peut toutefois contester la fiabilité des datations, puisque celles obtenues sur les échantillons prélevés au large des côtes ont été effectuées sur la fraction organique totale (Fillon et al., 1981), et que la contamination par du carbone plus ancien pour-

rait expliquer l'âge élevé des gyttjas échantillonnés sur la terre ferme.

### **Accumulation et limites des glaces durant le Wisconsinien supérieur**

Toute la partie sud-est du Bouclier canadien, excepté certains nunataks présents dans le nord du Labrador, et peut-être aussi les sommets des monts Mealy et la région située au-delà de la Moraine de Paradise, a été recouverte par les glaces du Secteur du Labrador de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien supérieur. Dans cette section, on commente les rares indices relatifs à l'englaciation et les difficultés à définir la limite glaciaire sur le littoral atlantique.

On convient généralement du fait que durant le Wisconsinien supérieur (ou beaucoup plus tôt?), le développement initial du Secteur du Labrador de l'Inlandsis laurentidien a eu lieu dans les hautes terres de l'intérieur, et que l'écoulement des glaces était radial jusqu'aux limites glaciaires de la plate-forme du Labrador et du golfe du Saint-Laurent et jusqu'aux zones de confluence avec les masses glaciaires adjacentes à l'ouest et au nord. Dans deux régions du sud-est du Bouclier canadien, des indicateurs d'écoulements glaciaire témoignent de déplacements autres que ceux censés avoir eu lieu pendant la dernière phase d'écoulement. On ne sait pas si ces écoulements sont liés aux centres de dispersion glaciaire du Wisconsinien supérieur, ou s'ils sont plus anciens.

Selon Klassen (1983a, 1984) et Klassen et Bolduc (1984), il aurait existé dans le sud du Labrador un centre de dispersion entre la rivière Churchill et le golfe du Saint-Laurent. Cette hypothèse est basée sur l'existence de stries indiquant un écoulement vers le nord et le nord-nord-est dans la région située au nord du lac Melville et dans la région amont de la rivière Churchill. Ces stries sont plus anciennes que l'écoulement glaciaire régional qui s'effectuait vers le nord-est, vers l'est et le sud-est durant le Wisconsinien supérieur. On ne connaît pas l'âge de ce centre de dispersion glaciaire, mais il pourrait être aussi récent que le «début» du Wisconsinien supérieur. Occhietti (1982) affirme qu'il devait y avoir pendant le Wisconsinien inférieur un centre d'englaciation dans les hautes terres laurentiennes centrales afin d'expliquer la stratigraphie quaternaire des basses terres du Saint-Laurent, et Quinlan et Beaumont (1982) ont indépendamment suggéré, en se basant sur les données concernant les niveaux marins dans les provinces atlantiques du Canada, qu'il a dû exister un grand dôme glaciaire dans ce même secteur au début du Wisconsinien supérieur. Les observations de Klassen et Bolduc pourraient être la preuve concrète des suggestions d'Occhietti et de Quinlan et Beaumont. Plus au nord dans la région de Schefferville, Klassen et Thompson (1987) ont récemment identifié cinq phases distinctes d'écoulement glaciaire, et ces phases ne peuvent être expliquées que par l'existence de centres de dispersion différents ou par d'importants déplacements de ces centres. Étant donné, selon Klassen et Thompson (1987, p. 65), « que les marques d'écoulement glaciaire visibles à la surface des affleurements ne montrent pas d'altération différentielle, les phases (...) ont dû se manifester durant une période d'englacement continu, et représentent peut-être des changements survenus pendant un ou plusieurs stades de la glaciation wisconsinienne ».

En Abitibi, dans la région du lac Témiscamingue et les régions adjacentes de l'ouest du Québec, les stries et le transport des débris glaciaires indiquent que le glacier qui s'écoulait vers le sud-ouest à partir du Nouveau-Québec, s'est étendu à l'ouest de la Moraine interlobaire d'Harricana (le dépôt qui marque le contact final entre les Glaces du Labrador et les Glaces d'Hudson; Chauvin, 1977, p. 16; Kish et al., 1979, p. 8, Veillette, 1982, 1986a). On ne connaît pas l'âge de cet épisode. Certains faits indiquent aussi qu'à un moment donné, les glaces qui s'écoulaient vers le sud-est depuis la baie James s'étendaient au moins sur 20 km à l'est de la Moraine d'Harricana dans la région comprise entre la rivière Harricana et la rivière Nottaway (L. Hardy, Poly-Géo. Inc., Longueuil, Québec, communication personnelle, 1985). Dans la région située à l'est de la baie James, l'hypothèse de Lee (1959b) selon laquelle les glaces se seraient déplacées vers l'est a plus tard été rejetée par Dionne (1974), qui a attribué la présence de blocs erratiques en provenance de l'ouest, notée par Lee, au transport glaciaire. Dans la péninsule d'Ungava, Bouchard et Marcotte (1986) n'ont pas trouvé de preuves d'un écoulement glaciaire vers l'est à partir de la baie d'Hudson. Beaucoup plus loin à l'intérieur des terres, dans la région du lac Mistassini, Martineau (1984b), Prichonnet et al. (1984), et Bouchard et Martineau (1985) ont décrit en détail un écoulement glaciaire vers le sud-est, qui a précédé l'écoulement glaciaire régional vers le sud-ouest en provenance du Nouveau-Québec, dont témoignent les terrains de part et d'autre de la Moraine d'Harricana. Pour l'instant, il est impossible de préciser quelles directions d'écou-

lement concordent avec le maximum du Wisconsinien supérieur, et quelles directions pourraient être plus anciennes. Quoi qu'il en soit, à un moment donné avant la déglaciation finale, les glaces de la partie centrale du Nouveau-Québec ont entraîné des matériaux à l'ouest de la Moraine interlobaire d'Harricana, tandis que les glaces issues d'un centre de dispersion situé à l'ouest de la côte est de la baie James se sont écoulées vers le sud-est jusqu'au lac Mistassini. Puisqu'il y a dans l'estuaire moyen du Saint-Laurent des dolomies stromatolitiques en provenance de la région du lac Mistassini et du lac Albanel (Dionne, 1986), il est possible que les écoulements glaciaires vers le sud-est aient eu une extension encore plus grande.

On ne connaît pas avec certitude l'extension des glaces laurentiennes sur le littoral atlantique du Labrador durant le Wisconsinien supérieur, et cette limite fait l'objet de plusieurs controverses (fig. 3-54). Les premiers chercheurs, comme Bell (1884), Daly (1902) et Coleman (1921), ont suggéré que certaines parties du nord-est et du sud-est du Labrador n'ont pas été englacées, mais jusqu'à une date récente, les chercheurs, tel que par exemple Flint (1957) et Prest (1969), étaient généralement favorables à l'hypothèse selon laquelle l'inlandsis du Wisconsinien supérieur se serait avancé loin au large des côtes (fig. 3-54). En s'appuyant sur la notion de zones d'altération, on a récemment démontré que des régions de l'est du Labrador avaient échappé à la glaciation du Wisconsinien supérieur (Ives, 1960a, 1978; Hughes et al., 1981; fig. 3-54). En se basant en partie sur la position de la Moraine de Paradise

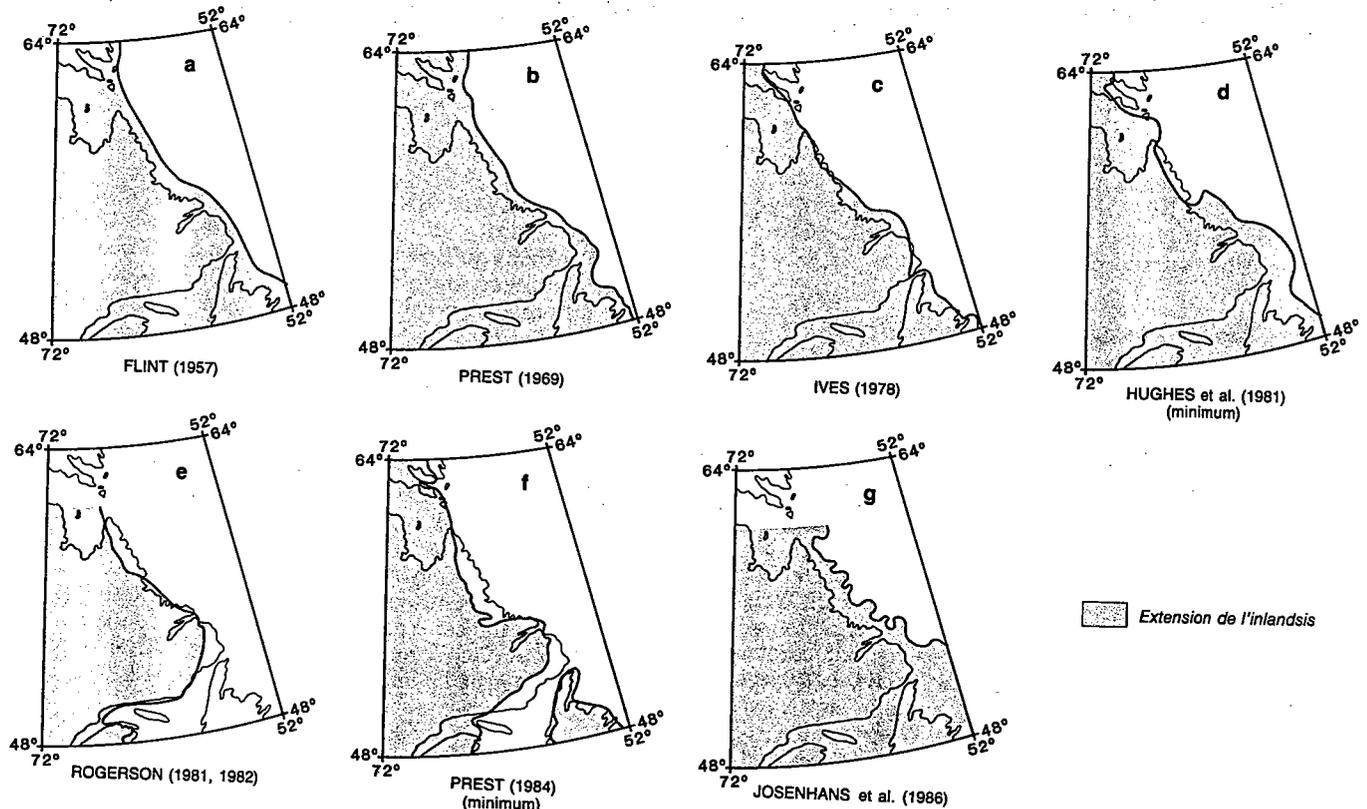


Figure 3.54. Limites hypothétiques de l'Inlandsis laurentien au Wisconsinien supérieur sur le littoral atlantique du Labrador, selon divers auteurs.

qui, selon Fulton et Hogdson (1979), pourrait marquer la limite des glaces du Wisconsinien supérieur dans la partie sud-est du Labrador, et les résultats d'études des sédiments marins au large, Vilks et Mudie (1978), Rogerson (1981, 1982), et Prest (1984) ont montré des zones non englacées relativement vastes sur la terre ferme (fig. 3-54). Finalement, ayant cartographié une nappe distinctive de till déposé au large, qui daterait du début du Wisconsinien supérieur d'après les datations au  $^{14}\text{C}$  de la matière organique totale (les dates fournies paraissent exagérément anciennes à Fillon et al., 1981), Josenhans et al. (1986) et Clark et Josenhans (1986) ont réaffirmé que les glaces du Wisconsinien supérieur s'étendaient bien au large des côtes sur la plate-forme continentale (fig. 3-54). Selon eux, les glaciers émissaires situés dans les monts Torngat auraient en fait progressé sur la plate-forme, puis fusionné, et déposé une nappe de till.

Aucun des modèles décrits à la figure 3-54 ne peut être encore validé, mais pour l'instant, la meilleure interprétation est celle selon laquelle certaines régions du nord du Labrador, les régions sommitales des monts Mealy, et peut-être les régions distales par rapport à la Moraine de Paradise n'ont pas été recouvertes par les glaces du Wisconsinien supérieur, et les glaces qui couvraient le reste de la masse continentale se sont avancées sur la plate-forme. Tant que (1) n'auront pas été cartographiées en détail et intégralement les limites glaciaires et les zones d'altération, (2) que n'auront pas été entreprises des études approfondies, comme l'île de Baffin, qui permettent de détailler les différences relatives entre toutes les zones d'altérations, et (3) que n'auront pas été entreprises des études stratigraphiques accompagnées de datations radiométriques sûres, l'emplacement de la limite du Wisconsinien supérieur restera contesté.

### Historique de la déglaciation

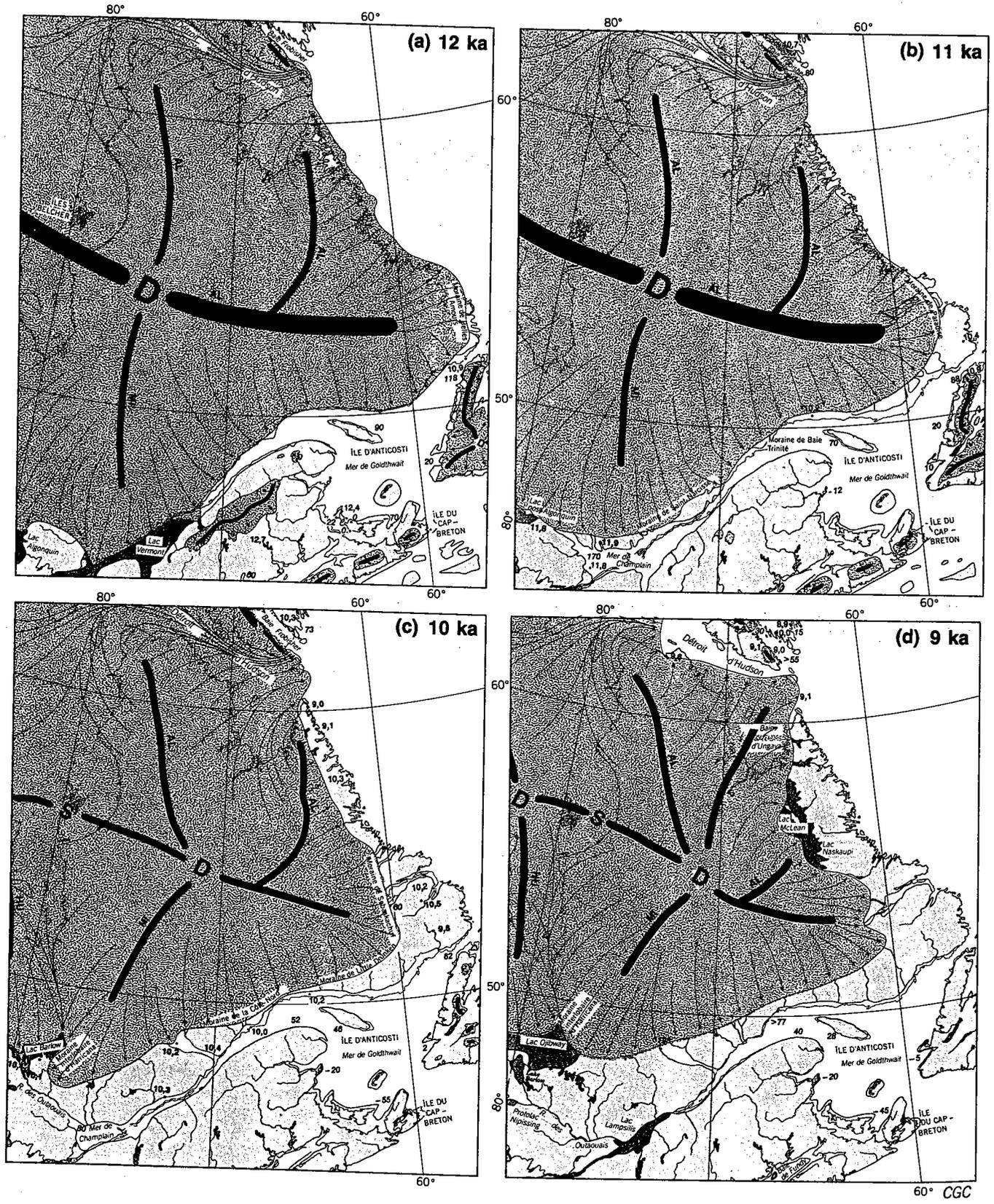
Les glaces se sont initialement retirées dans l'eau (fig. 3-47), et cela sur toute la périphérie de la partie sud-est du Bouclier canadien. Cette situation a grandement influencé le style de la déglaciation. Une série de cartes paléogéographiques (fig. 3-55) illustre la couverture glaciaire et la localisation des principales moraines, des principaux lacs glaciaires et des mers postglaciaires pendant la période allant de 12 à 7 ka. La figure 3-52 est un essai de corrélation provisoire des épisodes survenus dans chacune des régions étudiées, et l'on s'y référera dans les discussions qui suivent.

### Nord du Labrador et nord-est du Nouveau-Québec

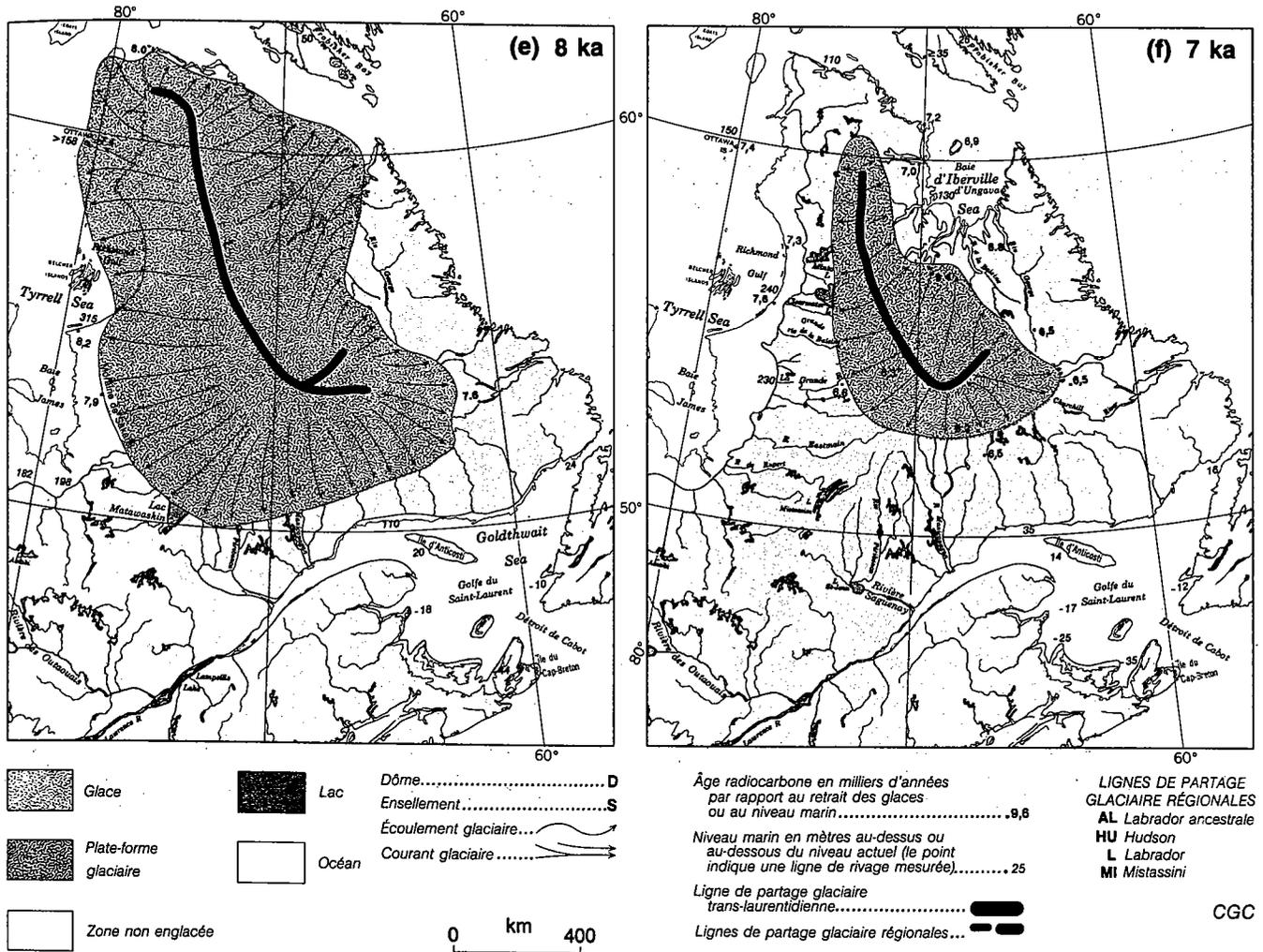
Durant le Wisconsinien supérieur, les glaces du Secteur du Labrador ont progressé dans une direction est-nord-est à partir du centre du Nouveau-Québec, et dans une direction est à partir de la baie d'Ungava (Ives, 1957, 1958a; Løken, 1962a) jusqu'à la plate-forme du Labrador, traversant le nord-est du Nouveau-Québec et le nord du Labrador (Glaciation de Saglek dans les monts Torngat; Andrews, 1963a). Les hauts sommets côtiers au nord à partir de la rivière Fraser, une grande partie des monts Torngat plus au nord, et les promontoires côtiers adjacents n'étaient pas recouverts par les glaces. Clark (1984a; fig. 3-56) a récemment montré que des glaces provenant de l'ouest avaient traversé les monts Torngat sous forme de glaciers émissaires atteignant l'embouchure des fjords, mais qu'elles

n'avaient pas surmonté de grandes régions de nunataks, incluant la zone de Koroksoak et les zones d'altération plus élevées. La limite supérieure de l'extension glaciaire au Wisconsinien supérieur est décrite en détail dans plusieurs études locales; toutefois, excepté Andrews (1963a), Clark (1984a), Evans (1984) et Evans et Rogerson (1986), les chercheurs n'ont pas essayé de cartographier précisément la limite de la couverture glaciaire. Généralement, la limite supérieure atteinte au cours de la Glaciation de Saglek s'incline non seulement à partir de la ligne de partage glaciaire vers l'océan, mais aussi vers le nord. Dans la région située entre la rivière Fraser et la baie Okak, les glaces ont atteint une altitude maximum d'environ 700 m (Andrews, 1963a). Le mont Thoresby et le pic Man O'War sont les nunataks les plus méridionaux (Andrews, 1963a; Johnson, 1969). Dans le fjord Saglek, la limite est de 615 m (Smith, 1969); dans la région de la baie Ryans, Clark (1984a) a indiqué que les glaces traversant les monts Torngat ne dépassaient pas 800 m vis-à-vis la ligne de partage des eaux. Sur les sommets dépassant la limite de la Glaciation de Saglek, se trouvaient de petits glaciers de cirques ou de petites calottes glaciaires locales qui étaient indépendantes de l'Inlandis laurentidien (fig. 3-56); Ives, 1960a; Løken, 1962a, Evans, 1984; Clark, 1984a); Evans et Rogerson, 1986; Bell et al., 1987). L'extension glaciaire réelle sur la plate-forme continentale a fait l'objet de plusieurs controverses. Les études initiales réalisées par Clark (1984) et celles d'Evans (1984), d'Evans et Rogerson (1986), et de Rogerson et Bell (1986) ont indiqué que les glaces du Wisconsinien supérieur ne s'étendaient que jusqu'à l'embouchure des fjords. Par contre, selon d'autres études, ainsi qu'il a été mentionné plus haut (Josenhans et al., 1986; Clark et Josenhans, 1986), les mêmes glaces se seraient étendues loin au large jusqu'à proximité du rebord de la plate-forme continentale.

Dans les régions côtières accidentées, les épisodes de déglaciation sont complexes et ont été étudiés dans divers secteurs, en particulier par Ives (1958a, 1960a), Løken (1962b, 1964), Tomlinson (1963), Andrews (1963a), Johnson (1969), Clark (1984a), Evans (1984), et Evans et Rogerson (1986). À la limite atteinte par les glaciers du Wisconsinien supérieur, se sont édifiés de vastes systèmes de moraines latérales et de complexes de kame (Moraines de Saglek, définies par Ives, 1976; fig. 3-52). Plusieurs moraines frontales et latérales marquent les positions de haltes ou de réavancées locales du front glaciaire durant le retrait des glaciers à partir des moraines de Saglek vers une masse de glace située à l'ouest du bassin versant de la région atlantique (fig. 3-47). Des exemples notables en sont les Moraines de Tasiuyak dans la région de la rivière Fraser et de la baie Okak (Andrews, 1963a), et les moraines bien corrélées de Noodleok, Two Loon et Kangalaksiorvik (=Sheppard) définies par Løken (1962b, 1964) dans la péninsule de Torngat. Selon Andrews (1977), les Moraines de Kangalaksiorvik, qui s'étendent de l'île Killinek à la baie Ryans, pourraient être corrélatives des moraines d'âge Cockburn ailleurs dans les régions arctiques du Canada (Andrews et Ives, 1978). J.D. Ives (Université du Colorado, communication personnelle, 1985) a noté l'existence d'indicateurs d'écoulements glaciaire entre le sud-ouest des monts Torngat et le cours inférieur de la rivière George, et le long de la côte est de la baie d'Ungava, qui montrent clairement une inversion tardive de l'écoulement glaciaire vers la baie d'Ungava. Il a interprété cette inversion comme résultant du développement, dans le nord



LE QUATERNAIRE DU BOUCLIER CANADIEN



**Figure 3.55.** Cartes paléogéographiques de la région sud-est du Bouclier canadien montrant la couverture glaciaire, les grandes moraines frontales, les principaux lacs proglaciaires et les mers postglaciaires aux dates suivantes: (a) 12 ka, (b) 11 ka, (c) 10 ka, (d) 9 ka, (e) 8 ka et (f) 7 ka.

de la baie d'Ungava, d'une baie de vélage qui s'est rapidement étendue vers le sud, jusqu'à dégager complètement le littoral.

Les régions côtières ayant été déprimées isostatiquement sous le poids des glaces, les eaux de l'océan Atlantique ont submergé à la fois les régions libres de glaces et les régions basses nouvellement déglacées. On sait peu de chose sur l'évolution du niveau de la mer dans la région, mais généralement la limite marine diminue progressivement d'altitude vers le nord. Les eaux marines ont peut-être atteint une altitude d'environ 93 m au sud de la baie Okak (Andrews, 1963a), 65 m dans les régions de la baie Saglek et de la baie Ryans (Løken, 1962b; Smith, 1969), 73 m dans l'extrémité amont du fjord Nachvak (Bell et al., 1987), 42 m au nord de la baie Ryans (Løken, 1964) et 16 m dans l'île Killinek (Løken, 1964). Des coquilles recueillies par R.J. Rogerson, (Université Memorial, communication personnelle, 1986) à l'extrémité amont du fjord Nachvak ont été datées à  $9820 \pm 70$  BP (TO305), chiffre qui représente la datation holocène la plus ancienne obtenues jusqu'à présent sur le littoral nord. D'autres coquilles recueillies par Løken (1962b) au nord de la baie Ryans ont

été datées à  $9000 \pm 200$  BP (L-642), d'autres encore recueillies par Clark (1984a) dans le sud d'Iron Strand ont été datées à  $9820 \pm 470$  BP (GX-9293). La présence dans la partie la plus septentrionale du Labrador des lignes de rivage inclinées, tronquées par une autre ligne de rivage horizontale à 15 m d'altitude, témoigne, selon Løken (1962b), d'une transgression d'âge holocène inférieur, et pourrait aussi indiquer que d'épaisses glaces continentales non pas recouvert l'extrémité nord du Labrador.

Durant la déglaciation des monts Torngat, de nombreux lacs glaciaires de petite taille et peut-être de nature éphémère se sont formés du côté est de la ligne de partage des eaux dans des vallées tributaires bloquées par des langues glaciaires. À mesure que la marge de glace se retirait en descendant les pentes du versant ouest des montagnes, se sont formés des lacs glaciaires plus grands et plus durables. Les eaux des lacs présents dans les vallées tributaires de la rivière Alluviaq se déversaient dans un fjord au sud d'Iron Strand (Ives, 1957), les eaux d'autres lacs présents dans le bassin de la rivière Koroc s'écoulaient en direction de la baie Saglek (Ives, 1958a, fig. 3-47). Les lacs les plus importants étaient les lacs glaciaires Naskaupi et McLean

(Ives, 1960a,b; Matthew, 1961); Barnett et Peterson, 1964; Barnett; 1964, 1967; Peterson, 1965; fig. 3-47), qui couvraient de vastes étendues à l'amont des bassins hydrographiques de la rivière George et de la rivière à la Baleine. Ces lacs étaient endigués à l'est par la crête du bassin-versant, à l'ouest par la masse principale des Glaces du Labrador, en retrait vers le sud-ouest et par la crête ou le dôme glaciaire tardif hypothétique occupant la baie d'Ungava. Prest (1970, 1984) a étudié la configuration des glaces qui ont pu endiguer ces lacs (1970, 1984). Le Lac glaciaire Naskaupi a formé une série de lignes de rivages bien définies, dont certaines sont taillées dans la roche en place. Les exutoires probables par lesquels les eaux ont pu s'écouler jusqu'aux côtes du Labrador sont les hauts cols des bassins-versants des rivières Fraser, Kogaluk, Harp, Kanairiktok et Naskaupi. Le Lac glaciaire McLean, dans le bassin amont de la rivière à la Baleine, était séparé du lac Naskaupi, mais s'y déversait par un passage immédiatement à l'ouest du lac de la Hutte Sauvage. Finalement, les deux lacs se sont vidangés dans la Mer D'Iberville (baie d'Ungava postglaciaire), dès que les glaces se sont suffisamment retirées, peut-être par développement d'une baie de vélage, pour permettre l'entrée des eaux marines.

Les figures 3-55a à 3-55f sont un essai de reconstitution de la déglaciation dans le nord du Labrador et le nord-est du Québec. Les glaces auraient persisté assez longtemps à l'est de la baie d'Ungava pour permettre la formation des lacs de barrage glaciaire Naskaupi et McLean et d'autres lacs situés au nord. On ne peut dire à quel moment

les glaces se sont retirées des Moraines du Saglek. Short (1981) a présenté de nombreuses datations au  $^{14}\text{C}$  des carottes prélevées dans des lacs ou dans des tourbières oligotrophes (1981). Un grand nombre d'âges obtenus semblent suspects pour plusieurs raisons: âges anormalement élevés, très faible teneur en carbone organique d'un grand nombre des échantillons datés, inversion des âges dans les carottes, et possibilité que du carbone organique ancien ait été incorporé aux échantillons. Il paraît préférable de se fier uniquement aux quelques dates obtenues sur des coquilles, qui nous indiquent un âge minimum d'environ 9 ka pour la déglaciation des régions côtières. À l'intérieur des terres, dans le bassin aval de la rivière George, une datation de  $6815 \pm 125$  BP (SI-1959; Short, 1981) nous indique peut-être l'âge minimum des époques de déglaciation et de la vidange du Lac glaciaire Naskaupi. Des moraines abandonnées et des zones de lichens morts bordant les cirques glaciaires actuels, ainsi que des cirques sans glaciers, témoignent de l'expansion néoglaciale des glaciers dans les monts Torngat (McCoy, 1983; Clark, 1984a; Evans, 1984, Evans et Rogerson, 1986).

### Centre et sud du Labrador

Les glaces du Secteur du Labrador ont progressé vers les côtes du centre et du sud du Labrador. Comme on l'a déjà mentionné, les régions sommitales des monts Mealy et un vaste territoire du côté distal de la Moraine de Paradise n'ont peut-être pas été recouverts par l'Inlandsis laurentidien durant le Wisconsinien supérieur. Étant donné que les moraines latérales sont inclinées vers l'est, à la limite de ce qui semble être différentes zones d'altération, il est possible que les glaces du Wisconsinien supérieur aient seulement atteint une altitude de 710 à 555 m dans les monts Mealy au sud du lac Melville (Gray, 1969), de 500 à 300 m dans les monts Mealy au nord de la baie Sandwich, et de 275 à 122 m près du littoral est au sud-est de la baie Sandwich (Rogerson, 1977).

Durant la déglaciation, l'écoulement glaciaire était généralement dirigé vers le nord-est dans la région centrale du Labrador, vers l'est dans la région du lac Melville, et vers le sud-est dans le sud-est du Labrador. L'écoulement était en grande partie régi par la présence des monts Mealy qui scindaient l'écoulement, et par le lac Melville, dans lequel existait peut-être une baie de vélage (Fulton et Hodgson, 1979). De grandes moraines frontales se sont édifiées durant la phase de retrait. Si les glaces laurentidiennes ont recouvert toute la partie sud-est du Labrador et se sont fusionnées avec la Calotte glaciaire de Terre-Neuve, les moraines de Bradore et de Belles-Amours (D.R. Grant, non publié; fig. 3-47) sont probablement des moraines édifiées lors du retrait des glaciers du Wisconsinien supérieur. Par contre, si le sud-est du Labrador n'a pas été englacé alors, ces moraines sont sans doute plus anciennes et leur formation remonte peut-être à un stade du Wisconsinien moyen ou inférieur, et la Moraine de Paradise, située plus à l'ouest, représenterait le maximum stadiaire du Wisconsinien supérieur. Comme l'indiquent les figures 3-47 et 3-55a-f, de nombreuses moraines ont été formées lors du retrait glaciaire dans la région. La plus longue de celles-là est le Système morainique de Sebaskachu-Little Drunken (Blake, 1956; Fulton et Hodgson, 1979), qui fait apparemment partie du Système morainique de la Côte-Nord, tel que défini par Dubois et Dionne (1985). Plus tard, le retrait glaciaire vers le centre du Nouveau-Québec a été

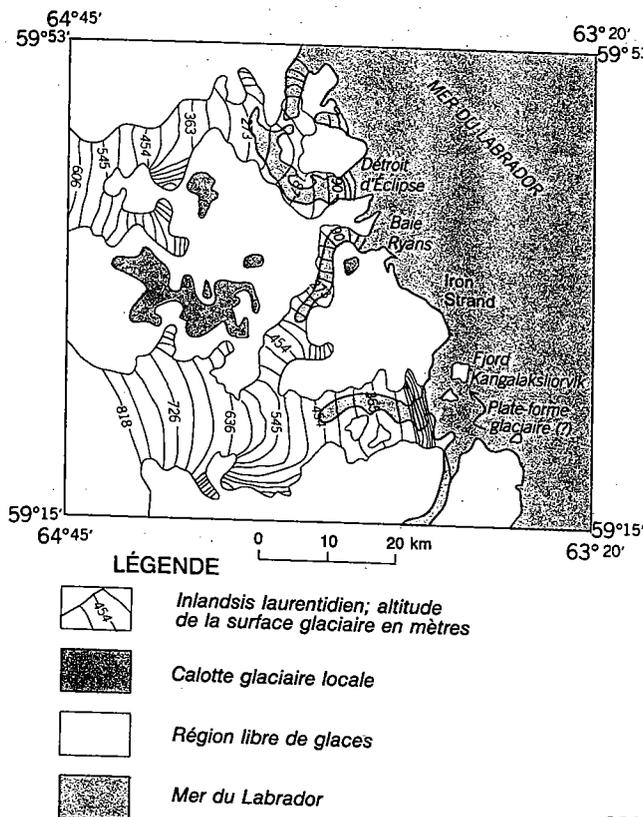


Figure 3.56. Reconstitution de l'inlandsis au Wisconsinien supérieur dans la partie nord du Labrador (d'après Clark, 1984a).

largement marqué par l'édification de nombreux eskers et formes fuselées (fig. 3-39). Comme les eaux s'écoulaient en général librement vers l'Atlantique, aucun grand lac glaciaire n'a pu se former. Les rythmites observées dans le bassin de la rivière Naskaupi (Blake, 1956) et ailleurs (cartes des formations en surface réalisées par Fulton, 1986a,b et Fulton et al., 1979-1981) sont peut-être des rythmites marines déposées dans des estuaires de faible salinité.

Les eaux de l'Atlantique ont submergé les régions côtières isostatiquement déprimées du centre et du sud du Labrador durant la période de déglaciation. La limite marine a été tracée par R.J. Fulton (Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1984); elle est indiquée à la figure 3-47. Sur le littoral, au nord du détroit de Belle Isle, cette limite a peut-être atteint 150 m (D.R. Grant, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1985), 113 m entre la baie Sandwich et le lac Melville (Rogerson, 1977) et 80 à 85 m au nord-est du lac Melville (Hodgson et Fulton, 1972). Dans la région du lac Melville, l'altitude de la limite marine remonte progressivement vers l'intérieur de terres, passant d'environ 75 m sur le littoral externe à 150 m à l'ouest du lac (Fitzhugh, 1973).

Fondées sur quelques datations au  $^{14}\text{C}$  et sur la position des principales moraines, les cartes paléogéographiques (fig. 3-55a-f) nous permettent de réaliser une reconstitution simple de la déglaciation. D'après les datations au  $^{14}\text{C}$  faites sur des coquilles, la région située au nord du détroit de Belle Isle était déglacée dès  $10\,900 \pm 140$  BP (GSC-2825) ou avant, la région littorale à l'est de la rivière Kanairiktok dès  $10\,275 \pm 225$  BP (GX-6345), le centre du lac Melville dès  $7\,970 \pm 90$  BP (TO-200) et l'extrémité ouest du lac Melville dès  $7\,600 \pm 100$  BP (GSC-2970) (tableau 3-6). D'après les âges  $^{14}\text{C}$  obtenus sur des carottes lacustres, la région située au sud de la rivière Alexis était déglacée dès  $10\,400 \pm 140$  BP (GSC-3022) ou avant. Des âges de  $9\,640 \pm 170$  BP (GSC-3067),  $10\,550 \pm 290$  BP (SI-3139) et  $10\,240 \pm 1\,240$  BP (SI-1737) obtenus sur des sédiments lacustres, nous donnent les âges minimums de la déglaciation dans la région amont de la rivière St. Paul, dans le sud des monts Mealy, et dans l'extrémité est du lac Melville, respectivement, ainsi que l'âge minimum de l'édification de la Moraine de Paradise. Plus loin à l'intérieur des terres, un âge de  $6\,460 \pm 200$  BP (GSC-1592) sur de la tourbe donne l'âge minimum de la déglaciation de la région amont de la rivière Churchill, un âge de  $6\,500 \pm 100$  BP (GSC-3241) sur des sédiments lacustres donne l'âge minimum de la déglaciation dans la partie amont du bassin de la rivière Harp au centre du Labrador.

### Côte-Nord

On connaît relativement bien l'évolution quaternaire de la frange côtière au nord du golfe du Saint-Laurent entre l'embouchure du Saguenay et la frontière entre le Québec et le Labrador, mais l'on dispose de peu d'informations sur les régions situées plus loin à l'intérieur des terres.

Durant le Wisconsinien supérieur, les glaces du Secteur du Labrador progressant vers le sud ont recouvert la Côte-Nord et gagné le golfe du Saint-Laurent (voir Grant, 1989), sans apparemment déborder sur la pointe est de l'île d'Anticosti (Gratton et al., 1984). Les glaces se sont généralement retirées vers le nord-ouest durant la déglaciation (fig. 3-55a-f). L'extrémité est de la Côte-Nord et la pointe

de la région de Baie-Trinité ont probablement été les premières régions déglacées. Des moraines se sont déposées dans la région de Baie-Trinité entre 13,5 et 9 ka BP (Dredge, 1976b, 1983b). Les Moraines de Baie-Trinité sont mises en corrélation avec les moraines de Paradise et de Saint-Narcisse, toutes deux âgées d'environ 11 ka (fig. 3-52, 3-55b).

La submersion marine (fig. 3-47) de la région du golfe du Saint-Laurent à l'est de Québec (Gadd, 1964, p. 1253) a donné naissance à la Mer de Goldthwait, ainsi nommée par Elson (1969); on peut trouver surtout dans les travaux de Dionne (1977), Hillaire-Marcel (1979) et Dubois (1980) des détails sur l'évolution de cette mer au Québec. On trouve dans l'ouvrage de Dubois et al. (1984) des cartes indiquant l'extension de la submersion marine. La limite marine varie entre 150 m dans la région frontalière entre le Québec et le Labrador (Boutray et Hillaire-Marcel, 1977) et 130 m et 122 m dans les régions de la rivière Mécatina et de la rivière Natashquan, respectivement (Dubois et al., 1984). Plus à l'ouest dans la région comprise entre la rivière Romaine et la rivière Moisie, elle se situe entre 128 et 131 m (Dubois, 1977, 1980), dans la région comprise entre la rivière Moisie et Baie-Trinité, entre 100 et 130 m (Dredge, 1976a, 1983b), dans la région de la rivière Manicouagan, entre 138 et 145 m (J.-M. Dubois, Université de Sherbrooke, communication personnelle, 1985), et finalement, près de l'embouchure du Saguenay, à environ 167 m d'altitude (J.-M. Dubois, communication personnelle, 1985).

La datation au  $^{14}\text{C}$  de coquilles marines nous donne la meilleure évaluation possible de l'âge minimum de la déglaciation sur la Côte-Nord. Outre l'âge de  $10\,900 \pm 140$  BP (GSC-2825) obtenu au Labrador près de la frontière avec le Québec, les âges les plus fiables sont ceux de la région située à l'ouest de la rivière Romaine ( $10\,230 \pm 180$  BP, Gif-3770), de la région de la rivière Moisie ( $9\,140 \pm 200$ , GSC-1337), et de la région de la rivière Manicouagan ( $9\,970 \pm 130$ , QU-574). Trois datations au  $^{14}\text{C}$  comprises entre 10 et 10,6 ka, obtenues par Tremblay dans la région de la rivière Moisie, sont erronées, puisqu'une nouvelle datation des échantillons a donné des âges de 1 000 ans de moins (Dubois, 1980).

Quand les glaces se sont retirées plus loin au nord sur le Bouclier canadien, la Moraine de la Côte-Nord (Dubois et Dionne, 1985), qui a plus de 800 km de long, s'est déposée dans des secteurs généralement compris entre 200 m et 400 m d'altitude (fig. 3-47, 3-48). Elle s'étend de la rivière Manicouagan jusqu'au sud du lac Melville au Labrador (Dubois, 1979, 1980; Fulton et Hodgson, 1979). Ce système morainique comprend des tronçons dans la région de la rivière Manicouagan (Sauvé et LaSalle, 1968), à l'ouest de la rivière Moisie (Moraine du lac Daigle, définie par Dredge, 1976b, 1983b), dans la région comprise entre la rivière Moisie et la rivière Romaine (Moraine de Manitou-Matamec, définie par Dubois, 1976, 1977, 1979, 1980), et dans la région comprise entre la rivière Natashquan et le sud du lac Melville (Moraine de Little Drunken, définie par Fulton et Hodgson, 1979, et Moraine d'Aguanus-Kenamio, définie par Dionne et Dubois, 1980). Dubois et Dionne (1985) considèrent que la moraine représente une halte de l'inlandsis durant une phase climatique plus froide. Selon une autre théorie, il s'agirait d'une moraine de ré-équilibre (Andrews, 1973; Hillaire-Marcel et al., 1981), qui s'est édiflée à mesure que les glaces trouvaient un nouveau profil d'équilibre après leur retrait sur la terre

ferme à partir d'une importante dépression topographique (le golfe du Saint-Laurent), où le vêlage avait pu favoriser un retrait rapide. L'âge de la moraine est incertain. La Mer de Goldthwait n'était en contact avec la moraine que localement dans les régions de la rivière Moisie et de la rivière Manicouagan. D'après le contexte paléogéographique imposé par les âges  $^{14}\text{C}$  de coquilles provenant de la Mer de Goldthwait, Dubois (1980) et Dubois et Dionne (1985) ont suggéré un âge compris entre 9,5 et 9,7 ka.

La marge glaciaire s'est retirée vers le nord et le nord-ouest à partir de la Moraine de la Côte-Nord en direction du centre du Nouveau-Québec, laissant des eskers et des formes fuselées (fig. 3-39). Les rythmites présentes dans les vallées se sont soit déposées dans des lacs glaciaires retenus par la glace ou par contact glaciaire (Dubois, 1980), ou plus probablement dans les estuaires faiblement salins de la Mer de Goldthwait qui pénétrait dans les vallées. Selon Dubois (1980), dans la région de la moyenne Côte-Nord, la Mer de Goldthwait avait atteint sa limite intérieure (128-131 m) vers 9,5 ka, et s'était retirée jusqu'à 106 m dès 9,1 ka, jusqu'à 75-76 m dès 7,7 ka, jusqu'à 45-46 m dès 7,2 ka, et jusqu'à 15 m dès 5,2 ka. À l'intérieur des terres, le plus vieil âge  $^{14}\text{C}$  donnant un âge minimum de la déglaciation ( $6\ 510 \pm 110$  BP, GSC-3615), a été obtenu sur une carotte de sédiments lacustres dans la région amont de la rivière Moisie (King, 1985).

### Région du lac Saint-Jean

Généralement, les glaces du Secteur du Labrador s'écoulant vers le sud ont recouvert toute la région et se sont étendues au sud du golfe du Saint-Laurent. Tremblay (1971), Dionne (1973) et LaSalle et Tremblay (1978) ont démontré que les glaces s'écoulaient dans une direction sud sauf le long du Saguenay, où l'écoulement était généralement dirigé vers le sud-est, suivant l'axe de la vallée (fig. 3-39). À mesure que les glaces se retiraient des hautes terres au sud du lac Saint-Jean, de petits lacs de barrage glaciaires se sont formés et des moraines de De Geer ont été mises en place (LaSalle et Tremblay, 1978). Un lobe glaciaire tardif a occupé la dépression du lac Saint-Jean, et des matériaux de contact glaciaire se sont déposés sur sa marge en retrait (LaSalle et al., 1977a; LaSalle et Tremblay, 1978; fig. 3-55c). On a attribué certains de ces dépôts, tels ceux situés du côté sud du lac Saint-Jean, à la « pause de Metabetchouane », définie par LaSalle et al. (1977a); on doit considérer ces dépôts comme des moraines frontales.

À mesure que les glaces se retiraient vers le nord-ouest, remontant la vallée du Saguenay et le bassin du lac Saint-Jean, les eaux marines du golfe du Saint-Laurent ont gagné les terrains bas nouvellement déglacés. Laverdière et Mailloux (1956) ont donné à ce bras de la Mer de Goldthwait le nom de « Mer de Laflamme ». La limite marine se situe à 167 m (J.-M. Dubois, Université de Sherbrooke, communication personnelle, 1985) à l'embouchure du Saguenay, et à environ 167 m au sud et 198 m au nord du lac Saint-Jean (LaSalle et Tremblay, 1978). Les dates minimums « les plus anciennes » obtenues pour la transgression marine et la déglaciation sont  $10\ 400 \pm 150$  BP (I-5922) à l'embouchure du Saguenay et  $10\ 250 \pm 350$  BP (Gif-424) au sud du lac Saint-Jean. Après la déglaciation du bassin du lac Saint-Jean, les glaces se sont retirées vers le nord, abandonnant de nombreux eskers et formes fuselées (fig. 3-39, 3-55d,e,f).

### Hautes terres occidentales des Laurentides

Les hautes terres des Laurentides s'étendent au nord du fleuve Saint-Laurent et de la rivière des Outaouais, entre le fleuve Saguenay et le lac Témiscamingue. On n'étudiera ici que les épisodes relatifs à la déglaciation de la région située au nord de la Moraine de Saint-Narcisse (fig. 3-47). Les épisodes ayant précédé et accompagné l'édification de la moraine ont été étudiés par Parent et Occhietti (1988) et Occhietti (1989).

Durant les phases d'avancée et de retrait, l'écoulement glaciaire était contrôlé par la topographie, qui canalisait l'écoulement glaciaire vers les régions basses centrées sur le bassin de la rivière Saint-Maurice et les bassins des rivières Petite Nation, du Lièvre, Gatineau et Coulonge. Les sédiments caractéristiques de la phase de déglaciation sont de courts tronçons de moraines frontales, des dépôts juxtaglaciaires isolés et des épandages fluvio-glaciaires (Parry, 1963; Hardy, 1970; Denis, 1974; Lamothe, 1977; Pagé, 1977; Tremblay, 1977; Occhietti, 1980). Dans cette région de relief modéré, les sommets les plus élevés ont été les premiers reliefs libres de glaces; c'est ainsi que par endroits sont apparus de petits lacs glaciaires isolés, perchés sur les flancs de collines élevées, et endigués par les glaces qui occupaient encore les dépressions. Laverdière et Courtemanche (1960), Parry (1963), Lamothe (1977) et Pagé (1977) ont décrit en détail ces lacs. Ce style de déglaciation a aussi engendré une topographie typique de kames et kettles dans la région du lac Maskinongé, où une masse glaciaire résiduelle s'est désintégrée (Denis, 1974). Les terrains de till fuselé et les vastes complexes d'eskers ne sont pas aussi communs qu'ailleurs dans la partie sud-est du Bouclier canadien.

À mesure que les glaces se retiraient au nord de la Moraine de Saint-Narcisse, la Mer de Champlain, qui avait déjà inondé le bassin du Saint-Laurent isostatiquement déprimé par les glaces, envahissait les parties inférieures des grandes vallées approximativement situées entre les rivières Saint-Anne et Ouareau, dans la vallée de la rivière Petite Nation, et dans les bassins hydrographiques des rivières du Lièvre et Gatineau (fig. 3-47). La limite marine, sur le littoral nord de la Mer de Champlain, se situe à environ 192 m à l'extrémité ouest du bassin (R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1984), à 200 m dans la vallée de la rivière Petite Nation (Richard, 1980b), à 235 m au nord de Montréal (Lamothe, 1977; Pagé, 1977), et à 200 m dans la vallée du Saint-Maurice (S. Occhietti, Université du Québec à Montréal, communication personnelle, 1984). On rencontre dans les parties supérieures de la vallée du Saint-Maurice (Occhietti, 1980), ainsi que dans les vallées de la Gatineau et du Lièvre, des dépôts stratifiés d'origine incertaine (sédiments marins, sédiments d'estuaire ou sédiments déposés en eaux douces). Selon l'interprétation initiale de Wilson (1924), les sédiments stratifiés présents dans ces dernières vallées seraient des sédiments de la Mer de Champlain. Gadd (1972), surtout en raison de la présence de rythmites, a suggéré que ces vallées étaient occupées par un lac glaciaire. Dadswell (1974) a utilisé la distribution des crustacés actuels pour définir un ancien plan d'eau relié à la Mer de Champlain, qui s'étendait jusqu'au nord du lac Baskatong. Il n'existe pas de seuil ou de barrage morainique qui auraient pu créer un lac d'une telle étendue, mais un gauchissement isostatique vers le nord de 0,4 m/km aurait suffi à agrandir la Mer de Cham-

plain et faire passer sa limite qui était de 210 m près d'Ottawa à la limite supérieure du plan d'eau, c'est-à-dire 274 m, au nord du lac Baskatong (fig. 3-47). Les rythmites se sont donc probablement déposées dans un estuaire marin et non dans un lac glaciaire.

D'après les âges  $^{14}\text{C}$  de coquilles provenant de la Mer de Champlain et de la Mer de Goldthwait, la bordure sud des Laurentides était libre de glaces dès au moins  $12\,400 \pm 160$  BP (GSC-1533) dans la région de Québec, et peut-être déjà dès  $12\,200 \pm 160$  BP (GSC-1646) ou  $11\,900 \pm 160$  BP (GSC-1772) dans la partie inférieure de la vallée de la rivière Gatineau (Romanelli, 1975; Parent et Occhietti, 1988; Occhietti, 1989). Les âges  $^{14}\text{C}$  de plusieurs échantillons de coquilles provenant de la Mer de Goldthwait, sont compris entre 11 ka et 12 ka dans la région située à l'est de Québec. De même, la datation de plusieurs échantillons de coquilles provenant de la Mer de Champlain a indiqué cette gamme d'âges, entre Montréal et l'extrémité ouest du bassin. Toutefois, entre Montréal et Québec, l'âge le plus ancien obtenu pour des coquilles est de  $10\,300 \pm 100$  BP (GSC-2101). Cette répartition inhabituelle des âges  $^{14}\text{C}$  a amené Hillaire-Marcel (1981) à remettre en question la validité des âges anciens obtenus près d'Ottawa, et a également, dans une certaine mesure, incité Gadd (1980) à proposer une hypothèse selon laquelle la déglaciation du bassin ouest de la Mer de Champlain était contrôlée par le développement d'une baie de vélage. La chronologie de la déglaciation, dans la région adjacente du lac Saint-Jean et dans la région amont de la rivière des Outaouais, indique que les Laurentides étaient complètement libres de glaces dès 10 ka.

### **Bassin amont de la rivière des Outaouais**

Durant le Wisconsinien supérieur, les glaces du Secteur du Labrador se sont écoulées dans une direction sud à sud-ouest à travers le bassin amont de la rivière des Outaouais (Veillette, 1983a, 1986a). Durant la déglaciation, l'écoulement glaciaire était complexe, en raison de la scission de deux grandes masses glaciaires le long de la Moraine interlobaire d'Harricana (fig. 3-47). Au sud de la ligne de partage des eaux baie d'Hudson-Saint-Laurent, la moraine a été cartographiée et identifiée principalement d'après les indicateurs d'écoulement glaciaire par Veillette (1983b, 1986a), qui affirme que la Moraine du lac McConnell (Boissonneau, 1968) au sud-ouest du lac Témiscamingue, et « l'esker » de Boulter et d'autres vastes dépôts fluvioglaciaires (Chapman, 1975) allant du sud de North Bay aux abords du lac Simcoe, constituent un prolongement de la Moraine d'Harricana. Vincent et Hardy (1979) ont déduit des directions régionales d'écoulement glaciaire, l'existence d'un prolongement similaire de la zone interlobaire jusqu'à North Bay.

Initialement, les glaces se sont retirées dans une direction nord-nord-est, mais dans la partie nord-ouest de la région, elles se sont retirées vers le nord-ouest. La région située au nord-est de Témiscaming et au nord-ouest, en direction du lac Témiscamingue, a été la première à être déglacée (Veillette, 1983b, 1986a, 1988). Plus tard, un lobe de glace a occupé la dépression profonde du nord du lac Témiscamingue. La Moraine de Laverlochère (Veillette, 1983a,b, 1986a, 1988) s'est édifiée en bordure de ce lobe (fig. 3-47). À l'ouest de la Moraine interlobaire d'Harricana et au nord du lac Témiscamingue, mais au sud de la ligne de partage des eaux, s'est formée la Moraine de Roulier

(fig. 3-47; Vincent et Hardy, 1977, 1979) par suite d'une halte du front glaciaire ou de l'édification d'une moraine de ré-équilibre, au moment où les glaces se sont arrêtées en marge de terrains plus élevés, presque au niveau des terres émergées, après leur retrait dans un bassin glaciolaestre (Hillaire-Marcel et al., 1981).

Les lacs glaciaires talonnaient la marge glaciaire dans les régions basses de l'ouest et du nord (Vincent et Hardy, 1977, 1979; Veillette, 1983b, 1988). On estime que la phase glaciaire la plus ancienne était associée à l'expansion vers le nord-est du lac glaciaire post-Algonquin à partir du bassin des Grands Lacs (Harrison, 1972). Il est possible que durant la Phase de Sheguiandah et certainement durant celle de Korah, le lac ait encore été endigué par des masses glaciaires dans le tronçon inférieur de la rivière des Outaouais, dans la région de Mattawa, et se soit prolongé au nord-est de Témiscaming dans un rentrant du front glaciaire, le long de la Moraine interlobaire d'Harricana et du côté ouest de la rivière des Outaouais jusqu'au lac Témiscamingue (Vincent et Hardy, 1977, 1979; Veillette, 1988; fig. 3-57a). Lorsque les glaces se sont retirées de la vallée de l'Outaouais, à l'est de Mattawa, le niveau d'eau s'est abaissé et le Lac glaciaire Barlow (Wilson, 1918) a occupé le bassin du lac Témiscamingue. Tout d'abord, le Lac glaciaire Barlow était endigué par un barrage morainique à Deux-Rivières (Phase d'Aylen), et plus tard, en raison du relèvement isostatique différentiel, il était endigué par un seuil rocheux et morainique à Témiscaming (Phase de Témiscaming, fig. 3-57b; Vincent et Hardy, 1979). À l'ouest de la Moraine interlobaire d'Harricana, l'altitude plus élevée des niveaux maximums des plans d'eau indique que la région située à l'ouest de la moraine a été la première libérée des glaces. Dans la région située à l'est du lac Témiscamingue, le niveau maximum du Lac glaciaire Barlow se situait à environ 300 m, et au nord-est, allait jusqu'à environ 380 m à proximité du bassin-versant actuel de la baie d'Hudson, là où la Moraine d'Harricana le traverse (Veillette, 1988). Le gauchissement vers le nord-est des plans d'eau du Lac glaciaire Barlow suggère que les glaces étaient plus épaisses au Nouveau-Québec que dans la baie d'Hudson (Hillaire-Marcel et al., 1980).

Les datations de carottes lacustres nous donnent de nombreuses valeurs de l'âge minimum de la déglaciation. Dans la région située à l'est de Témiscaming, les âges de  $10\,400 \pm 200$  BP (GSC-3460) et  $10\,100 \pm 180$  BP (GSC-3467) représentent les meilleures estimations de l'âge de la déglaciation du rentrant de la Moraine interlobaire d'Harricana (Veillette, 1988).

### **Enclave argileuse du Québec/région de la baie James**

Durant la déglaciation, les Glaces du Labrador qui avançaient vers le sud-ouest et les Glaces d'Hudson qui avançaient vers le sud-est se sont scindées dans l'axe de la Moraine interlobaire d'Harricana. Cette moraine, ainsi nommée par Hardy (1976; fig. 3-47), initialement identifiée par Low (1888) comme une moraine frontale, et par Wilson (1938) comme « une moraine située entre deux inlandsis » a été étudiée par L.P. Tremblay (1950), Allard (1974), G. Tremblay (1974), Hardy (1976, 1977, 1982b) et Veillette (1982, 1983a,b, 1986a, 1988). Les deux derniers auteurs ont soigneusement documenté les deux écoulements glaciaires convergents.



Durant la déglaciation, à l'est de la Moraine interlobaire d'Harricana, les glaces se sont écoulées vers le sud-sud-ouest près de la ligne de partage des eaux, et se sont progressivement tournées vers l'ouest jusqu'à prendre une direction ouest bien définie dans la région au nord de La Grande Rivière (Fig. 3-39; Hardy, 1976). À proximité de la moraine interlobaire, l'écoulement glaciaire a été partout détourné vers le sud, et dans de nombreuses régions, les glaces s'écoulaient parallèlement à l'axe de la moraine. Dans la région de La Grande Rivière, le recoupement des drumlins et des stries (Lee et al., 1960) indique que les Glaces du Labrador ont adopté une direction plus proche de l'ouest après la séparation des masses glaciaires (Vincent, 1977). Veillette (1986a) a exposé très en détail l'écoulement tardiglaciaire vers le sud-est dans la région située à l'ouest de la Moraine interlobaire de Harricana, en Abitibi et dans la région du lac Témiscamingue.

À mesure que se retiraient les glaces du Labrador et d'Hudson, le Lac glaciaire Ojibway (Coleman, 1909) s'est formé par endiguement des eaux entre le front glaciaire au nord et la ligne de partage des eaux au sud (fig. 3-47). Vincent et Hardy (1977, 1979) ont étudié en détail l'extension et l'évolution de ce lac au Québec. La limite lacustre maximale s'élève vers le nord depuis environ 380 m au niveau de la ligne de partage des eaux jusqu'à plus de 450 m dans la région interfluviale entre la rivière Rupert et la rivière Broadback. La profondeur maximale du lac Ojibway dépassait 500 m sur la côte est de la baie James. Les eaux glaciolacustres ont inondé les basses terres situées à l'est de la baie James jusqu'à la Moraine de Sakami (Hardy, 1976), et au nord jusqu'à proximité de l'est de Kuujuarapik (Hillaire-Marcel, 1976; Fig. 3-57e). Le Lac Ojibway s'est séparé du Lac Barlow lorsque a émergé le seuil d'Angliers à l'est de l'extrémité amont du lac Témiscamingue (Vincent et Hardy, 1977, 1979; Phase d'Angliers, Fig. 3-57c). Ce seuil était alors le point le plus bas de la ligne de partage hydrographique baie d'Hudson-Saint-Laurent, qui s'est déplacée vers le sud par basculement isostatique de la croûte. En raison du soulèvement différentiel, le seuil de l'exutoire a migré vers le nord en suivant la rivière Kinojévis (Phase initiale de Kinojévis, Fig. 3-57d) jusqu'à atteindre le point le plus bas et le plus septentrional de la ligne actuelle de partage des bassins hydrographiques à l'amont des rivières Kinojévis et Harricana (Phase tardive de Kinojévis, Fig. 3-57e). Les eaux glaciolacustres ont en débordant creusé de grands chenaux sur la ligne de partage, et profondément et largement entaillé la vallée de la rivière Kinojévis.

De vastes champs de moraines de De Geer se sont édifiés dans le Lac glaciaire Ojibway (Mawdsley, 1936; Norman, 1938; Shaw, 1944; Ignatius, 1958). Norman (1938) a calculé que le taux de retrait du front glaciaire s'élevait à 173-239 m/an.

On a établi pour les lacs Barlow et Ojibway une chronologie basée sur les varves. Antevs (1925) a compté 2 027 varves commençant par la varve 1 dans une coupe de long d'un cours d'eau au sud-ouest du lac Témiscamingue. Hughes (1965) a confirmé l'exactitude des parties supérieures des diagrammes des varves établis par Antevs, dans l'Enclave argileuse de l'Ontario, et ajouté 58 varves à la séquence. Hardy (1976) a corrélié environ 625 varves des basses terres de la baie James au Québec avec la séquence définie par Hughes, et ajouté 25 varves qui témoignent de l'extension le plus loin au nord et au nord-est du lac Ojibway. La séquence varvée de Hardy se prolonge jusqu'à

l'époque de la vidange finale du lac dans la Mer de Tyrrell. Cette chronologie basée sur les varves indique qu'au total, 2 110 ans se sont écoulés entre le dépôt de la varve 1 au sud-ouest du lac Témiscamingue et la vidange des eaux du lac Ojibway. En se basant sur ces résultats, Hardy (1976) a calculé que le taux de retrait du front glaciaire a augmenté d'environ 320 m/an au sud-est de la baie James jusqu'à peut-être 900 m/an dans la région de La Grande Rivière dans le profond bassin lacustre, immédiatement avant la vidange de ce bassin.

Comme en Ontario (Prest, 1970; ce chapitre, Dredge et Cowan, 1989), des crues tardiglaciaires sont survenues dans le Lac glaciaire Ojibway. Hardy (1976) a décrit trois crues glaciaires de « Cochrane » dans les basses terres du sud-est de la baie James. Il a basé sa reconstruction des crues sur: (1) la cartographie de l'étendue du till de Cochrane, argileux et fortement carbonaté; (2) les mesures des indicateurs d'écoulement glaciaire résultant de chaque déplacement; (3) l'étude de coupes dans lesquelles les tills de Cochrane sont interstratifiés avec les sédiments du lac Ojibway; et (4) l'étude de l'effet des crues glaciaires de Cochrane sur la sédimentologie des varves. Ces travaux lui ont permis de reconstituer les profils glaciaires en indiquant précisément où les glaces étaient ancrées ou flottaient dans le bassin lacustre. L'extension des glaces durant la crue du Cochrane I est indiquée à la figure 3-57d, et leur extension durant la crue du Cochrane II, à la figure 3-57e. Une troisième crue, intermédiaire entre les crues du Cochrane I et II, a été nommée crue de Rupert. Ces crues avaient leur origine au nord-ouest et étaient donc issues des Glaces d'Hudson. La crue du Cochrane I telle que définie par Hardy (1976) au Québec est probablement légèrement plus récente que la crue du Cochrane I telle que définie par Prest (1970) en Ontario. Durant le Cochrane I et II, les varves du lac Ojibway sont devenues plus grossières, plus épaisses (sous l'effet de la progression des glaces) et plus riches en carbonates (sous l'effet du passage des glaces au-dessus des strates paléozoïques du sud et du sud-est de la baie James) (Hardy, 1976). Les crues maximums du Cochrane I et II ont eu lieu respectivement 300 ans (année varvaire 1810, corrélable avec la séquence varvée de Frederick House telle que définie par Hughes (1965)) et 75 ans (année varvaire 2035, corrélable avec la séquence varvée de Connaught, telle que définie par Hughes (1965)) avant la vidange du Lac glaciaire Ojibway. On peut entièrement attribuer les variations sédimentologiques des varves à l'effet des crues. Il n'est donc pas nécessaire d'invoquer une fluctuation des niveaux lacustres, comme l'avait suggéré Hughes (1965), ou diverses phases lacustres telles que celles des lacs Antevs et Opemiska, suggérées par Prest (1970).

Après le retrait des Glaces du Labrador jusqu'à la position approximative de la Moraine de Sakami, les eaux du détroit d'Hudson se sont introduites dans la baie d'Hudson et la baie James, et ont inondé les basses terres isostatiquement déprimées. L'ouverture aux eaux marines a entraîné la vidange du Lac glaciaire Ojibway et la formation de la Moraine de Sakami (Hardy, 1976). Cette moraine est une importante structure qui s'étend sur une distance de 630 km, des environs de Kuujuarapik sur le littoral sud-est de la baie d'Hudson jusqu'au sud du lac Mistassini (fig. 3-47). Hardy (1976) a montré que la Moraine de Sakami correspondait à la position des Glaces du Labrador à l'époque où le Lac Ojibway s'est vidangé, et où la mer postglaciaire, appelée Mer de Tyrrell par Lee (1960), a submergé

les régions littorales. Hillaire-Marcel et al. (1981) ont interprété la Moraine de Sakami comme étant une moraine de ré-équilibre, c'est-à-dire une moraine qui s'est formée par stabilisation du front glaciaire alors que s'ancrait le glacier, qui avait auparavant vélé et flotté partiellement dans un bassin d'eau profonde. Les glaces n'ont pas recommencé à se retirer avant que ne soit rétabli de nouveau un profil d'équilibre. Il est possible que localement, les glaces aient réavancé. La vidange du Lac glaciaire Ojibway a provoqué dans la région du lac Mistassini une légère réavancée glaciaire (Bouchard, 1980), antérieurement dénommée avancée de Waconichi par DiLabio (1981). Sans doute, la vidange du Lac Ojibway et la submersion du territoire par la Mer de Tyrrell ont constitué un événement catastrophique; celui-ci est enregistré dans des coupes, où les varves du lac Ojibway postérieures au Cochrane II sont recouvertes par un mince diamicton contenant des débris carbonatés, qui marque l'horizon de vidange du lac, et par des argiles marines fossilifères (Hardy, 1976). Cette séquence est semblable à celle décrite par Skinner (1973) dans les basses terres de la baie d'Hudson en Ontario. Selon Skinner, le diamicton serait le résultat d'un courant de densité soudain et de grande envergure. Les collines les plus hautes du bassin du lac Ojibway témoignent aussi de la vidange apparemment soudaine du lac; sur ces collines, il existe à la fois une limite supérieure et une limite inférieure de délavage par les vagues (Norman, 1939; Hardy, 1976). Sous la limite inférieure de délavage, on ne trouve aucune ligne de rivage, le niveau du lac s'étant trop rapidement abaissé pour qu'elles puissent se former. La limite inférieure de délavage constitue une longue ligne de rivage synchrone maintenant inclinée, et nous offre d'excellentes possibilités de mesurer l'importance du renouvellement accompli depuis sa formation.

La Mer de Tyrrell a talonné le front glaciaire après l'édification de la Moraine de Sakami. La limite marine se situe à environ 198 m dans la partie sud du bassin (Hardy, 1976) et s'élève vers le nord jusqu'à la région de Kuujuaupik, où elle atteint une altitude de 315 m (Hillaire-Marcel, 1976). Aux environs de La Grande Rivière, la limite marine diminue vers l'est, à partir de presque 270 m dans la région immédiatement à l'est de la Moraine de Sakami, jusqu'à 246 m plus loin en amont de la rivière (Vincent, 1977). De vastes séries de moraines de De Geer, dont un grand nombre recouvrent les drumlins et les eskers, se sont déposées à l'est de la Moraine de Sakami (fig. 3-46). Le taux de retrait glaciaire était en moyenne de 217 m/an (Vincent, 1977). Dans la région du lac Mistassini, un lac glaciaire relativement peu profond, nommé Lac Mattawaskin par Bouchard (1986) a suivi le retrait du front glaciaire (Fig. 3-55e). Les eaux lacustres se sont tout d'abord déversées par la rivière Broadback, puis par la rivière Rupert et la rivière Eastmain, à mesure que des exutoires plus bas étaient déglacés (Vincent et Hardy, 1977, 1979; Bouchard, 1980, 1986). On a estimé que les taux de retrait glaciaire dans ce bassin lacustre variaient de 220 à 260 m/an (Bouchard, 1980).

Le cadre chronologique du Quaternaire supérieur, appliqué à l'Enclave argileuse du Québec et à la région au sud-est et à l'est de la baie James, est basé sur l'âge que l'on attribue à la Moraine de Sakami. Des coquilles recueillies dans des argiles couvrant le flanc proximal de la Moraine de Sakami ont été datées à  $7\,880 \pm 160$  BP (QU-122). Cette datation a permis à Hardy (1976) d'attri-

buer un âge de 7,9 ka ou légèrement plus ancien à la moraine. Hillaire-Marcel (1976) a attribué un âge maximum de 8,1-8,0 ka à cette moraine d'après un âge de  $8\,230 \pm 135$  BP (I-8363) (ajusté à 8,1-8,0 ka pour tenir compte du fractionnement isotopique) obtenu sur des concrétions provenant d'argiles du Lac Ojibway, étroitement associées à la formation de la moraine près de Kuujuaupik. L'âge approximatif d'environ 8,0 ka attribué à la Moraine de Sakami (donc aussi à la vidange du Lac glaciaire Ojibway et à l'incursion de la Mer de Tyrrell) concorde bien avec l'âge proposé relativement à la vidange des lacs glaciaires Agassiz et Ojibway et à l'incursion de la Mer de Tyrrell du côté ouest de la baie d'Hudson (ce chapitre, Dyke et Dredge, 1989; Dredge et Cowan, 1989). En admettant que la Moraine de Sakami ait un âge de 8 000 ans, et en employant la chronologie basée sur les varves, on déduit que la région située à l'ouest du lac Témiscamingue a été déglacée vers 10 ka, et la ligne de partage des eaux à la limite du Québec et de l'Ontario, vers 9,2 ka; la crue du Cochrane I a atteint son maximum vers 8,3 ka, et la crue du Cochrane II il y a 8 025 ans BP. À l'est de la Moraine de Sakami, d'après la chronologie des moraines de De Geer (Vincent, 1977), la Mer de Tyrrell a atteint sa limite orientale dans la région de La Grande Rivière vers 7,5 ka. Plus loin à l'intérieur des terres, P.J.H. Richard (Université de Montréal, communication personnelle, 1984) a obtenu l'âge  $^{14}\text{C}$  le plus ancien, soit  $6\,600 \pm 100$  BP (B-9516), sur un gyttja basal prélevé dans un lac de la région de la rivière Laforge.

### *Région à l'est de la baie d'Hudson*

Les glaces du centre du Nouveau-Québec et de la péninsule d'Ungava se sont généralement écoulées vers l'ouest et le sud-ouest jusque dans la baie d'Hudson (Hillaire-Marcel, 1979, Gray et Lauriol, 1985). Cette direction d'écoulement glaciaire a aussi été notée dans les îles Belcher (Jackson, 1960). Dans les îles Ottawa, le dernier déplacement des glaces a eu lieu vers l'ouest-sud-ouest, mais Andrews et Falconer (1969) ont décrit un écoulement plus ancien vers le nord-est, associé par Dyke et al. (1983) aux Glaces d'Hudson.

Lorsque les Glaces du Labrador se sont finalement séparées des Glaces d'Hudson dans la baie d'Hudson, seules la région à l'ouest de la Moraine de Sakami dans la région de Kuujuaupik et peut-être l'extrémité nord-ouest de la péninsule d'Ungava étaient déglacées (fig. 3-55.e). Étant donné la modification progressive des directions d'écoulement glaciaire, dont témoignent les stries observées dans les îles Ottawa, on suppose que le couloir de vidange du Lac glaciaire Ojibway et de pénétration de la Mer de Tyrrell se situait à l'ouest des îles (Andrews et Falconer, 1969).

À mesure que la marge glaciaire se retirait vers l'est, la Mer de Tyrrell inondait les nouvelles régions déglacées, et des séries de moraines de De Geer se sont édifiées devant le front glaciaire suivant une zone qui s'étendait vers le nord, d'Inukjuak jusqu'au sud d'Ivujivik. La limite marine s'abaisse vers le nord, d'environ 315 m sur le littoral sud-est de la baie d'Hudson, jusqu'à peut-être 105 m seulement à l'est de Povungnituk. À partir de là, elle s'élève vers le nord jusqu'à environ 170 m près du détroit d'Hudson (Gray et Lauriol, 1985). Comme dans la région à l'est de la baie James, la limite marine décline aussi vers l'intérieur des terres; elle passe de 248 m à 196 m le long de la rivière

Nastapoca (Allard et Seguin, 1985), et de 158 m dans les îles Ottawa (Andrews et Falconer, 1969) jusqu'à 105 m à l'est de Povungnituk (Gray et Lauriol, 1985) (fig. 3-47). Les taux de relèvement, tels que mesurés dans la région du lac Guillaume-Delisle (golfe de Richmond), étaient de 9,6-10 m/siècle à l'époque de la déglaciation (Allard et Seguin, 1985). Selon Hillaire-Marcel (1976), dès 7 ka, le taux de relèvement était de 6,5 m/siècle et a diminué de façon linéaire jusqu'aux taux actuels que l'on estime être de l'ordre de 1,1 m/siècle. Fairbridge et Hillaire-Marcel (1977) et Hillaire-Marcel et Fairbridge (1978) ont identifié un cycle de 45 ans dans les séries de plages de la région du lac Guillaume-Delisle; ils l'ont relié au « double cycle solaire de Hale » et en ont déduit une chronologie des cycles de tempêtes.

À l'est de la limite marine, les glaces ont continué à se retirer vers le centre de la péninsule d'Ungava au nord, ou vers le centre du Nouveau-Québec plus au sud. Au-delà de la limite de la Mer de Tyrrell, un lac glaciaire peu profond s'est formé dans la région du lac à l'Eau Claire entre un seuil soulevé situé à l'ouest du lac et le front glaciaire (Allard et Seguin, 1985; fig. 3-47, 3-55f). À la source de la rivière aux Mélèzes, le Lac glaciaire Minto s'est formé entre la ligne de partage des eaux de la baie d'Hudson et de la baie d'Ungava et le front glaciaire en recul (Lauriol, 1982; Lauriol et Gray, 1983; fig. 3-47, 3-55f).

Hillaire-Marcel (1976) a estimé à 8,1 ka l'époque de la déglaciation dans la région située à l'ouest de la Moraine de Sakami, dans la région de Kuujuarapik. Dans la région de la rivière Nastapoca, les coquilles les plus anciennes, à 45 m au-dessous de la limite marine, ont été datées à 6 700 ± 100 BP (UQ-547). Les coquilles situées à 17 m au-dessous de la limite marine dans les îles Ottawa (Andrews et Falconer, 1969) ont été datées à 7 430 ± 180 BP (GSC-706), ce qui indiquerait une déglaciation plutôt tardive de l'ouest de l'Ungava. Les mêmes coquilles marines provenant de la région du cap Smith ont initialement été datées par la méthode du  $^{14}\text{C}$  à 8 ka approximativement, et plus tard à 6,8 ka (Lauriol et Gray, 1987).

### Péninsule d'Ungava

L'écoulement glaciaire vers le nord dans le sud de la baie d'Ungava à partir du centre du Nouveau-Québec, et l'écoulement vers la baie d'Hudson, l'ouest du détroit d'Hudson et l'ouest de la baie d'Ungava, à partir d'une ligne centrale de partage glaciaire, d'orientation nord-sud et située dans la péninsule d'Ungava, ont été documentés (Gray et Lauriol, 1985; Bouchard et Marcotte, 1986). Apparemment, les glaces s'écoulant vers l'ouest et le nord à partir de ce centre de dispersion, appelé centre de Payne par Bouchard et Marcotte (1986), se sont fusionnées avec les glaces qui s'écoulaient vers le nord-est dans la baie d'Hudson et vers l'est dans le détroit d'Hudson (l'écoulement en milieu marin a été déduit des travaux d'Andrews et Falconer, 1969; Shilts, 1980; Laymon, 1984; Gray et Lauriol, 1985).

Les extrémités nord-ouest et nord de la région ont été les premières déglacées (fig. 3-55e). Les eaux marines ont submergé le littoral de l'Ungava le long du détroit d'Hudson, où la limite de la submersion marine a généralement diminué d'ouest en est (170 m au cap Wolstenholme, Matthews, 1967; 138 m près de la baie Diana, Gray et al., 1980), et du nord au sud (170 m dans l'île Charles et 120 m à l'entrée de la baie Déception, Gray et Lauriol, 1985). On

a estimé que vers 8 ka, les vitesses de relèvement étaient de 7,9 m/siècle (Matthews, 1967). Une certaine controverse règne quant à l'âge de la déglaciation de la côte sud du détroit d'Hudson. La plupart sont de l'avis que certaines régions étaient libres de glaces dès au moins 7 970 ± 250 BP (GSC-672), mais certains, sur la foi de trois datations « plus anciennes », supposent que la déglaciation est beaucoup plus ancienne. L'âge de 10 450 ± 250 BP (I-488; Matthews, 1966, 1967) pourrait bien être erroné, puisque des coquilles recueillies à la baie Déception par B. Lauriol (Université d'Ottawa, communication personnelle, 1985) à proximité immédiate du site où Matthews avait initialement prélevé des échantillons, ont été datées à 7 130 ± 100 BP (GSC-3947). Néanmoins, on a obtenu dans la région de la baie Déception deux autres datations, dont la plus ancienne est 9 800 ± 220 BP (Beta-11121) sur des coquilles de *Portlandia arctica* et *Nuculana minuta* recueillies in situ dans des sédiments glaciomarins recouvrant le till (Gray et Lauriol, 1985; Lauriol et Gray, 1987). Cela contredit les indices observés dans la péninsule Meta Incognita de l'île de Baffin, selon lesquels les glaces se seraient étendues jusqu'à l'entrée du détroit d'Hudson, jusque vers 8,6 ka ou plus tard (ce chapitre, Andrews, 1989). Selon Miller et al. (1988), une réavancée tardive des Glaces du Labrador à travers le détroit d'Hudson, entre 9 ka et 8,2 ka, pourrait expliquer la présence tardive des glaces dans le sud de l'île de Baffin. Alors que le front glaciaire continuait à se retirer à l'intérieur des terres dans la péninsule d'Ungava, des lacs de barrage glaciaire se sont formés entre le front glaciaire et les terrains plus élevés, à l'emplacement des lignes de partage hydrographiques baie d'Hudson/détroit d'Hudson et baie d'Hudson/baie d'Ungava (fig. 3-47; Prest et al., 1968; Prest, 1970). Parmi ces lacs, le mieux étudié est le Lac glaciaire Nantais (Lauriol et Gray, 1987; fig. 3-47).

Les glaces comblant la baie d'Ungava se sont retirées à la fois vers l'ouest en direction du centre de la péninsule d'Ungava, et vers le sud en direction du centre du Nouveau-Québec, peut-être grâce au développement d'une baie de vêlage de glaces. D'après l'âge  $^{14}\text{C}$  de coquilles recueillies dans une carotte provenant du fond marin (9 120 ± 480 BP, GSC-2946), la déglaciation de l'est du détroit d'Hudson avait eu lieu vers 9,1 ka. La Mer D'Iberville (Laverdière et Bernard, 1969) a suivi le front glaciaire durant son retrait. Blake (1976), Gangloff et al. (1976), Lauriol et al. (1979), Gray et al. (1980), Lauriol (1982) et Gray et Lauriol (1985) ont présenté des comptes rendus détaillés de l'évolution du niveau marin dans ce secteur. Sur la côte ouest de la baie d'Ungava, la limite marine passe de 138 m près de la baie de Diana à 195 m dans le bassin hydrographique supérieur de la rivière aux Mélèzes (Gray et Lauriol, 1985). Sur l'île Akpatok, à 75 km au large, la limite marine est beaucoup plus basse (58-74 m; Løken, 1978). Plusieurs datations au  $^{14}\text{C}$  de coquilles indiquent que la côte ouest de la baie d'Ungava était libre de glaces dès 7 ka (par ex.: 6 990 ± 150, I-9632; fig. 3.55e). Des plans d'eau qui s'étendaient loin à l'intérieur des terres dans la partie aval des vallées de la rivière aux Mélèzes (Gray et Lauriol, 1985) et de la rivière Caniapiscou (Drummond, 1965), et qui sont considérés comme étant des lacs glaciaires, étaient peut-être des estuaires saumâtres de la Mer D'Iverville.

### Centre du Nouveau-Québec et ouest du Labrador

Depuis que Low (1896) a pour la première fois identifié la région centrale du Labrador et de la péninsule d'Ungava comme l'un des derniers centres de désintégration glaciaire, plusieurs controverses ont entouré l'identification de l'emplacement exact des dernières masses glaciaires. Comme le décrivent Wilson et al. (1958), Ives (1960a), Prest et al. (1968) et Prest (1969), les indicateurs de l'écoulement glaciaire montrent que les Glaces du Labrador se sont écoulées radialement à partir d'une ligne de partage glaciaire, en forme de fer à cheval, qui s'étend du nord-ouest du lac Delorme à l'ouest, jusqu'au nord du réservoir Smallwood à l'est. Il reste à préciser si la ligne de partage glaciaire a été stable pendant un intervalle considérable du Wisconsin supérieur, ou bien si sa position a considérablement fluctué. Par exemple, Hughes (1964) et Richard et al. (1982) suggèrent qu'à une époque indéterminée, la ligne de partage glaciaire se situait beaucoup plus loin au nord-est qu'à sa position finale, puisque des roches de la fosse du Labrador ont été transportées jusque dans des régions situées à l'ouest de la ligne de partage glaciaire. De même, on ne peut dire avec certitude si la position finale de la ligne de partage coïncide avec celle des derniers vestiges glaciaires. De récents travaux sur le terrain réalisés par Klassen et Thompson (1987), qui ont identifié jusqu'à cinq phases distinctes d'écoulement glaciaire dans la région, devraient aider à clarifier ces aspects.

Des études de terrain faites par Perrault (1955), Grayson (1956), Henderson (1959), Ives (1959; 1960a,c, 1968, 1979), Kirby (1961a,b), et Derbyshire (1962a) dans la fosse du Labrador aux environs de Schefferville, ont produit des indices concluants sur la présence de quelques petites masses glaciaires résiduelles dans les bassins de faible altitude de la rivière Howells (ligne de partage glaciaire de Kivivic; immédiatement à l'ouest de Schefferville) et dans les vallées de la rivière Swampy Bay (au nord-nord-ouest de Schefferville). Selon d'autres auteurs, qui appuient leurs arguments sur les indicateurs de l'écoulement glaciaire et sur les constructions glaciaires (Low, 1896; Hughes 1964; Laverdière, 1967; Richard et al., 1982) et sur le fait que l'intersection des directions projetées d'inclinaison des lignes de rivage des lacs glaciaires correspond à l'emplacement des épaisseurs maximums de glace (Ives, 1960b; Harrison, 1963; Barnett, 1964; Barnett et Peterson, 1964), les dernières masses de glace se seraient désintégrées dans le secteur de la ligne de partage glaciaire en forme de « fer à cheval ». Les divers auteurs ont été d'avis très partagés (Ives, 1968; Barnett et Peterson, 1968; Bryson et al., 1969; Laverdière, 1969a,b; Laverdière et Guimont, 1982), mais il est probable qu'il y a eu de nombreux centres de retrait à la fois le long de l'emplacement final de la ligne de partage glaciaire et dans les bassins adjacents de faible altitude, où des masses glaciaires discontinues ont achevé de fondre.

On a employé les âges  $^{14}\text{C}$  obtenus sur de nombreuses carottes lacustres pour dater la disparition finale des glaces (Grayson, 1956; Morisson, 1970; McAndrews et Samson, 1977; Short, 1981; Stravers, 1981; Richard et al., 1982; King, 1985). À l'emplacement final de la limite de partage glaciaire, ou à proximité, les dates basales obtenues dans la région du lac Delorme -  $6\,320 \pm 180$  BP (GSC-3094; Richard et al., 1982) - et dans la région du lac Starkel -  $6\,200 \pm 100$  BP (GSC-3644; King, 1985), représentent les meilleures estimations minimales. Dans la

fosse du Labrador aux environs de Schefferville, ont été réalisées de nombreuses datations (Short, 1981; Stravers, 1981), quelques-unes allant jusqu'à 16 ka; cependant, ces dates sont suspectes, car de la matière organique plus ancienne a peut-être été redéposée dans ces échantillons qui contiennent moins de 1% de carbone organique (Stravers, 1981). Excepté peut-être quelques masses de glace subsistant dans les dépressions, il est à peu près certain que les Glaces du Labrador avaient complètement fondu dès 6,5 ka.

### Évolution postglaciaire

#### Émersion postglaciaire

Dans les sections traitant de la déglaciation de chaque grande région, de nombreuses données ont été présentées sur l'évolution du niveau de la mer. Des courbes du niveau minimum de la mer ont été tracées pour ces régions (fig. 3-58), et elles sont étudiées dans cette section. On a daté un nombre considérable d'échantillons de coquilles, mais peu d'entre eux peuvent être corrélés à des positions spécifiques du niveau de la mer. Par ailleurs, dans la plupart des cas, on ne peut représenter que partiellement les courbes d'émersion, puisque l'on a jusqu'à maintenant courvé peu de matériel permettant de dater à la fois la partie inférieure et la partie supérieure de ces courbes. Ces dernières

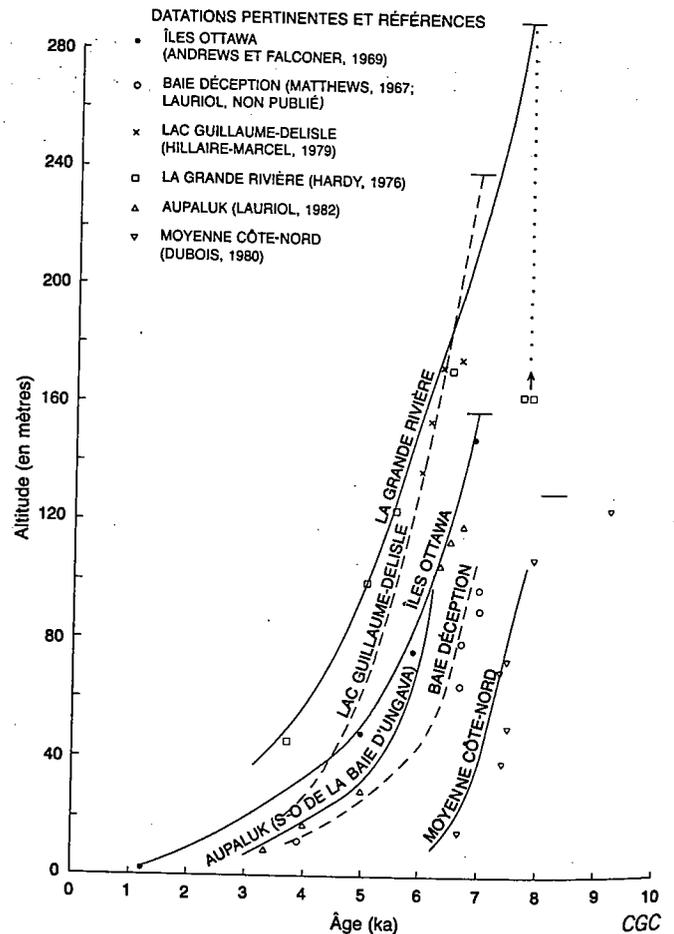


Figure 3.58. Courbes d'émersion minimum dans six régions du sud-est du Bouclier canadien.

sont néanmoins utiles, puisqu'elles permettent d'estimer la valeur du niveau marin minimum à n'importe quelle époque, dans diverses régions.

La famille de courbes de la figure 3-58 illustre la réponse isostatique aux surcharges glaciaires dans diverses régions. Comme prévu, les courbes de la moyenne Côte-Nord et de la baie Déception qui sont les régions les plus éloignées des centres de surcharge glaciaire, présentent le relèvement glacio-isostatique le plus faible, tandis que les régions les plus rapprochées (La Grande Rivière et le lac Guillaume-Delisle) montrent le relèvement le plus fort. L'intersection des courbes de La Grande Rivière et du Lac Guillaume-Delisle, à environ 6 ka, indique peut-être que l'influence dominante du poids des Glaces d'Hudson a été remplacée ensuite par celle des Glaces du Labrador, comme l'a proposé Hillaire-Marcel (1980).

La forme de la courbe de La Grande Rivière et son extrapolation jusqu'à la limite marine à partir des deux datations sur des sédiments associés à l'édification de la Moraine de Sakami semblent effectivement confirmer l'âge estimé, environ 8 ka, de la vidange du Lac Ojibway et de l'incursion de la Mer de Tyrrell à l'est de la baie James.

### Évolution de la végétation du Wisconsinien supérieur et de l'Holocène

P.J.H. Richard

Grâce aux données fournies par les analyses polliniques, on sait que les paysages végétaux étaient diversifiés sur la marge de l'Inlandsis laurentidien en retrait, mais que dans la partie centrale du sud-est du Bouclier canadien, depuis environ 5 ka, et dans les régions périphériques depuis environ 8 ka, les changements ont généralement été mineurs. Richard (1977a, 1981, 1985, 1989) a présenté

Richard, P.J.H.

1989: Évolution de la végétation du Wisconsinien supérieur et de l'Holocène. In: *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*, chap. 3, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: *The Geology of North America*, vol. K-1, Geological Society of America.

des comptes rendus détaillés de l'évolution de la végétation, ainsi que des listes des nombreuses études disponibles.

Vers 11 ka au sud (Richard, 1977b; Savoie et Richard, 1979), et vers 7,5 ka dans la péninsule d'Ungava (Richard, 1981), existaient des milieux presque dépourvus de végétation, auxquels ont succédé des milieux de toundra. Au Labrador, la toundra arbustive a occupé le terrain nouvellement déglacé jusqu'à environ 8 ka au sud, et 5 ka dans le centre nord de la région (Short, 1978; Lamb, 1980, 1984). Ailleurs, dans la portion centrale du sud-est du Bouclier canadien, les arbres ont recolonisé le territoire immédiatement après le retrait des glaces, après la vidange des lacs glaciaires (Richard, 1980a) ou après l'émersion des territoires que les mers postglaciaires avaient inondés (Richard, 1979). *Larix*, *Populus*, *Picea*, et *Betula*, accompagnés d'*Alnus*, ont été les premiers taxons colonisateurs. Dans le sud du Labrador et sur la Côte-Nord, *Picea glauca* et *Abies balsamea* ont été les premiers arbres présents (Lamb, 1980, 1984). Dans les Laurentides, les régions plus élevées ont été lentement colonisées par les arbres; *Populus* y a joué un rôle dominant pendant plus d'un millénaire (Richard, 1977b).

Durant l'Holocène inférieur, sur la marge sud du Bouclier canadien, il s'est déroulé une évolution complexe. Cette période a été caractérisée par de grandes fluctuations de l'abondance de *Pinus divaricata*, *Pinus strobus* et *Tsuga canadensis* d'une part, et par la migration vers le nord d'*Acer saccharum*, *Fagus grandiflora*, et d'autres espèces thermophiles. La présence d'épinettes puis de sapins blancs a préparé l'apparition des forêts mixtes actuelles. *Pinus strobus* s'étendait à 50 km plus au nord qu'actuellement, vers 5 ka, pendant l'Holocène moyen (Terasmae et Anderson, 1970). Au Nouveau-Québec, *Pinus divaricata* a migré dans la région dominée par l'épinette à l'est de la baie James vers 3 ka (Richard, 1979), atteignant à peine la rivière Caniapiscou à l'est (Richard et al., 1982). Cependant, au nord, la position de la limite des arbres a peu fluctué depuis la déglaciation (Gagnon et Payette, 1981; Richard 1981). Au cours des 1 000 dernières années, la forêt boréale est devenue progressivement plus ouverte, peut-être en réponse au refroidissement climatique de l'Holocène supérieur (Short, 1978).

## LE QUATERNAIRE DU NORD-EST DU BOUCLIER CANADIEN

J.T. Andrews

### INTRODUCTION

Cette section contient une description de la géologie du Quaternaire de la partie du Bouclier canadien située entre la baie de Baffin et la péninsule de Melville, et entre le détroit d'Hudson et le détroit de Lancaster (fig. 3-1). Cette région se situe en partie à l'intérieur du Secteur de Baffin

Andrews, J.T.

1989: Le Quaternaire du nord-est du Bouclier canadien. In: *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*, chap. 3, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: *The Geology of North America*, vol. K-1, Geological Society of America.

de l'Inlandsis laurentidien (fig. 3); elle a été recouverte durant la dernière glaciation par les Glaces de Foxe et par une série de petites calottes glaciaires autonomes. Étant donné que la région est située à la limite nord-est de la dernière glaciation et au-delà, il y existe d'abondants dépôts quaternaires plus anciens. Pour cette raison, la mise au point de méthodes permettant d'identifier, de subdiviser et de dater les sédiments quaternaires antérieurs à la dernière avancée glaciaire a été une importante facette des études du Quaternaire dans cette région. Les sédiments marins y occupent une place importante dans les études chronostratigraphiques, et des efforts de recherche considérables ont été consacrés aux mouvements terrestres et