



# SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 7 PALEO-OCEANOGRAPHY AND PALEO-GLACIOLOGY

# PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES 7 PALÉO-OCÉANOGRAPHIE ET PALÉO-GLACIOLOGIE

D. J. W. Piper

Recommended citation: Piper, D. J. W., 1991: Surficial geology and physical properties 7: paleo-oceanography and paleo-glaciology; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 123.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Notation bibliographique conseillée: Piper, D. J. W., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 7: paléo-océanographie et paléo-glaciologie; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 123.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

## INTRODUCTION

The series of maps on this sheet illustrates some of the major changes interpreted to have taken place in ocean circulation, ice extent, and sea level in the late Quaternary. Because many paleoenvironmental interpretations rely on data interpreted in different ways by different authors, the reader should consult "Notes on Sources" below to establish which interpretations were used to construct these maps.

The extent of different water masses in the past is based on qualitative comparison of the microfossil assemblages with those associated with different water masses at present (e.g. Scott et al., 1984). Quantitative estimates of past sea surface temperature using CLIMAP (1976) techniques are available only for the oceanic areas adjacent to eastern Canada, not on the continental margin. Polar waters are recognized by the paucity and low species diversity of pelagic microfossils, by abundant ice-rafted detritus, and, where close to ice margins, by high rates of sediment deposition from suspension. Late Pleistocene ice loading in Atlantic Canada has produced complex changes in relative sea level in coastal areas (Quinlan and Beaumont, 1982; Peltier, 1988). However, on the outer shelf, the observed changes (Scott et al., 1989) are similar to the generalized "eustatic" changes found in areas lacking ice loading and tectonic effects, with a maximum late Wisconsinian lowering of about 115 m.

The chronology of former ice margin positions is dependent on reliable dating. In marine areas, there are few reliable radiocarbon dates (mostly on mollusc shells). Most ice margins on the continental shelf were extrapolated from these well dated areas. Chronology of ice-margin positions on land is largely based on dates from the bottom of post-glacial sediment sequences in lakes. Interpretations of ice margins on land range from the "minimalist" view of Dyke and Prest (1987), who are conservative in the identification of ice, through the more "maximalist" views of Stea and Mott (1989) and Macpherson (1988), to the extreme "maximalist" view of Denton and Hughes (1981).

## PRESENT CONDITIONS

This map (Fig. 1) shows present water circulation, based on a synthesis by Mudie (1990). Scott et al. (1984) showed that these general conditions persisted for the last 2.5 ky. Sea level changes over this time did not exceed a few metres. Polar water derived from the Arctic Ocean through the channels of the Arctic Archipelago, together with cold freshwater runoff from Hudson Bay, forms the cold low salinity water of the inner Labrador Current which flows southwestward into the Gulf of St. Lawrence and eastern Scotian Shelf. On the southwest Scotian Shelf, it mixes with warmer water derived from mixing of the northern edge of the Gulf Stream.

## 5 KA

The most striking feature of this map (Fig. 2), when compared with present conditions, is the lack of extremely cold polar water of the inner Labrador current. Greater mixing with the North Atlantic Drift or reduced input of polar water resulted in outer Labrador Current water dominating the Grand Banks and slightly warmer conditions on the Scotian Shelf, with a greater penetration of warm water onto the southwest Scotian Shelf. Sea level changes (rise and fall) are generally <10 m in present coastal areas and are not shown on the map. About this time, the Northumberland Strait was finally breached by the sea and Prince Edward Island (P.E.I.) became an island.

## 7.5 KA

On the outer banks at 7.5 ka, sea level was 30 m below present (Fig. 3). Sea level change in present coastal areas was <15 m in most places, reaching as low as -25 m in eastern P.E.I. The very shallow water over a large part of Georges Bank resulted in tide ranges lower than those at present in the Bay of Fundy. The circulation pattern at this time was similar to that in the previous map (5 ka), except that warm water penetrated even further onto the Scotian Shelf, reaching the inner shelf off Cape Breton Island. The Grand Banks were dominated by outer Labrador Current water.

## 9 KA

At 9 ka, significant areas of the outer banks were exposed as sea level was 40 m below present (Fig. 4). In present coastal areas, sea level changes have been as much as 30 m. There was substantial discharge of meltwater from Lake Agassiz through the Great Lakes system and down the St. Lawrence, but its extent on the Scotian Shelf is uncertain. Microfossil assemblages show relatively cold conditions, similar to modern outer Labrador Current water, on the Scotian Shelf and Grand Banks.

## 10.8 KA

This map (Fig. 5) represents the Younger Dryas cooling in Atlantic Canada, a time of maximum meltwater discharge down the St. Lawrence from the Great Lakes. Residual ice in Nova Scotia and more extensive ice in Newfoundland and Labrador locally readvanced. Microfossil assemblages show that glacial meltwater probably affected large areas of the Scotian Shelf, and ponded behind emergent areas of the outer banks. Large areas of the southern Gulf of St. Lawrence were also emergent. Because of the lack of oceanic circulation data, circulation patterns on this and subsequent maps are speculative.

## 12 KA

Ice was extensive over Newfoundland and Labrador, at this time (Fig. 6). However, it was the end of a period of rapid ice retreat in the Maritime Provinces, with only small residual ice centres remaining. An ice surge down Halibut Channel that reached the shelf edge was probably related to the retreat of ice on the Avalon Peninsula. Sea level on the outer shelf was at about -60m, resulting in a greater emergence of the outer banks.

## 14 KA

This map (Fig. 7) shows an intermediate ice configuration between the extensive glaciation at 18 ka and the retreat of ice to the modern coastline in Nova Scotia by 12 ka. There was some residual ice on Emerald Bank, but the sea had entered the Bay of Fundy. Extrapolated sea level on the outer shelf was at -85 m, but sea level was at +70 m in the northern Gulf of Maine and +40 to +25 m around the Bay of Fundy.

## 18 KA

This map (Fig. 8) shows large ice centres over Newfoundland and the Maritime Provinces, with thin ice tongues filling the Gulf of Maine, extending across much of the Scotian Shelf and onto the inner shelf off Newfoundland. Although this time represents the maximum late Wisconsinian lowering of sea level (to about -115 m on the outer shelf), the maximum late Wisconsinian ice extent was probably earlier, perhaps at about 25 ka. The Gulf of St. Lawrence and Laurentian Channel formed a large indentation of the sea into which many icebergs were calved. Extensive areas of the outer shelf banks were emergent and some areas may have had thin ice cover. Polar ice-infested water extended over all marine shelf areas and the continental slope.

## NOTES ON SOURCES

Present conditions: Circulation from Mudie (1990), and based on Sverdrup et al. (1942), Lazier (1982), and Hildebrand (1984); microfossil indicators from Scott et al. (1984).

5 ka: Microfossils and circulation based on Scott et al. (1984), and supplemented by Alam (1979); modern coastline shown (Quinlan and Beaumont, 1982; Scott et al., 1987a).

7.5 ka: Microfossils and circulation based on Scott et al. (1984), and supplemented by Alam (1979); modern coastline shown in most areas, since sea level within 15 m of present level in coastal areas (Quinlan and Beaumont, 1982; Scott et al., 1988); sea level at -30 m on Georges Bank (Scott and Greenberg, 1983) and on Sable Island (Scott et al., 1989).

9 ka: Sea level from Quinlan and Beaumont (1982), Scott et al. (1987a), and Scott et al. (1989); microfossil indicators from Scott et al. (1984), and supplemented by Alam (1979); Great Lakes discharge from Andrews (1987) and Lewis and Anderson (1989).

10.8 ka (Younger Dryas): Ice margins on land from Dyke and Prest (1987), but modified for Nova Scotia and Prince Edward Island from Stea and Mott (1989) and for Newfoundland from Macpherson (1988); sea level at -50 m on outer banks (Scott et al., 1989). -50 m on Maine coast (Belknap et al., 1986) and -20 m at head of Bay of Fundy (Scott et al., 1987b); major discharge from the Great Lakes from Lewis and Anderson (1989) and Gulf of Maine from Schnitker (1989); oceanic circulation extrapolated from Ruddiman and McIntyre (1981).

12 ka: Ice margins on land from Grant (1989), according to minimum model shown in Dyke and Prest (1987) with additions from Macpherson (1988) and Stea (1987) using the chronology of Mott et al. (1986); ice in Halibut Channel from Bonifay and Piper (1988); sea levels in New Brunswick from Rampton et al. (1984); oceanic circulation extrapolated from Ruddiman and McIntyre (1981).

14 ka: Ice margins on land from Grant (1990), according to minimum model shown in Dyke and Prest (1987), with modifications following Stea and Wightman (1987); ice margin around Emerald Basin from Gipp (1989) and in LaHave Basin inferred from data in Piper et al. (1990); lack of ice on Banquereau based on reduction in sedimentation rate at Tantallon M-41 well site; ice in Halibut Channel based on evidence of till tongues (G. B. J. Fader, personal communication); sea level data around Gulf of Maine summarized in Stea (1987); oceanic circulation extrapolated from Ruddiman and McIntyre (1981).

18 ka: Ice margins on land from Grant (1989), according to minimum model shown in Dyke and Prest (1987) and locally modified; ice margins on Scotian Shelf from Schlee (1973), Boyd et al. (1988), McLaren (1988), Gipp (1989), Gipp and Piper (1989), and Scott et al. (1989); ice margins extrapolated for Newfoundland based on Scotian Shelf data, taking into account dates in Mudie and Guilbault (1982) and Mosher et al. (1989); showing ice maximum prior to 18 ka, perhaps about 25 ka) and dates from Halibut Channel (G. B. J. Fader, personal communication); presence of ice on some outer banks based on evidence in Gipp (1989); outer banks sea level at -110 m based on terrace of King and Fader (1986) and comparison with "eustatic" sea level curve; Gulf of St. Lawrence and Laurentian Channel shown as a calving bay based on (1) geological evidence at Anticosti and Magdalen islands for no glaciation, (2) the great depth of the Laurentian Channel compared with probable shelf ice thicknesses (c.f. Quinlan and Beaumont, 1982) and (3) the stage 2 sedimentology of the Laurentian Fan (Stow, 1981); extent of polar water based on Alam et al. (1983); oceanic circulation extrapolated from Ruddiman and McIntyre (1981).

## REFERENCES

- Alam, M.**  
1979: The effect of Pleistocene climatic changes on the sediments around the Grand Banks; unpublished Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 222 p.
- Alam, M., Piper, D. J. W., and Cooke, H. B. S.**  
1983: Late Quaternary stratigraphy and paleo-oceanography of the Grand Banks continental margin, eastern Canada; *Boreas* v. 12, p. 253-261.
- Andrews, J. T.**  
1987: The Laurentide ice sheet: research problems; *Géographie Physique et Quaternaire*, v. 41, p. 315-318.

## INTRODUCTION

La série de cartes de cette planche illustre certains des changements majeurs de la circulation océanique, de l'étendue de la zone englacée et du niveau marin au Quaternaire tardif, que l'interprétation permet de déduire. Puisqu'un grand nombre d'interprétations paléoenvironnementales reposent sur des données interprétées différemment par divers auteurs, le lecteur est référé aux «Remarques concernant les sources» présentées ci-après pour déterminer quelles interprétations ont été utilisées pour dresser ces cartes.

L'étendue des différentes masses d'eau du passé est fondée sur des comparaisons qualitatives des associations de microfossiles à celles associées aux différentes masses d'eau actuelles (par ex. Scott et al., 1984). Des estimations quantitatives des températures passées de la surface de la mer par les méthodes CLIMAP (1976) ne sont disponibles que pour les régions océaniques adjacentes à l'Est du Canada et non pour la marge continentale. Les eaux polaires sont reconnues par la rareté et la faible diversité des microfossiles pélagiques, par une abondance de matériaux détritiques glaciaires et, à proximité des marges glaciaires, par des taux élevés de sédimentation des matériaux en suspension. Les charges exercées par les glaces au Pléistocène tardif sur la région atlantique du Canada ont engendré des variations complexes du niveau marin relatif dans les régions côtières (Quinlan et Beaumont, 1982; Peltier, 1988). Cependant, sur la plate-forme externe, les changements observés (Scott et al., 1989) sont similaires aux variations «eustatiques» généralisées observées dans des régions non soumises aux charges exercées par les glaces et à des effets tectoniques et où l'abaissement maximal du niveau marin, au Wisconsinien tardif, a été d'environ 115 m.

La chronologie des positions des marges glaciaires anciennes nécessite une datation fiable. Dans les régions marines, peu de datations au radiocarbone fiables (principalement sur des coquillages de mollusques) sont disponibles. La position de la majeure partie des marges glaciaires sur la plate-forme continentale a été extrapolée à partir de celle déterminée dans les régions où elle est bien datée. La chronologie de la position des marges glaciaires sur le continent est en grande partie basée sur les dates dérivées pour la base des séquences de sédiments postglaciaires dans les lacs. Les interprétations des marges glaciaires sur le continent s'échelonnent de la perspective «minimaliste» de Dyke et Prest (1987), plus conservateurs quant à l'identification de la glace, aux perspectives plus «maximalistes» de Stea et Mott (1989) et de MacPherson (1988) et à la perspective «maximaliste» extrême de Denton et Hughes (1981).

## CONDITIONS ACTUELLES

Cette carte (fig. 1) montre la circulation océanique actuelle fondée sur une synthèse effectuée par Mudie (1990). Scott et al. (1984) ont montré que ces conditions générales ont persisté au cours des derniers 2,5 ka. Pendant cet intervalle les variations du niveau marin n'ont pas dépassé quelques mètres. Des eaux polaires provenant de l'océan Arctique par les chenaux de l'archipel arctique mélangées à l'eau douce froide de ruissellement provenant de la baie d'Hudson constituent les eaux froides de faible salinité du courant interne du Labrador s'écoulant vers le sud-ouest dans le golfe du Saint-Laurent et sur la plate-forme Néo-Écossaise orientale. Dans la partie sud-ouest de la plate-forme Néo-Écossaise, cette eau se mélange à de l'eau plus chaude provenant du mélange avec l'eau de la bordure du Gulf Stream.

## 5 KA

L'élément le plus frappant lorsque l'on compare cette carte (fig. 2) à celle des conditions actuelles est l'absence de l'eau polaire extrêmement froide du courant interne du Labrador. Un mélange plus important avec la dérive nord-atlantique ou un apport réduit en eau polaire ont fait que l'eau du courant externe du Labrador prédominait sur les Grands Bancs et a produit des conditions légèrement plus chaudes sur la plate-forme Néo-Écossaise ainsi qu'une pénétration plus grande d'eau chaude sur la partie sud-ouest de la plate-forme Néo-Écossaise. Les variations (hausse et baisse) du niveau marin sont généralement inférieures à 10 m dans les régions côtières actuelles et ne sont pas représentées sur la carte. Approximativement à cette époque, le détroit de Northumberland s'est finalement ouvert sur la mer et l'Île-du-Prince-Édouard (Î.-P.-É.) a été séparée du continent.

## 7.5 KA

Il y a 7,5 ka le niveau marin était de 30 m plus bas que le niveau actuel sur les bancs externes. Dans les régions côtières actuelles la variation du niveau marin était dans la plupart des secteurs inférieure à 15 m, mais elle atteignait -25 m dans l'est de l'Î.-P.-É. La très faible profondeur de l'eau sur une grande partie du banc de Georges entraînait des marnages inférieurs à ceux actuellement observés dans la baie de Fundy. La configuration de la circulation à cette époque était semblable à celle représentée sur la carte précédente (5 ka), sauf que l'eau chaude pénétrait encore plus loin sur la plate-forme Néo-Écossaise pour atteindre la plate-forme interne au large de l'île du Cap-Breton. La présence d'eau du courant externe du Labrador sur les Grands Bancs prédominait.

## 9 KA

Il y a 9 ka d'importantes régions des bancs externes émergeaient puisque le niveau marin était de 40 m inférieur au niveau actuel (fig. 4). Dans les régions côtières actuelles, les variations du niveau marin peuvent avoir atteint 30 m. Il y avait déversement substantiel d'eau de fonte du lac Agassiz par le réseau des Grands Lacs et le Saint-Laurent, mais l'ampleur de ce déversement sur la plate-forme Néo-Écossaise est incertaine. Les associations de microfossiles indiquent

que des conditions relativement froides, semblables à celles des eaux du courant externe du Labrador contemporain, prévalaient sur la plate-forme Néo-Écossaise et les Grands Bancs.

## 10,8 KA

Cette carte (fig. 5) représente le refroidissement du Dryas récent dans la région atlantique du Canada, époque du déversement maximal par le Saint-Laurent d'eau de fonte des Grands Lacs. Il y a eu par endroits des réavancées de masses résiduelles de glace en Nouvelle-Écosse et de masses de glace plus considérables à Terre-Neuve et au Labrador. Les associations de microfossiles montrent que l'eau de fonte glaciaire a probablement influencé de grandes régions de la plate-forme Néo-Écossaise et a été retenue derrière les régions émergentes des bancs externes. De grandes étendues du golfe du Saint-Laurent méridional émergeaient également. En raison du manque de données sur la circulation océanique, les configurations de la circulation représentées sur cette carte et les cartes suivantes sont hypothétiques.

## 12 KA

La glace recouvrait à cette époque de grandes étendues de Terre-Neuve et du Labrador (fig. 6). Il s'agissait toutefois de la fin d'un intervalle de recul rapide de la glace dans les Provinces maritimes et seuls de petits centres glaciaires résiduels subsistaient. Une crue glaciaire qui s'est avancée dans le chenal de Flétan et qui a atteint la bordure de la plate-forme, était probablement reliée au recul de la glace sur la presqu'île d'Avalon. Sur la plate-forme externe, le niveau marin était probablement inférieur de 60 m au niveau actuel, ce qui entraînait une plus grande émergence des bancs externes.

## 14 KA

Cette carte (fig. 7) représente la configuration intermédiaire de la glace entre la glaciation étendue d'il y a 18 ka et le recul de la glace jusqu'à la ligne de rivage contemporaine de la Nouvelle-Écosse il y a 12 ka. Il y avait de la glace résiduelle sur le banc d'Émeraude, mais la mer avait envahi la baie de Fundy. Le niveau marin était probablement inférieur de 60 m au niveau marin extrapolé sur la plate-forme externe se situait à -85 m, mais il se trouvait à +70 m dans le golfe du Maine septentrional et de +40 à +25 m autour de la baie de Fundy.

## 18 KA

Cette carte (fig. 8) montre les grands centres glaciaires sur Terre-Neuve et les Provinces maritimes ainsi que de minces langues glaciaires comblant le golfe du Maine pour s'étendre sur une bonne partie de la plate-forme Néo-Écossaise et sur la plate-forme interne de Terre-Neuve. Bien que l'abaissement maximal du niveau marin (-115 m sur la plate-forme externe) au Wisconsinien tardif corresponde à cette époque, l'avancée maximale de la glace s'est probablement produite plus tôt, peut-être il y a 25 ka. Le golfe du Saint-Laurent et le chenal Laurentien formaient un vaste prolongement de la mer dans lequel étaient vélés de nombreux icebergs. Des étendues considérables des bancs de la plate-forme externe émergeaient et certaines régions pouvaient présenter une mince couverture de glace. Les eaux polaires infestées de glaces s'étendaient à toutes les régions marines de la plate-forme et au talus continental.

## REMARQUES CONCERNANT LES SOURCES

Conditions actuelles: circulation d'après Mudie (1990) et basée sur Sverdrup et al. (1942), Lazier (1982) et Hildebrand (1984); microfossiles indicateurs d'après Scott et al. (1984).

5 ka: microfossiles et circulation basés sur les travaux de Scott et al. (1984) complétés par ceux d'Alam (1979); ligne de rivage contemporaine représentée (Quinlan et Beaumont, 1982; Scott et al., 1987a).

7,5 ka: microfossiles et circulation basés sur les travaux de Scott et al. (1984) complétés par ceux d'Alam (1979); la ligne de rivage contemporaine est représentée dans la plupart des régions puisque le niveau marin se situait à moins de 15 m du niveau actuel dans les régions côtières (Quinlan et Beaumont, 1982; Scott et al., 1988); tracé du niveau marin à -30 m sur le banc de Georges (Scott et Greenberg, 1983) et sur l'île de Sable (Scott et al., 1989).

9 ka: niveau marin d'après Quinlan et Beaumont (1982), Scott et al. (1987a) et Scott et al. (1989); microfossiles indicateurs d'après les travaux de Scott et al. (1984) complétés par ceux d'Alam (1979); déversement des Grands Lacs d'après Andrews (1987) et Lewis et Anderson (1989).

10.8 ka (Dryas récent): marges glaciaires sur les terres d'après Dyke et Prest (1987), mais modifiées pour la Nouvelle-Écosse et l'Île-du-Prince-Édouard d'après Stea et Mott (1989) et pour Terre-Neuve d'après Macpherson (1988); niveau marin à -50 m sur les bancs externes (Scott et al., 1989), à -50 m sur la côte du Maine (Belknap et al., 1986) et à -20 m au fond de la baie de Fundy (Scott et al., 1987b); déversement majeur des Grands Lacs d'après Lewis et Anderson (1989) et du golfe du Maine d'après Schnitker (1989); circulation océanique extrapolée d'après Ruddiman et McIntyre (1981).

12 ka: marges glaciaires sur les terres d'après Grant (1989), selon le modèle minimal représenté dans Dyke et Prest (1987) avec des additions provenant de Macpherson (1988) et de Stea (1987) basées sur la chronologie de Mott et al. (1986); glace dans le chenal de Flétan d'après Bonifay et Piper (1988); niveaux marins au Nouveau-Brunswick d'après Rampton et al. (1984); circulation océanique extrapolée d'après Ruddiman et McIntyre (1981).

