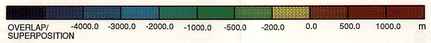
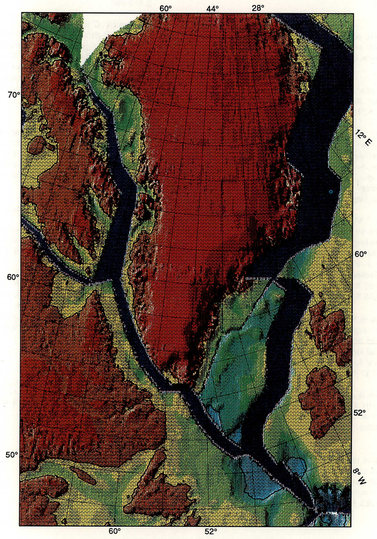
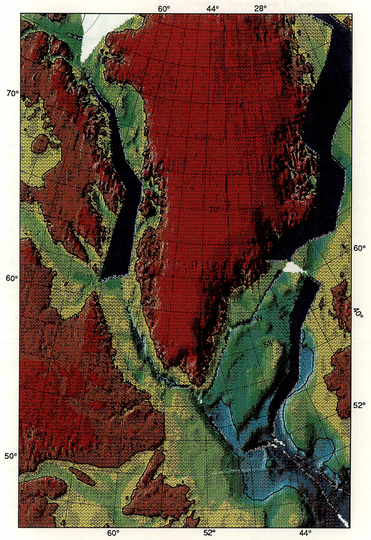
Energy, Mines and Resources Canada
Energie, Mines et Ressources Canada

BATHYMETRY BATHYMÉTRIE

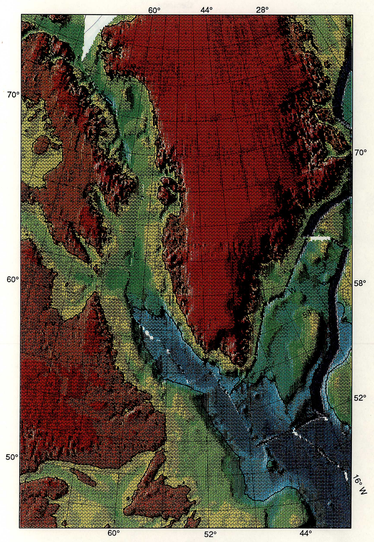




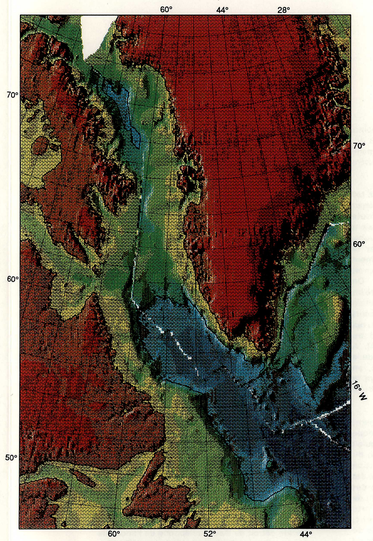
ANOMALY M0 TIME (118 Ma)
ANOMALIE M0 (118 Ma)



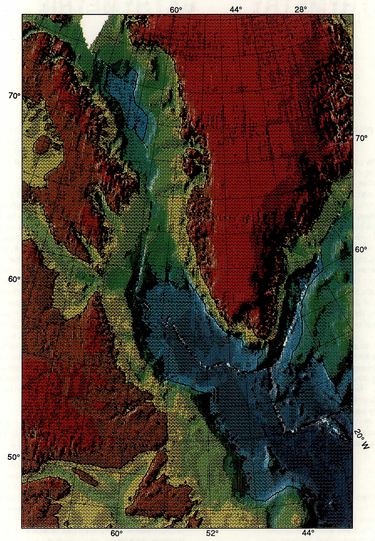
CLOSURE LABRADOR SEA (92 Ma)
FERMETURE DE LA MER DU LABRADOR (92 Ma)



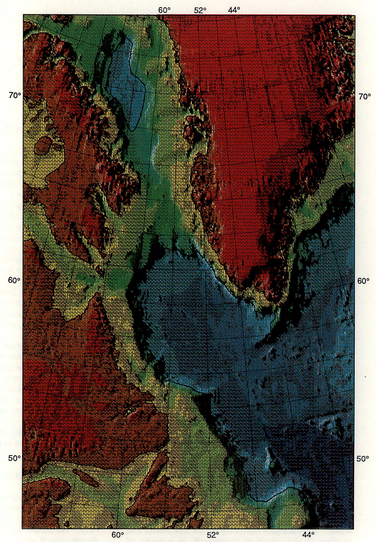
ANOMALY 31 TIME (69 Ma)
ANOMALIE 31 (69 Ma)



ANOMALY 25 TIME (59 Ma)
ANOMALIE 25 (59 Ma)



ANOMALY 24 TIME (56 Ma)
ANOMALIE 24 (56 Ma)



PRESENT
ÉPOQUE ACTUELLE

S.P. Srivastava and W.R. Roest

INTRODUCTION

Deciphering the past positions of continents which were once joined together has been a challenge to geologists and geophysicists for a number of years. The reasons for finding these positions are numerous, one being the correlation of certain geological, geophysical and physiographic signatures from one continental mass to another. This was perhaps one of the reasons which in 1924 led Wegener to propose that Greenland, Labrador and Baffin Island were once one land mass, and that they lie at their present positions as a result of continental drift. Since then many papers have been published on the evolution of the Labrador Sea and Baffin Bay, postulating that these regions were formed by seafloor spreading when Greenland separated from North America. Recently, the spreading history of the North Atlantic and the Labrador Sea has been summarized by Srivastava and Tapscott (1986).

To understand the tectonic development of the deep sedimentary basins, which lie under the shelves and slopes of many continental masses, it is essential to understand how their formation relates to the development of the adjacent deep ocean basins. Furthermore, it is important to compare the structure and the development of similar sedimentary basins that were once conjugate to each other but now lie on opposite sides of the oceanic basins. To do so, an accurate history of development of the intervening ocean floor is needed. For this reason, details on the evolution of the Labrador Sea are included in this Atlas.

The history of oceanic basins can be deciphered by systematic mapping of three geophysical parameters, namely the bottom topography and the gravity and magnetic anomalies. The seafloor spreading magnetic anomalies, which are caused by the reversals in the Earth's magnetic field, are preserved in the oceanic crust at the time of its formation and may be used as age markers (refer to map sheet Seafloor Spreading History I, this Atlas). The gravity anomalies and basement topography depict the fracture zones, that indicate the directions of plate motion.

Since the motion between points on a sphere can be described as a rotation around an axis, past motions between plates are adequately summarized by a series of rotation poles. These poles are the intersection points of the axes of rotation with the surface of the Earth. Poles of rotation between plates can be derived from seafloor spreading anomalies and fracture zones (Bullard *et al.*, 1965; McKenzie and Parker, 1967). Such a technique was used here to determine the positions of Greenland and Eurasia relative to North America at various times.

The maps in this Atlas show the development of the Labrador Sea at different geological times so as to facilitate the correlation of geological and geophysical features between the plates. This could not be done in the earlier reconstructions (Kristoffersen and Talwani, 1977; Srivastava, 1978; Srivastava and Tapscott, 1986). These reconstructions showed only the relative position of the different plates and not their geological and geophysical contents. As an additional improvement, the reconstructions here are based on new identifications of magnetic anomalies in the Labrador Sea (refer to map sheet Seafloor Spreading History I, this Atlas).

METHOD OF THE RECONSTRUCTION

The accuracy with which the past plate configurations can be determined depends heavily on the accuracy of the determination of fracture zones and the identification of magnetic anomalies. Map sheet Seafloor Spreading History I (this Atlas) shows the seafloor spreading anomalies and fracture zones in the Labrador Sea as newly identified by the authors. Because the motion of Greenland relative to North America cannot be considered separately, the revised identification of the magnetic anomalies in the Labrador Sea was combined with the magnetic lineations in the rest of the North Atlantic (Srivastava and Tapscott, 1986), to derive a consistent set of poles of rotation for the different regions.

The poles of rotation relative to North America for all plates involved in the reconstruction are given in Table 1. Each rotation pole specifies the rotation that is necessary to bring into coincidence a magnetic anomaly from one side of the ridge axis with the corresponding anomaly on the other side. Such a technique was used in the past to illustrate the development of oceanic basins. However, it suffers from the major disadvantage that it does not convey any information about the correlation of features between different plates.

For this reason, a new technique (developed by J. Verhoef of the Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada) involving the rotation of complete digital data sets of different plates was used here. This technique requires accurate knowledge of magnetic anomalies and fracture zones throughout the oceanic basin so that the entire plate boundaries can be located precisely. These quantities are fairly well known in most of the Labrador Sea but not in the Davis Strait and Baffin Bay regions. Determination of plate boundaries in these two regions were carried out using gravity, magnetic and a limited amount of seismic data. The identified magnetic anomalies were then digitized at profile locations and joined by smooth lines, thereby defining the plate boundaries. Magnetic anomalies were extrapolated to the fracture zones, if no magnetic observation existed in their vicinity, and then continued along the fracture zones.

Existing interpretations were used to delineate the initial plate boundaries, along which the plates presumably rifted. In regions where these were not available, other criteria (i.e. variation in the magnetic and gravity signatures) were used to delineate these boundaries. The technique is imperfect, but is the best possible given the absence of any other information. The resulting plate boundaries for different anomalies are shown in Figure 1. The time scale of Kent and Gradstein (1986) was used to assign ages to different anomalies and, hence, to different plate boundaries.

The production of the presented reconstructions required rotation of a large amount of digital data for the plates involved. The technique is described briefly. First, a polygon was defined for each plate involved in the reconstruction. The polygon contained only that part of the plate with an age greater than that of the particular reconstruction. The oceanic plate boundaries were defined to follow the magnetic anomalies described above. On the landward side, the polygon was closed arbitrarily to cover the region shown in the reconstructions. The data set inside the polygon was then rotated with the appropriate pole relative to the (fixed) North American plate. Finally, all rotated plates and the fixed plate were combined in a new gridded data set and plotted as shaded relief colour maps with illumination from the northwest. Plate overlaps in these reconstructions are shown as dark blue colours, while gaps are shown as blank regions.

DATA

Three sets of digital data were used to produce the reconstructions. The bathymetry reconstructions utilized the digital bathymetry and elevation data set of the world (ETOPO5, 1986). The gridded magnetic data set of Labrador Sea and Baffin Bay (Verhoef and Macnab, 1988) together with that of the region to the south (Srivastava *et al.*, in press) were used for the western side of the North Atlantic. For the eastern side of the North Atlantic, digitized values from a map of the North Atlantic north of 50° (Roberts *et al.*, 1985), were used with gridded data from a region studied by Verhoef *et al.* (1986). These data sets were reduced to the pole prior to their use in the reconstructions, as described by Srivastava *et al.* (in press).

For the gravity reconstructions, a gravity data set of Eastern Canada, the Labrador Sea and Baffin Bay (Earth Physics Branch, 1986) was used. The gridded gravity values derived from SEASAT altimeter data by Haxby (1986) were used for the eastern side of the North Atlantic.

PLATE RECONSTRUCTIONS OF THE LABRADOR SEA

The seafloor spreading history of the Labrador Sea, north of 45°N, is illustrated in five reconstructions on the map sheet. Bathymetric reconstructions are at a scale of 1:16 200 000. Map sheet Seafloor Spreading History III (this Atlas) shows the same reconstructions based on the gravity and magnetic data sets. Similarly, map sheets Seafloor Spreading History IV, V and VI (this Atlas) show reconstructions at the onset of seafloor spreading in the Labrador Sea (92 Ma B.P.) using bathymetry, gravity and magnetic data, respectively, at a scale of 1:2 000 000. As a reference, the present day geographic grid (2° in latitude and 4° in longitude) is shown rotated with each plate. In addition, the coastlines and the 2000 m isobath are shown.

The relative motion between Greenland and North America, describing the evolutionary history of the Labrador Sea and Baffin Bay, cannot be considered separately because of its implication to neighbouring regions where spreading or stretching occurred simultaneously. This is illustrated by the reconstructions shown here. The important features resulting from these reconstructions are described very briefly here, starting from anomaly M0 time to the present. A more complete discussion will be published elsewhere.

At anomaly M0 time (118 Ma), active seafloor spreading was taking place between North America and Iberia. The regions to the north, on the other hand, were undergoing continental stretching. At present, there is no exact way of determining how this stretching was distributed. The reconstructions merely illustrate the total amount of extension that occurred, as regions of overlap. The large overlap between Eurasian and Greenland plates can be partly accounted for by some Early Cretaceous stretching in the North Sea and the Mesozoic rifting along the northeast coast of Greenland (Price and Rattey, 1984; Hanisch, 1984). Rockall Plateau formed part of the Greenland plate at this time. The reconstructions show an excellent fit of the eastern Greenland margin and the western edge of Rockall Plateau.

Extrapolation of the rate of relative motion of the Greenland and North American plates between anomaly 31 and 33 to the time of closure, yielded an age of 92 Ma for the onset of seafloor spreading. The reconstruction for this time shows a good fit of the two continental slopes, as well as correlations of

[continued on reverse]

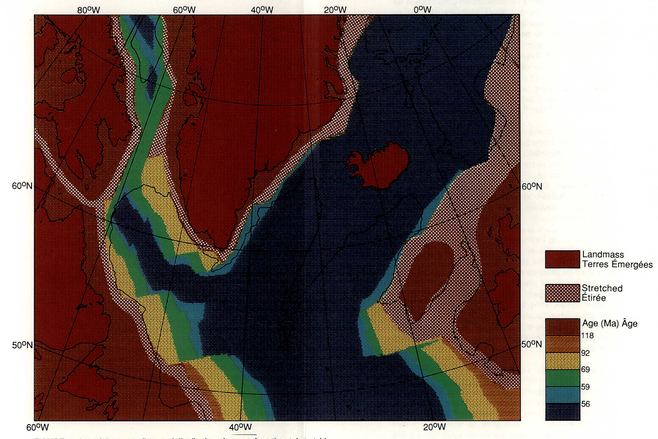


FIGURE: 1 Age of the ocean floor and distribution of areas of continental stretching

FIGURE: 1 Âge des fonds océaniques et répartition des régions d'étirement de la croûte continental

ANOMALY ANOMALIE	AGE (Ma)	GREENLAND GROENLAND			EURASIA EURASIE			ROCKALL ROCKALL			PORCUPINE PORCUPINE		
		Lat.	Long.	Angle	Lat.	Long.	Angle	Lat.	Long.	Angle	Lat.	Long.	Angle
MO	118	67.50°	-118.48°	-13.78°	68.99°	154.75°	-23.05°	75.32°	159.61°	-23.47°	67.13°	155.32°	-22.54°
CLB	92	66.60°	-119.48°	-12.20°	66.67°	150.26°	-20.37°	73.95°	156.24°	-22.01°	64.55°	151.19°	-19.88°
31	69	43.94°	-145.31°	-4.92°	64.84°	143.96°	-16.95°	59.05°	147.21°	-15.56°	62.31°	145.53°	-16.47°
25	59	24.48°	-137.25°	-3.12°	63.14°	141.66°	-14.22°	58.24°	143.78°	-19.44°	60.11°	143.68°	-13.76°
24	56	54.91°	-110.01°	-4.00°	62.60°	140.81°	-12.75°	54.86°	143.39°	-11.99°	59.21°	143.14°	-12.30°

TABLE 1 : Poles of rotation with respect to the North American plate for the Greenland, Eurasian, Rockall and Porcupine plates (longitude and angle are positive towards east). Two additional poles were used in the reconstruction for anomaly M0 time: for Iberia 71.17°, -12.6°, -48°, and for Baffin Island 73.5°, -105°, 1.6°.

TABLEAU 1 : Pôles de rotation par rapport à l'Amérique du Nord pour le déplacement des plaques du Groenland, de l'Eurasie, de Rockall et de Porcupine (la longitude et l'angle sont positifs vers l'est). Deux pôles supplémentaires ont été utilisées pour la reconstruction au temps de l'anomalie MO: 71.17°, -12.6°, -48° pour l'Iberie et 73.5°, -105°, -1.6° pour l'Ile de Baffin.

SEAFLOOR SPREADING HISTORY I I LABRADOR SEA PLATE RECONSTRUCTIONS

ÉVOLUTION DES FONDS OCÉANIQUES MER DU LABRADOR RECONSTRUCTIONS CINÉMATIQUES

S.P. Srivastava et W.R. Roest

INTRODUCTION

La localisation de l'ancienne position des continents, autrefois joints ensemble, représente depuis plusieurs années un défi pour les géologues et les géophysiciens. Les raisons pour lesquelles on cherche à retrouver ces positions sont nombreuses, l'une d'elles étant la corrélation des signatures géologiques, géophysiques et physiographiques d'une masse continentale à l'autre. C'est là peut-être une des raisons qui poussèrent Wegener à proposer, en 1924, que le Groenland, le Labrador et l'Ile de Baffin formaient jadis une vaste étendue de terres continentales, et qu'ils avaient atteint leur position actuelle au cours de la dérive continentale. Depuis ce temps, un grand nombre d'articles ont été publiés au sujet de l'évolution de la mer du Labrador et la baie de Baffin, proposant que ces régions ont été formées par l'expansion du fond océanique, au moment où le Groenland s'est séparé de l'Amérique du Nord. Récemment, Srivastava et Tapscott (1986) ont résumé les grands traits de l'évolution des fonds océaniques de l'Atlantique du Nord et de la mer du Labrador.

Pour bien comprendre l'évolution tectonique des bassins sédimentaires profonds, sous-jacents au plateau et à la pente de plusieurs masses continentales, il est essentiel de comprendre comment leur formation est reliée à l'évolution des bassins océaniques profonds adjacents. Par ailleurs, il est important de comparer la structure et le développement des bassins sédimentaires similaires, qui étient adjacents l'un à l'autre, et sont maintenant séparés par un bassin océanique. Pour ce faire, il est nécessaire de connaître, aussi précisement que possible, l'évolution de la croûte océanique qui les sépare. C'est donc pour cette raison que nous inclusons ici l'Atlas, les détails concernant l'évolution de la mer du Labrador.

On reconnaît maintenant qu'il est possible de reconstituer l'évolution des bassins océaniques en cartographiant trois paramètres géophysiques de façon systématique, soit la topographie du fond marin, et les anomalies gravimétriques et magnétiques. Les anomalies magnétiques, causées par des inversions du champ magnétique terrestre et associées à l'expansion du fond océanique, sont conservées dans la croûte océanique au moment de sa formation, et peuvent être utilisées comme repères chronologiques (voir la carte Evolution des fonds océaniques I). Les anomalies gravimétriques et la topographie du socle permettent d'identifier les zones de fracture, et celles-ci nous fournissent la direction du mouvement des plaques.

Puisqu'on peut décrire le mouvement de plusieurs points sur une sphère par une rotation autour d'un axe, le mouvement des plaques dans le passé peut être décrit de façon adéquate par une série de pôles de rotation. Ces pôles sont les points d'intersection des axes de rotation avec la surface de la Terre. On peut obtenir les pôles de rotation entre les plaques à partir des anomalies d'expansion du fond océanique et des zones de fracture (Bullard *et coll.*, 1965; McKenzie et Parker, 1967). Cette technique a été utilisée ici pour déterminer les différentes positions, au cours du temps, du Groenland et de l'Eurasie par rapport à l'Amérique du Nord.

Le but des cartes est d'illustrer l'évolution de la mer du Labrador au cours des temps géologiques, afin de faciliter les corrélations géologiques et géophysiques entre les plaques, que l'on ne pouvait établir dans les reconstructions précédentes (Kristoffersen et Talwani, 1977; Srivastava, 1978; Srivastava et Tapscott, 1986). En effet, ces dernières ne montraient que la position relative des différentes plaques, sans illustrer leur contenu géologique et géophysique. De plus, les nouvelles reconstructions marquent un progrès sur les précédentes, puisqu'elles sont basées sur de nouvelles identifications d'anomalies magnétiques dans la mer du Labrador (voir la carte Evolution des fonds oceaniques I).

TECHNIQUE DE RECONSTRUCTION

La précision avec laquelle on peut déterminer l'ancienne configuration des plaques tectoniques dépend beaucoup d'une juste identification des zones de fracture et des anomalies magnétiques. La carte Evolution des fonds oceaniques I montre la position des anomalies d'expansion et des zones de fracture que nous avons récemment identifiées dans la mer du Labrador. Puisque les déplacements du Groënland par rapport à l'Amérique du Nord ne peuvent être considérés séparément, on a combiné les anomalies magnétiques nouvellement identifiées avec les linéations magnétiques du reste de l'Atlantique du Nord (Srivastava et Tapscott, 1986). De cette façon, nous avons obtenu une série de pôles de rotation compatibles avec l'évolution des différentes régions.

On trouvera dans le Tableau 1, les pôles de rotation (par rapport à l'Amérique du Nord) pour toutes les plaques illustrées dans la reconstruction cinématique. Chaque pôle de rotation définit la rotation requise pour faire coïncider l'anomalie magnétique sur un côté de l'axe de dorsale, avec l'anomalie correspondante du côté opposé. Cette technique a été utilisée dans le passé pour décrire l'évolution des bassins océaniques. Elle souffre d'un grand désavantage, celui de ne fournir aucune information quant aux corrélations entre certaines caractéristiques géologiques ou géophysiques des différentes plaques.

Pour cette raison, on a utilisé ici une nouvelle technique, qui nécessite une rotation des bases de données se rapportant aux différentes plaques (mise au point par J. Verhoef, Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada). Il faut signaler, cependant, que l'utilisation de cette technique requiert une connaissance précise des anomalies magnétiques et des zones de fracture à travers tout le bassin océanique, si on veut localiser toutes les frontières de plaque d'une façon précise. Ces quantités sont assez bien connues dans la majeure partie de la mer du Labrador, mais non dans la région du détroit de Davis et de la baie de Baffin. Dans ces deux régions, on a délimité les frontières de plaque au moyen des données gravimétriques et magnétiques, et d'un nombre restreint de données sismiques. Les anomalies magnétiques identifiées ont ensuite été digitées pour chaque station du profil, et elles ont servi à tracer la ligne de frontière des plaques. Par ailleurs, on a extrapolé les anomalies magnétiques jusqu'aux zones de fracture, dans les cas où aucune observation magnétique n'existait dans leurs environs, et on a continué ensuite le long de ces zones de fracture.

Les interprétations déjà existantes ont été utiles pour localiser les frontières initiales des plaques, le long desquelles probablement elles se sont séparées. Dans les régions où une interprétation n'était pas disponible, d'autres critères (ex: les variations dans les signatures magnétique et gravimétrique) ont été utilisées pour délimiter les frontières. La technique est imparfaite, mais constitue le meilleur effort possible compte tenu de l'absence des autres types de données. Les frontières de plaque correspondant aux différentes anomalies sont illustrées dans la Figure 1. On a utilisé l'échelle chronologique de Kent et Gradstein (1986) pour dater les anomalies et les frontières des plaques correspondantes.

Les reconstructions que l'on illustre ici ont requis la rotation d'un grand nombre de données digitées pour les plaques en question. Cette technique est décrite brièvement ici. On définit d'abord un polygone pour chacune des plaques à reconstruire, de façon à ce que le polygone ne contienne que la portion de plaque qui est plus ancienne que l'âge de la reconstruction. Les limites des plaques océaniques ont été tracées de façon à suivre les anomalies magnétiques décrites plus haut. Vers le continent, le polygone est fermé arbitrairement afin de recouvrir toute la région à reconstruire. On procède ensuite à la rotation des données à l'intérieur du polygone, selon un pôle calculé en fonction de la position de la plaque nord-américaine, qui demeure fixe. En dernier lieu, toutes les plaques réorientées et la plaque fixe sont combinées pour obtenir une nouvelle banque de données quadrillées. Celles-ci sont ensuite illustrées sous forme de cartes en couleurs à relief ombré, avec illumination à partir du nord-ouest. Dans ce genre de reconstruction, les chevauchements de plaques sont en bleu foncé, et les lacunes de recouvrement sont en blanc.

DONNÉES

On a utilisé trois ensembles de données digitées dans la reconstruction cinématique. Dans les reconstructions de la paléobathymétrie, on a utilisé la banque des données bathymétriques et altimétriques digitées pour toute la Terre, ETOPO5 (1986). La banque de données magnétiques quadrillées pour la mer du Labrador et la baie de Baffin (Verhoef et Macnab, 1988), et celles des régions situées au sud (Srivastava *et coll.*,sous presse), ont été utilisées pour la partie occidentale de l'Atlantique du Nord. Pour la partie orientale, on a combiné les valeurs digitées d'une carte de l'Atlantique du Nord au nord du 50° parallèle (Roberts *et coll.*,1985), avec les données quadrillées provenant de la région étudiée par Verhoef et *coll.* (1986). Tel que décrit par Srivastava et *coll.* (sous presse), ces banques de données ont été réduites au pôle avant d'être utilisées pour la reconstruction.

Pour les reconstructions gravimétriques, on a utilisé la banque de données gravimétriques pour l'est du Canada, la mer du Labrador et la baie de Baffin (Earth Physics Branch, 1986). Pour la partie orientale de l'Atlantique du Nord, on a utilisé les mesures gravimétriques quadrillées obtenues par Haxby (1986), au moyen des données de l'altimètre SEASAT.

RECONSTRUCTION CINÉMATIQUE DE LA MER DU LABRADOR

On illustre l'évolution du fond océanique de la mer du Labrador, au nord du 45° parallèle, au moyen de cinq reconstructions. Les reconstructions de la paléobathymétrie sont ici à une échelle de 1:16 200 000; la carte Evolution des fonds oceaniques III montre la même reconstruction, basée cette fois sur les données gravimétriques et magnétiques. Sur les cartes Evolution des fonds oceaniques IV, V et VI, on présente la reconstruction cinématique correspondant à la phase initiale d'expansion océanique dans la mer du Labrador (92 Ma A.P.), utilisant les données bathymétriques, gravimétriques et magnétiques respectivement, à une échelle de 1:2 millions. Pour fins de référence, la grille géographique actuelle (2 degrés de latitude et 4 degrés de longitude) est dessinée sur chacune des plaques réorientées. On montre également les lignes des côtes, et l'isobathe de 2000 m.

Le mouvement relatif du Groënland par rapport à l'Amérique du Nord, lié à l'évolution de la mer du Labrador et de la baie de Baffin, ne peut être considéré séparément à cause de l'effet sur les régions avoisinantes, affectées à la même époque par un régime d'expansion ou de distension. Ce phénomène

[suite au verso]

Canada
Geological Survey of Canada
Commission géologique du Canada

This map has been produced from a scanned version of the original map
Reproduction par numérisation d'une carte sur papier