

FIGURE 1. East Coast magnetic anomaly (175 Ma)
FIGURE 1. Anomalie magnétique de la côte Est (175 Ma)

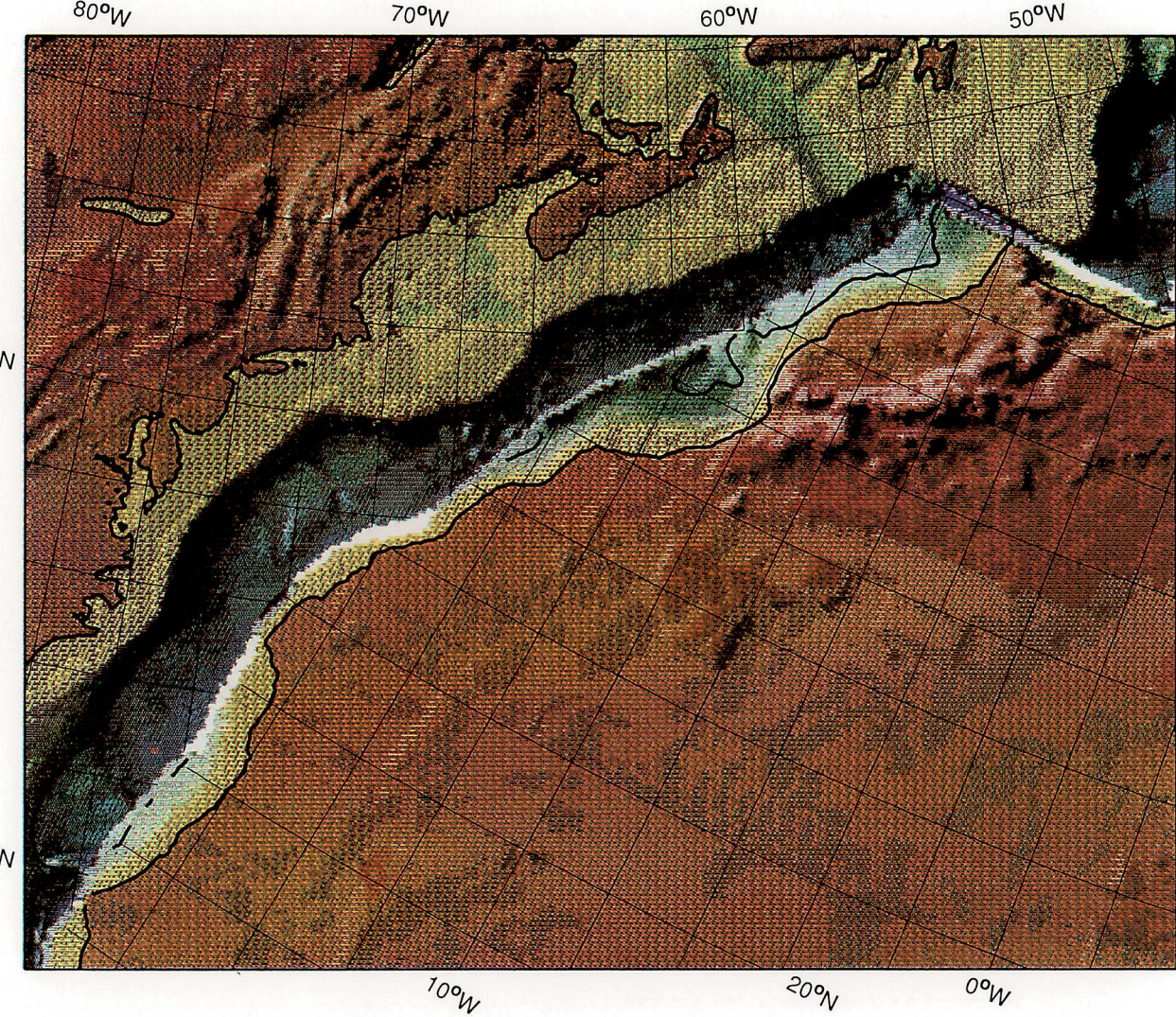


FIGURE 2. Blake Spur magnetic anomaly (170 Ma)
FIGURE 2. Anomalie magnétique de l'épave Blake (170 Ma)

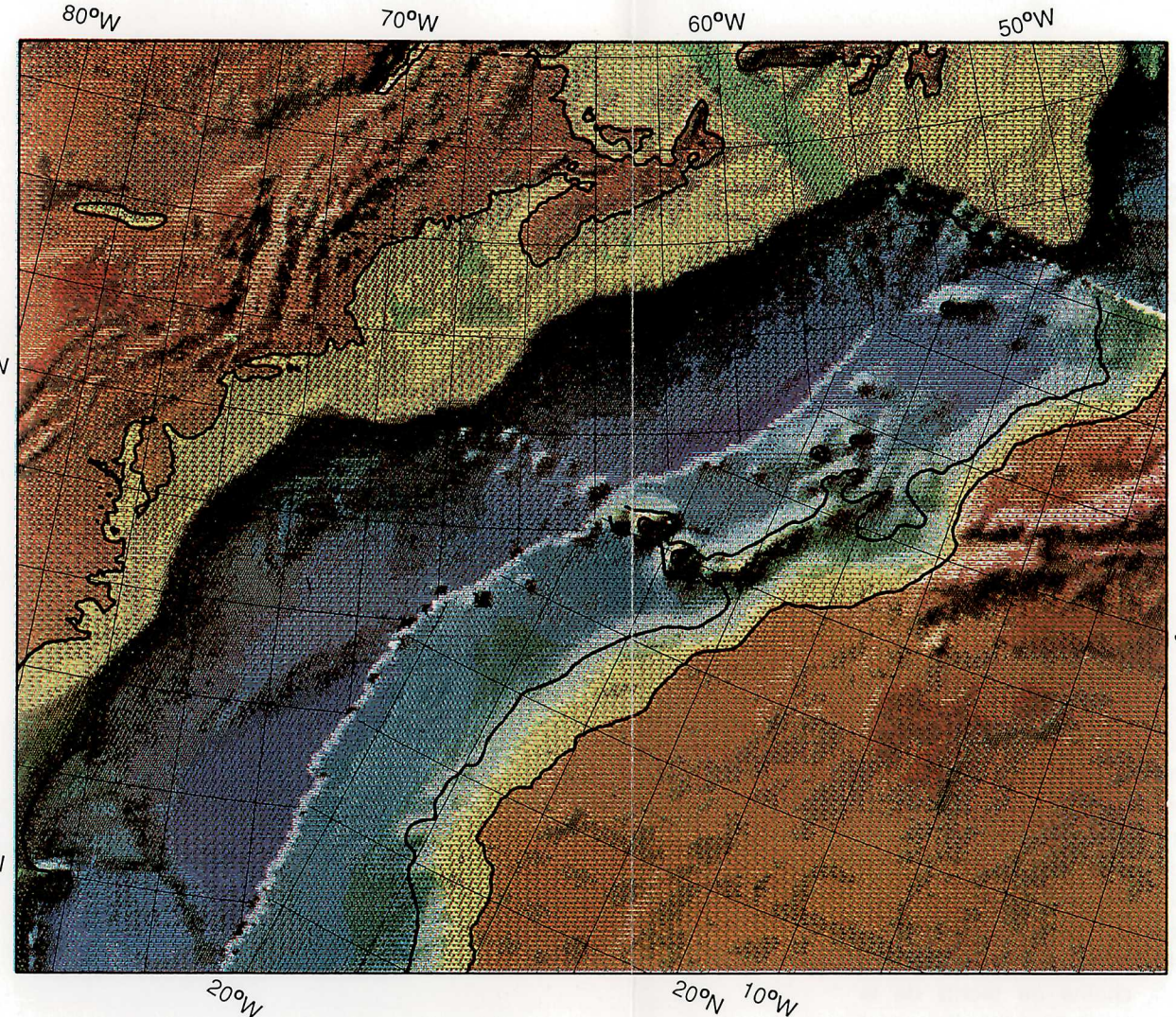


FIGURE 3. M25 anomaly (156.5 Ma)
FIGURE 3. Anomalie M25 (156.5 Ma)

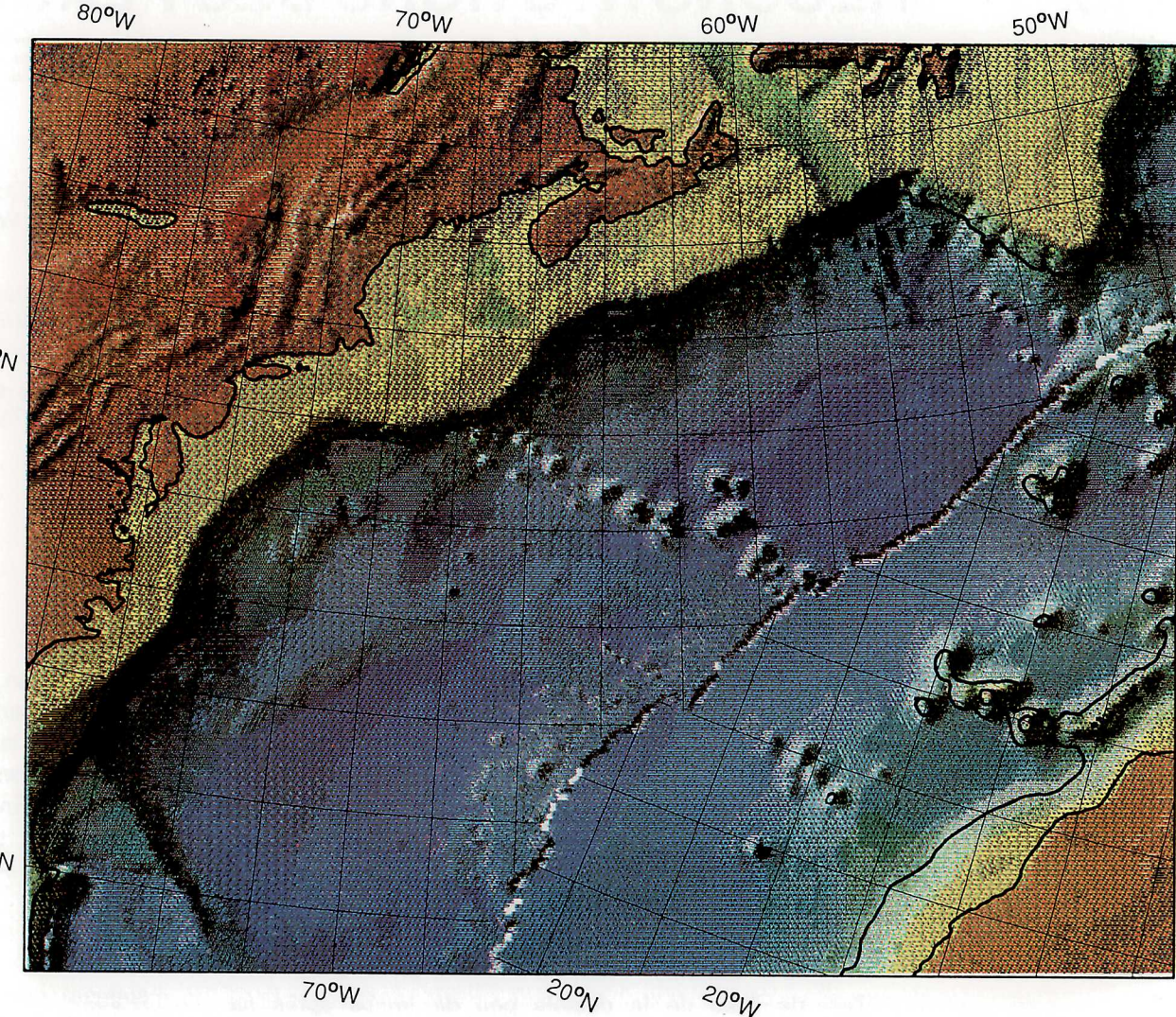


FIGURE 4. M0 anomaly (118 Ma)
FIGURE 4. Anomalie M0 (118 Ma)

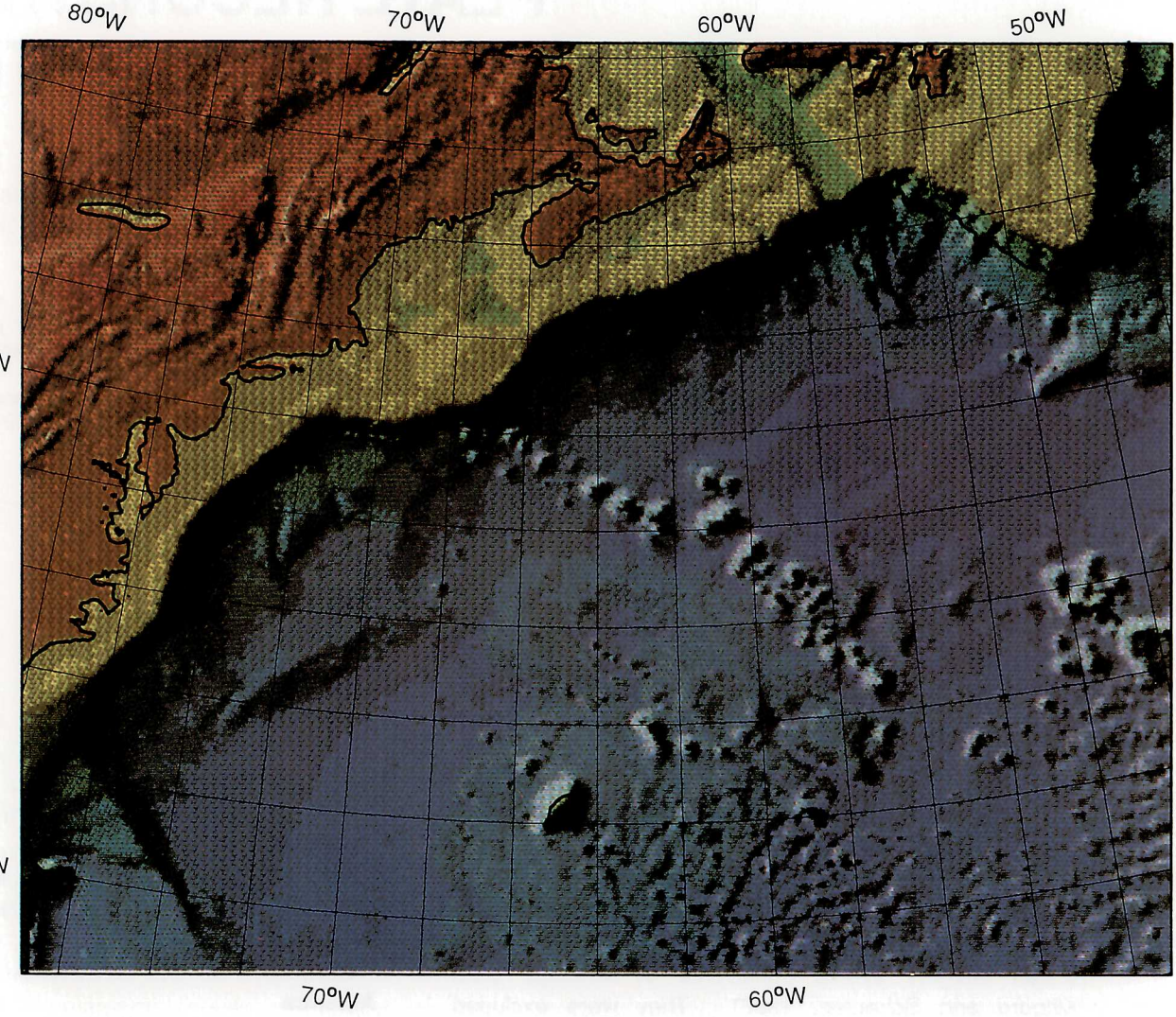
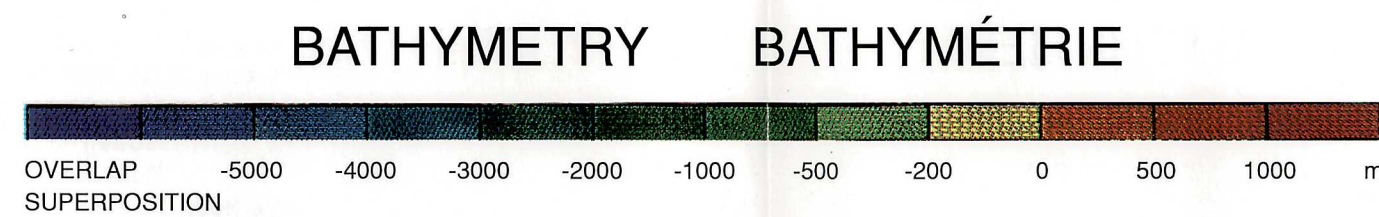


FIGURE 5. Present
FIGURE 5. Époque actuelle



INTRODUCTION

Deciphering the past positions of continents, once joined together, has been a challenge to geologists and geophysicists for many years. The reasons for finding these positions are numerous, one is the ability to correlate certain geological, geophysical and physiographical signatures between continental masses. Perhaps this was the reason which led Wegener (1924), du Toit (1937) and Carey (1958) to propose the idea of continental drift. Since then, numerous papers have been published on this subject and especially on the evolution of the central North Atlantic, postulating that it was formed by seafloor spreading when Africa separated from North America. Recently, the spreading history of the central North Atlantic was summarized by Kilgord and Schouten (1986) and Rost (1987).

To understand the tectonic development of the sedimentary basins that 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 sedimentary basins which now lie on either side of the oceanic basins but were at one time conjugate to each other. To do so, the history of development of the intervening ocean floor must be known as accurately as possible. For this reason, the details on the evolution of the central North Atlantic are included in this Basin Atlas.

It is now recognized that 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 result from newly intruded basaltic material that acquires its magnetization in the direction of the Earth's magnetic field as it cools through its Curie temperature. The Earth's magnetic field has changed its polarity several times in the past, and these reversals are preserved in the oceanic basaltic. Age calibration of these reversals (e.g. Kent and Gradstein, 1986) allows the magnetic anomalies to be used as isochrons. The gravity anomalies and basement topography define the fracture zones, which give us 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 of the plates with the Earth's surface and 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 position of Africa relative to North America at different times.

The purpose of the maps presented here is to show the development of the central North Atlantic at various geological times, in order to facilitate the correlation of geological and geophysical features between plates. This was not possible in earlier reconstructions (e.g. Olivet et al., 1984; Kilgord and Schouten, 1986; Rost, 1987) that showed only the relative positions of the different plates, and not their geological or geophysical contents. To correlate the features between plates, their rotation was required as well. As further improvement, the present reconstructions are based on additional identifications of magnetic anomalies.

The reconstructions are presented at two scales: one is at a very large scale, to show a larger portion of the central North Atlantic region for a few time slices (this map sheet and map sheet Regional Geology and Geophysics 6, this volume); the other is at the scale consistent with other maps in this Atlas, for the region immediately east of the Scotian Shelf when seafloor spreading had just begun in the central North Atlantic (map sheet Regional Geology and Geophysics 7, this volume). The latter can be used by those interested in correlating geological features between Africa and Nova Scotia, by directly plotting on the reconstruction.

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. The identifications of Kilgord and Schouten (1986) for the magnetic anomalies were used, except where additional data allowed for modification. In particular, data from Verhoef et al. (in press) for the west coast of Africa and those from Shih et al. (1988), for the region off eastern North America immediately south of the Newfoundland Fracture Zone, were included. A number of well defined fracture zones in the central North Atlantic were used by Kilgord and Schouten (1986) to derive the pole positions for various magnetic anomalies. Additional constraints from SEASAT altimetry data (Rost, 1987) were used to modify some of the poles of rotations to obtain a better fit. Also the initial pole of rotation was modified for an improved fit between the East Coast Magnetic Anomaly and the West African Coast Magnetic Anomaly.

Table 1 gives the poles of rotations (relative to North America) used for the reconstructions. Each pole specifies the rotation that is necessary to bring into coincidence a magnetic anomaly on one side of the ridge axis with the corresponding anomaly on the other side. To use these poles to rotate entire plates, first the oceanic side of the plate boundaries had to be defined. This was done by joining, by smooth lines, the locations of the magnetic anomalies at profile locations. Plate boundaries were extrapolated to the fracture zones if no magnetic observations existed in the vicinity of the fracture zones, and then continued along the fracture zones.

Existing interpretations were used to delineate the initial boundaries along which the plates presumably rifted. In regions where these were not available, other criteria, like variations in the magnetic and gravity signatures, were used to delineate these boundaries. The resulting plate boundaries for different anomalies are shown in Figure 7. The timescale of Kent and Gradstein (1986) was used to assign ages to the different anomalies and hence to the different plate boundaries.

The production of the reconstructions shown here required rotation of a large amount of digital data for each plate. This was done using a technique developed by Verhoef et al. (1989), described here briefly. First, a polygon was defined for each plate involved in the reconstruction, in this case the African and North American plates. This was done so that the polygon would contain only the portion of the plate older than the age for which the reconstruction was carried out. Oceanic plate boundaries were defined by the magnetic anomalies, as described above. On land, the polygon was closed arbitrarily to cover the region shown in the reconstructions. The data set inside the polygon for Africa was then rotated with the appropriate pole relative to the North American plate, which remained fixed. Finally, the rotated plate and the fixed plate were combined in a new gridded data set and plotted in the form of shaded relief colour maps with illumination from the northwest. In these reconstructions, the dark blue areas are overlaps that indicate stretching of the continental crust prior to rifting, while regions with no colour indicate either gaps where plate boundaries fail to join in the reconstructions or data gaps or regions of later compression.

DATA

Three sets of digital data were used in producing the reconstructions. The bathymetry reconstructions utilized the digital bathymetry and elevation data set of the world (ETOPOS, 1986; Fig. 6). For the gravity reconstructions, the Gravity Data of Eastern Canada (Earth Physics Branch, 1986) and the DNAG gridded data set (Committee for the Gravity Anomaly Map of North America, 1987) were used. The gridded gravity values derived from SEASAT altimetry data by Haxby (1986) were employed for the east central North Atlantic (Fig. 6, map sheet Regional Geology and Geophysics 6, this volume). The gridded magnetic data set of the eastern North Atlantic utilized the compiled data set of Verhoef

et al. (1986) and Verhoef et al. (in press), and for the western North Atlantic the DNAG (Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America, 1987) and gridded data of the east coast of North America (Shih et al., 1988) were used. These data sets were reduced to the pole prior to their use in the reconstructions (Fig. 7, map sheet Regional Geology and Geophysics 6, this volume).

PLATE RECONSTRUCTIONS OF THE CENTRAL NORTH ATLANTIC

The seafloor spreading history of the central North Atlantic between 29°N and 47°N is illustrated in five reconstructions at a scale of 1:17 000 000. This map sheet shows the bathymetry reconstructions and map sheet Regional Geology and Geophysics 6 (this volume) shows the same reconstructions based on the gravity and magnetic data sets. The diagrams showing the overall distribution of data sets used in these reconstructions (Fig. 6, Figs. 6 and 7, map sheet Regional Geology and Geophysics 6, this volume) are drawn at a scale of 1:40 000 000. Map sheet Regional Geology and Geophysics 7 (this volume) shows a reconstruction at Blake Spur Magnetic Anomaly (BSMA) time (170 Ma). This reconstruction is done at the scale of 1:2 000 000. All reconstructions use a Lambert Conformal projection with standard parallels 45°N and 66°N. As a reference, the present day geographic grid (2 degrees in latitude and longitude) is shown with each plate. Also the coastlines and the 2000 m isobath are shown.

The BSMA is the oldest seafloor spreading magnetic anomaly in the central North Atlantic and it lies between the shelf break and anomaly M25 off North America (Fig. 7, map sheet Regional Geology and Geophysics 6, this volume). This large amplitude positive anomaly runs about 100 km to the east of and parallel to the shelf break. It can easily be recognized south of the New England Seamounts, but to the north it is barely visible because of its small amplitude. Except for a prominent anomaly, called S₁ by Rost (1982), north of Canary Islands, no other anomaly similar to the BSMA can be recognized off Africa. The authors here believe that anomaly S₁ off Africa is equivalent to the BSMA. The absence of this anomaly along most of the African coast led Kilgord and Schouten (1986) to suggest that this was caused by a jump of the ridge axis to the east soon after its formation thereby leaving most of the oceanic crust on the North American side. The age for the BSMA is not well established because it lies within the Jurassic Magnetic Quiet Zone where no other magnetic anomalies have been recognized; an age of 170 Ma as given by Kilgord and Schouten (1986) is used here. Another prominent anomaly, the East Coast Magnetic Anomaly (ECMA) lies west of the BSMA off the west coast of North America. According to Kilgord and Schouten (1986), the ECMA lies very near the landward edge of the oceanic crust and thus can be regarded as a marker for the location of the ocean continent boundary in this region. On the African side, a prominent anomaly known as the West African Coast Magnetic Anomaly (WACMA; Kilgord and Schouten, 1986), lies partly on land; it has been considered the equivalent to the ECMA. However, in the close reconstruction between North America and Africa, these anomalies are used to define the initial boundaries of separation between North America and Africa. An age of 175 Ma was assigned to this anomaly by Kilgord and Schouten (1986).

The evolution of the central North Atlantic was described in detail by Kilgord and Schouten (1986) and Rost (1987). The description which follows is based largely on these publications. The important features resulting from the reconstructions shown in this map sheet and map sheet Regional Geology and Geophysics 6 (this volume) are described very briefly, from initial opening to present.

The reconstruction for the ECMA (175 Ma, or maximum closure reconstruction of Kilgord and Schouten, 1986) shows a good fit of Africa against the continental shelf of North America (Fig. 1; Figs. 1 and 8, this volume).

(continued on reverse)

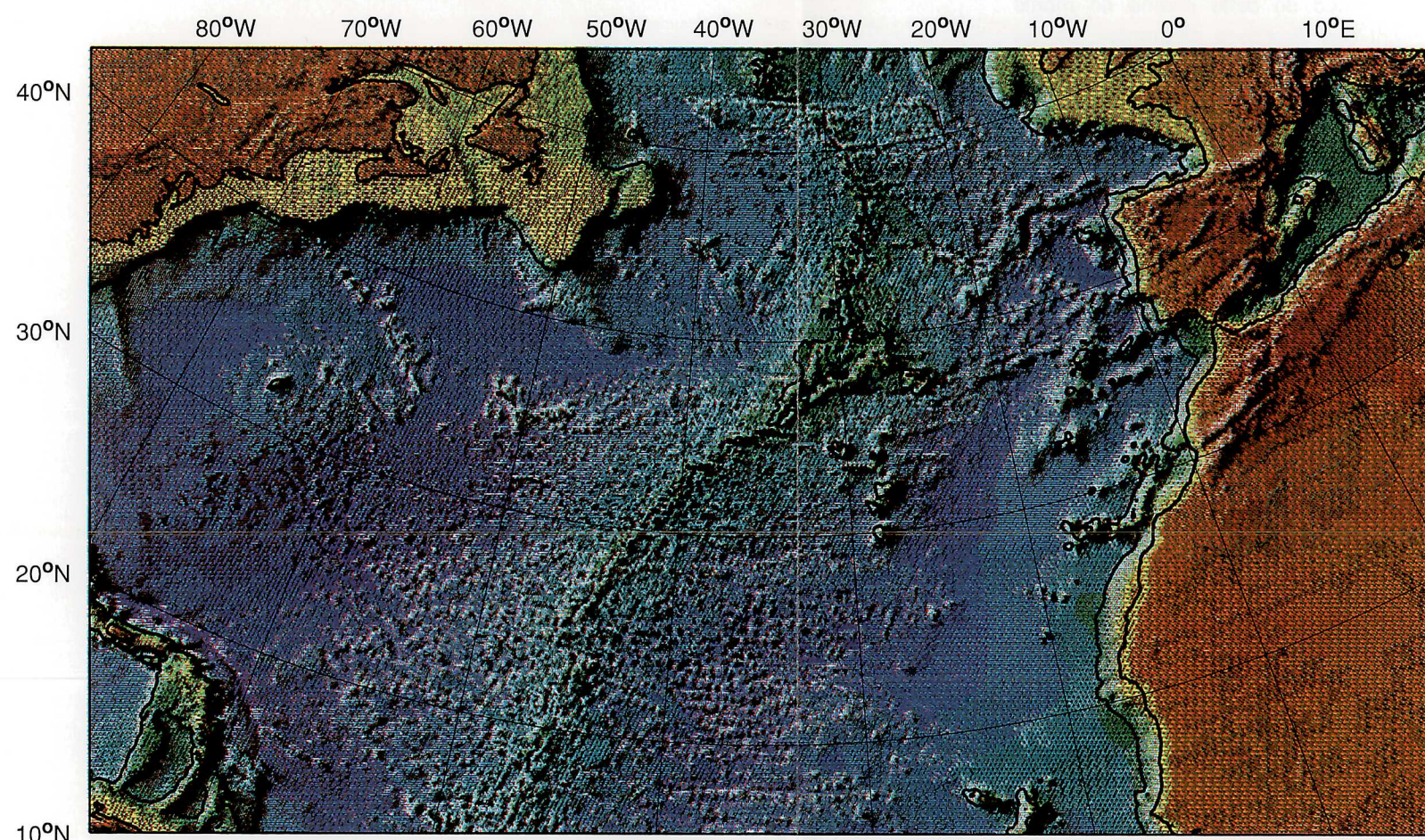


FIGURE 6. Bathymetry data used in reconstructions
FIGURE 6. Données bathymétriques utilisées pour les reconstitutions

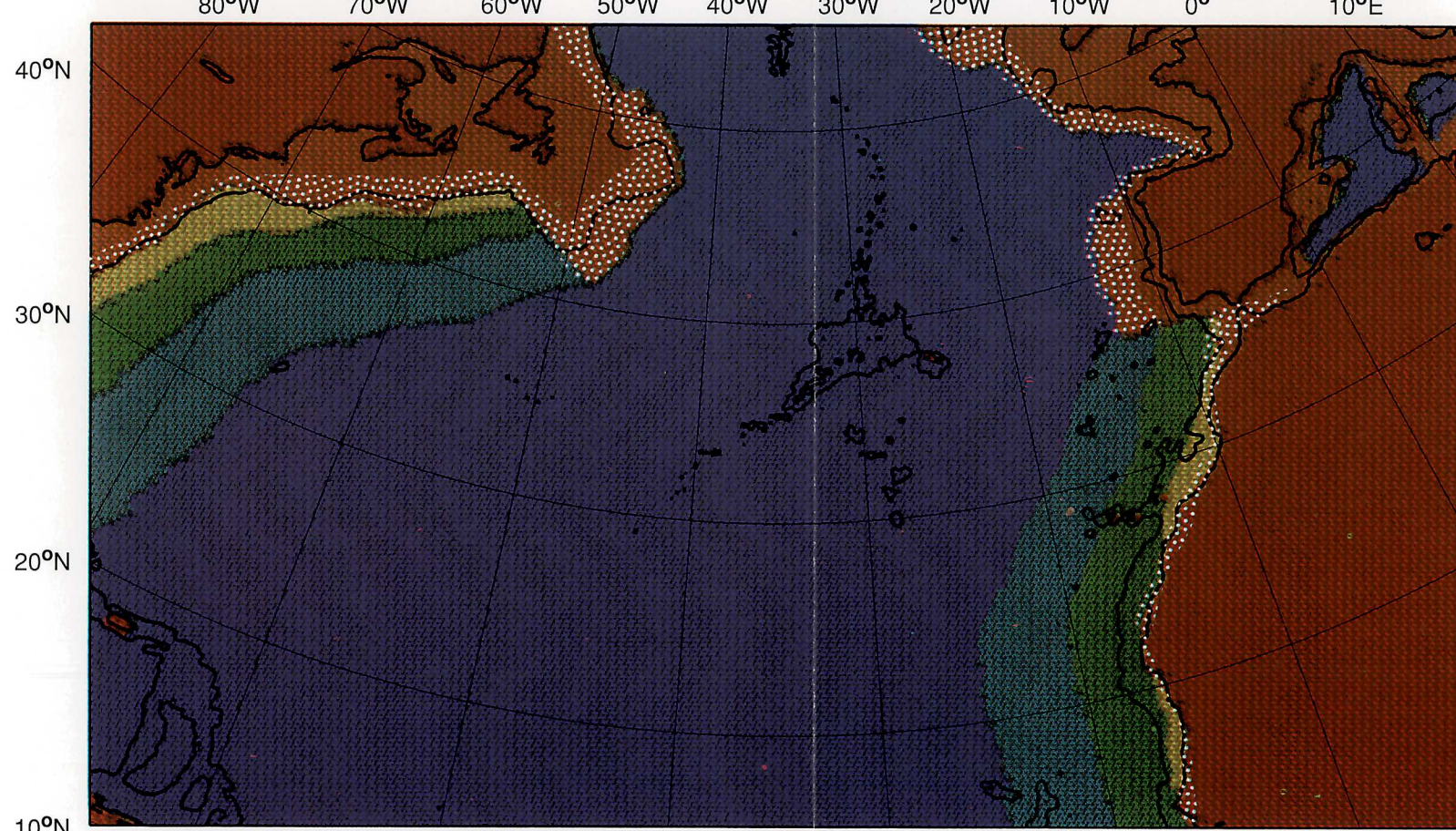


FIGURE 7. Age of the ocean floor and distribution of areas of continental stretching
FIGURE 7. Âge du fond océanique et répartition des zones d'éirement continental

TABLE 1. Poles of total opening with respect to North America (longitude and angles are negative towards west)

MAGNETIC ANOMALY	AGE (Ma)	LATITUDE	LONGITUDE	ANGLE OF ROTATION	SOURCE
ANOMALIE MAGNÉTIQUE	ÂGE (Ma)	LATITUDE	LONGITUDE	ANGLE DE ROTATION	SOURCE
East Coast magnetic anomaly	175	65.97	-12.76	-76.44	1
Anomalie magnétique de la côte Est					
Blake Spur magnetic anomaly	170	67.02	-13.17	-72.1	2
Anomalie magnétique de l'épave Blake					
M25	156.5	66.70	-15.85	-64.90	1
M0	118	66.08	-20.18	-54.45	1

1 This study. Dans cette étude
2 Kilgord and Schouten (1986) Kilgord and Schouten (1986)

INTRODUCTION

La détermination des positions passées des continents, à une certaine époque tous soulevés les uns aux autres, constitue depuis plusieurs années un défi pour les géologues et les géophysiciens. Il est nécessaire de déterminer ces positions pour de nombreuses raisons et en particulier parce qu'elles permettent de corréler, d'une masse continentale à une autre, certaines signatures géologiques, géophysiques et physiographiques. C'est peut-être la raison qui a mené Wegener (1924), du Toit (1937) et Carey (1958) à proposer l'idée de la dérive des continents. Depuis, de nombreuses études ont été publiées sur le sujet et surtout sur l'évolution de la partie centrale de l'Atlantique Nord, qui se serait formée par expansion du fond océanique lorsque l'Afrique s'est séparée de l'Amérique du Nord. Récemment, l'histoire de l'expansion de la partie centrale de l'Atlantique Nord a été résumée par Kilgord et Schouten (1986) et par Rost (1987).

Pour comprendre l'évolution tectonique des bassins sédimentaires reposant dans la subsurface des plateaux continentaux, il est essentiel de comprendre comment leur formation est liée à l'évolution des bassins océaniques profonds adjacents. Il est de plus important de comparer la structure et l'évolution de bassins sédimentaires maintenant situés de part et d'autre des bassins océaniques, mais qui ont été unis à une certaine époque. Pour ce faire, l'histoire de la formation du fond océanique qui les sépare maintenant doit être connue le plus précisément possible. C'est pourquoi l'évolution de la partie centrale de l'Atlantique Nord est abordée de manière détaillée dans le présent atlas du bassin Néo-Écossais.

Il est maintenant admis que l'histoire des bassins océaniques peut être expliquée par la cartographie systématique de trois paramètres géophysiques, soient la topographie du fond océanique, les anomalies gravimétriques et les anomalies magnétiques. Les anomalies magnétiques d'expansion du fond océanique résultent de l'acquisition, par le nouveau matériel basaltique intrusif, d'une aimantation dans la direction du champ magnétique terrestre au moment où, en se refroidissant, la température du basalte atteint son point de Curie. Le champ magnétique terrestre a subi dans le passé de fréquentes inversions dont la trace est conservée dans les basaltes océaniques. Des étalonnages des âges de ces inversions (par ex. Kent et Gradstein, 1986) permettent d'utiliser les anomalies magnétiques comme isochrones. Les anomalies gravimétriques et la topographie du socle permettent de définir les zones de fracture qui indiquent les directions de déplacement des plaques.

Puisque le déplacement d'un point à un autre à la surface d'une sphère peut être décrit comme étant une rotation autour d'un axe, les déplacements passés de plaques peuvent adéquatement être résumés par un ensemble de pôles de rotation. Ces pôles sont les points d'intersection des axes de rotation et de la surface du globe et peuvent être dérivés des anomalies d'expansion du fond océanique et des zones de fracture (Bullard et al., 1965; McKenzie et Parker, 1967). C'est la méthode qui a été utilisée ici pour déterminer la position de l'Afrique par rapport à celle de l'Amérique du Nord à différentes époques.

Les cartes présentées ici visent à illustrer l'évolution de la partie centrale de l'Atlantique Nord à différentes époques géologiques afin de faciliter la mise en corrélation d'entités géologiques et géophysiques d'une plaque à l'autre, ce que ne permettent pas les reconstructions antérieures (par ex. Olivet et al., 1984; Kilgord et Schouten, 1986; Rost, 1987) qui ne montraient que les positions relatives des différentes plaques et non leur contenu géologique ou géophysique. Pour mettre en corrélation les entités d'une plaque à l'autre il était nécessaire d'en connaître également la structure. Les présentes reconstructions sont de plus améliorées puisque basées sur certaines nouvelles identifications d'anomalies magnétiques.

Les reconstructions sont présentées à deux échelles. Les reconstructions à très petite échelle, servent à

présenter une grande partie du centre de l'Atlantique Nord à différentes époques (la présente carte et la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume). Une autre reconstitution est présentée à une échelle conforme à celle des autres cartes du présent atlas et illustrent la région située directement au large de la plate-forme Néo-Écossaise à une époque correspondant au début de l'expansion du fond océanique de la partie centrale de l'Atlantique Nord (voir la carte Géologie et géophysique régionales 7 du présent volume). Le second type de carte peut être utilisé directement pour rapporter les entités géologiques corrélatées entre l'Afrique et la Nouvelle-Écosse.

MÉTHODE DE RECONSTITUTION

La précision avec laquelle les configurations passées des plaques peuvent être déterminées dépend étroitement de la précision de la détermination des zones de fracture et de l'identification des anomalies magnétiques. L'identification des anomalies magnétiques de Kilgord et Schouten (1986) est celle qui a été principalement utilisée, sauf lorsque des données supplémentaires en permettaient la modification. Il est en particulier tenu compte des données de la compilation récente de Verhoef et al. (sous presse) pour la côte occidentale de l'Afrique et de celles de la compilation de Shih et al. (1988) de la zone extracôtière de l'Est de l'Amérique du Nord, immédiatement au sud de la zone de fracture de Terre-Neuve. Un certain nombre de zones de fracture bien définies dans la partie centrale de l'Atlantique Nord ont été utilisées par Kilgord et Schouten (1986) pour dériver les positions des pôles pour diverses anomalies magnétiques. Des contraintes supplémentaires issues des données altimétriques SEASAT (Rost, 1987) ont été utilisées pour modifier certains des pôles de rotation de manière à obtenir une meilleure correspondance. De plus, le pôle initial de rotation a été modifié afin d'obtenir une meilleure correspondance entre l'anomalie magnétique de la côte Est et l'anomalie magnétique de la côte Ouest de l'Afrique.

Les positions des pôles de rotation utilisés pour les reconstructions sont présentées (par rapport à l'Amérique du Nord) au tableau 1. Chaque pôle permet de déterminer la rotation nécessaire pour faire coïncider les anomalies magnétiques correspondantes de part et d'autre de la dorsale. Pour utiliser ces pôles pour la rotation de plaques entières, il était d'abord nécessaire de définir le côté océanique des limites de plaques, ce qui a été fait en joignant par des courbes de lissage les positions des anomalies magnétiques à l'emplacement des profils. Les limites des plaques ont été extrapolées jusqu'aux zones de fracture lorsqu'il n'existait aucune observation magnétique aux environs des zones de fracture, puis prolongées le long des zones de fracture.

Des interprétations existantes ont été utilisées pour délimiter les limites initiales le long desquelles les plaques se seraient séparées (rifting). Dans les régions pour lesquelles de telles interprétations n'étaient pas disponibles, d'autres critères, comme des variations des signatures magnétiques et gravimétriques, ont été utilisés pour délimiter ces limites. Les limites de plaques résultantes pour différentes anomalies sont représentées à la Fig. 7. L'échelle de temps de Kent et Gradstein (1986) a été utilisée pour assigner les âges aux différentes anomalies et par conséquent aux différentes limites de plaques.

La production des reconstructions montrées ici a exigé la rotation d'une quantité considérable de données numériques pour chaque plaque. Cela a été effectué par une méthode mise au point par Verhoef et al. (1989) et brièvement décrite ci-dessus. Premièrement, un polygone a été défini pour chaque plaque intervenant dans la reconstruction, dans le cas présent, les plaques africaine et nord-américaine. Cela était fait de manière à ce que le polygone ne renferme que la partie de la plaque plus ancienne d'époque pour laquelle la reconstruction était effectuée. Les limites océaniques de plaques étaient définies à l'aide des anomalies magnétiques tel que précédemment décrit. Sur le continent, les polygones étaient arbitrairement fermés de manière à couvrir la région montrée sur les reconstructions. L'ensemble des données comprises à l'intérieur du polygone africain était ensuite mis en

rotation autour du pôle approprié par rapport à la plaque nord-américaine qui était maintenue fixe. Finalement, la plaque ayant subi la rotation et la plaque fixe étaient combinées en un nouvel ensemble de données reportées sur quadrillage et tracées sous forme de cartes en couleurs à relief ombré avec éclairage du nord-ouest. Sur ces reconstructions, les régions en bleu foncé sont des chevauchements indiquant un éirement de la croûte continentale antérieur au rifting alors que les régions non colorées indiquent des vides où les limites de plaques ne se rejoignent pas après reconstruction, des lacunes dans les données ou encore des zones affectées par une compression ultérieure.

DONNÉES

Trois ensembles de données numériques ont été utilisés pour produire les reconstructions. Les reconstructions de la bathymétrie ont été basées sur l'ensemble de données bathymétriques et altimétriques numériques mondiales (ETOPOS, 1986; fig. 6 de la présente carte). Pour les reconstructions gravimétriques, l'ensemble de données gravimétriques pour l'Est du Canada (Direction de la physique du globe, 1988) et l'ensemble de données reportées sur quadrillage de la Décennie de la géologie nord-américaine (Committee for the Gravity Anomaly Map of North America, 1987) ont été utilisées. Les valeurs gravimétriques reportées sur quadrillage dérivées des données altimétriques SEASAT par Haxby (1986) ont été utilisées pour la partie centre-est de l'Atlantique Nord (fig. 6 de la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume). L'ensemble des données magnétiques reportées sur quadrillage de la partie est de l'Atlantique Nord est basé sur l'ensemble de données complètes de Verhoef et al. (1986) et Verhoef et al. (sous presse) alors que celui de la partie ouest de l'Atlantique Nord utilise les données de la Décennie de la géologie nord-américaine (Committee for the Magnetic Anomaly Map of North America, 1987) ainsi que les données reportées sur quadrillage de la côte Est de l'Amérique du Nord (Shih et al., 1988). Ces ensembles de données ont été réduits au pôle avant d'être utilisés pour les reconstructions (fig. 7 de la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume).

RECONSTITUTIONS DE PLAQUES DE LA PARTIE CENTRALE DE L'ATLANTIQUE NORD

L'histoire de l'expansion du fond océanique de la partie centrale de l'Atlantique Nord entre 29° et 47° de latitude Nord est illustrée au moyen de cinq reconstitutions à l'échelle de 1:17 000 000. La présente carte montre les reconstitutions bathymétriques et la carte Géologie et géophysique régionales 6 (dans le présent volume) les mêmes reconstitutions basées sur les ensembles de données gravimétriques et magnétiques. Les diagrammes montrant la répartition générale des ensembles de données utilisés pour ces reconstructions (fig. 6, fig. 6 et 7 de la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume) sont tracés à l'échelle de 1:40 000 000. La carte Géologie et géophysique régionales 7 (dans le présent volume) présente une reconstitution à l'époque de l'anomalie magnétique de l'épave Blake (AMEB) (il y a 170 Ma). Cette reconstitution a été préparée à l'échelle de 1:2 000 000. Toutes les reconstructions ont été dressées suivant une projection conforme de Lambert avec parallèles d'échelle conservée à 45° et 66° de latitude Nord. À titre de référence, le quadrillage géographique de référence actuel (à des intervalles de 2° en latitude et en longitude) est tracé sur chaque planche. La ligne de rivage et l'isobathe de 2 000 m sont également représentées.

L'AMEB est la plus ancienne anomalie magnétique du fond océanique en expansion de la partie centrale de l'Atlantique Nord et elle se situe entre la bordure de la plate-forme et l'anomalie M25 au large de l'Amérique du Nord (fig. 7 de la carte Géologie et géophysique régionales 6 du présent volume). Cette anomalie positive de grande amplitude s'étend parallèlement à la bordure de la plate-forme à une distance d'environ 100 km à l'est de cette dernière. Il est facile à reconnaître au sud de la chaîne de monts de [suite au verso]

SCOTIAN SHELF REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 5 PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES RECONSTITUTIONS DE PLAQUES, BATHYMETRIE