

Pour améliorer leur analyse de la formation de l'Atlantique Nord, les géologues devaient, d'une part, cartographier le plus précisément possible les structures géologiques et tectoniques présentes au fond de l'océan et, d'autre part, analyser les mouvements dans le manteau. Pour cela, il fallait repérer les variations de température et de densité à l'origine des courants de convection qui parcourent le manteau profond.

Satellites et sismomètres

Il y a une quinzaine d'années, ce progrès devint possible en raison des nouvelles méthodes de mesure disponibles. Dans les années 1980, l'altimétrie satellitaire et la tomographie sismique s'imposent dans l'étude géologique des fonds marins. Ces deux techniques de mesure complètent les méthodes anciennes, telles que la mesure bathymétrique par échosondeur et les forages en mer. À l'aide de signaux radar, les satellites mesurent en permanence leur altitude, c'est-à-dire leur hauteur au-dessus de l'océan. Toutefois, la surface de la mer est rarement plane, puisqu'elle est poussée par les vents et agitée de vagues. Par ailleurs,

le niveau moyen de la mer en un endroit dépend de l'attraction gravitationnelle des masses qui constituent localement le Globe. Cette attraction est modulée par la topographie et les densités des roches au fond de la mer. C'est pourquoi la structure de la distribution des masses sur le plancher océanique se «décalle» à la surface des mers.

L'ensemble des données enregistrées par les satellites ERS-1 et ERS-2, lancés en 1995 par l'Agence spatiale européenne, a fourni, par cette méthode, une carte précise des fonds océaniques. Le satellite de télédétection ERS-2 couvre la surface de la Terre en 35 jours. Il parcourt quelque 20 millions de kilomètres et procède à une mesure tous les 300 mètres ! Avec un bateau, il faudrait plus de 60 ans pour enregistrer autant de données. Les mesures faites à bord des navires n'en restent pas moins importantes, ne serait-ce que pour vérifier et étalonner les données satellitaires.

Une fois le fond océanique connu par des images, il reste à comprendre quels phénomènes géologiques l'ont formé. La tomographie sismique fournit des images de l'intérieur de la Terre. Elle procède du même principe que

la tomodensitométrie, mise en œuvre dans les scanners d'hôpitaux pour visualiser l'intérieur du corps humain. Toutefois, alors qu'en médecine, on utilise des rayons X ou des ultrasons pour «éclairer» l'intérieur de l'organisme, en sismologie on se sert des ondes sismiques émises par les tremblements de terre. Dans les stations de surveillance sismologique, on enregistre le plus grand nombre possible de séismes et, lors de chaque tremblement de terre, on mesure le laps de temps que mettent les ondes sismiques pour se propager depuis l'épicentre ; ces ondes n'ont pas toutes la même vitesse, laquelle dépend de la densité des roches qui constituent le manteau terrestre. Ces variations de densité résultent de changements de température. Grâce à la tomographie sismique, les géologues cartographient les zones chaudes et froides du manteau terrestre. Comme la densité des roches diminue et que leur ascension dans le manteau s'accélère lorsque la température augmente, les régions les plus chaudes du manteau – les points chauds – constituent des zones où des roches visqueuses remontent ; à l'inverse, dans les régions plus froides, les roches s'enfoncent.

Canada (d). L'Atlantique poursuit son expansion vers le Nord, entre le Nord-Est du Canada et le Groenland, ce qui donne naissance à la mer du Labrador.

Il y a quelque 60 millions d'années, une énorme masse de roches particulièrement chaudes remonte du manteau terrestre sous le Groenland et sous l'actuelle Islande. À mesure que la pression diminue, ces roches fondent partiellement, produisant de grandes quantités de laves. L'Atlantique se prolonge vers le Nord en formant une seconde branche entre le Groenland et le bloc constitué de l'Écosse et de la Scandinavie (d). Une zone de fracture de quelque 3 000 kilomètres de longueur apparaît entre le Sud de l'Angleterre et le Nord de la Norvège. La plaque européenne se serait alors séparée de la plaque Nord-américaine, à l'Est du Groenland. Le Canada et le Groenland auraient alors cessé de s'écarter l'un de l'autre.

Il y a entre 56 et 52 millions d'années, l'Atlantique Nord commence à s'ouvrir jusqu'à la zone de fracture dite de Senja-Groenland, qui s'étend de la côte Nord-Ouest de la Norvège au bassin arctique (e).

De nouvelles zones de fracture apparaissent sans cesse et modifient la position de la dorsale (en pointillés). Il y a 37 millions d'années (f), la croûte océanique cesse de se former dans la mer du Labrador, à l'Ouest du Groenland. La zone de fracture au Sud du Spitzberg se transforme alors progressivement en un système de dorsales, qui se prolonge jusque dans le bassin arctique. Une intense activité volcanique apparaît en Islande. Au Nord de l'île, la dorsale se sépare en deux branches. Entre -37 millions d'années et -10 millions d'années, sous l'action de la branche occidentale de cette dorsale, le bloc continental de Jan Mayen se détache, tandis que la branche orientale – la dorsale d'Aegir – s'éteint. L'Islande a alors presque sa taille actuelle et devient partie intégrante du système de la dorsale médio-atlantique (g). Aujourd'hui, le plancher océanique s'ouvre de un à deux centimètres par an au niveau des dorsales dans presque tout l'Atlantique Nord, tandis qu'il continue à s'épaissir par accréation de matériau qui remonte du manteau. La ligne qui sépare l'Europe de l'Amérique du Nord passe désormais entre la Scandinavie et le Groenland.

