

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

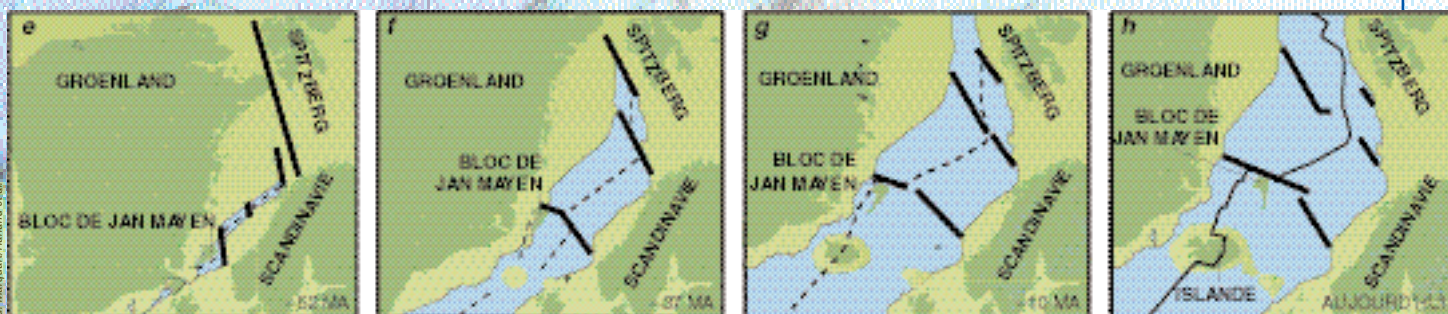
la tomodynamométrie, mise en œuvre dans les scanners d'hôpitaux pour visualiser l'intérieur du corps humain. Toutefois, alors qu'en médecine, on utilise des rayons X ou des ultrasons pour «éclairer» l'intérieur de l'organisme, en sismologie on se sert des ondes sismiques émises par les tremblements de 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.



Un plancher océanique révélateur

Ces méthodes ont changé la conception qu'avaient les géologues du plancher océanique de l'Atlantique Nord et de son origine. De fait, le fond du grand océan qui baigne l'Europe est désormais mieux connu par endroits que certaines régions continentales isolées ! La carte du fond de l'Atlantique Nord obtenue à partir des données du satellite ERS-1 (voir la figure 3) révèle une profusion de structures qui « racontent » le déroulement de la formation de l'océan (voir l'encadré de la page 42). La structure la plus importante est le système de dorsale médio-atlantique. Elle court depuis la zone de fracture de Charlie Gibbs, passe par la dorsale de Reykjanes (au Sud de l'Islande) et rejoint le socle islandais par le Sud.

En Islande, cette dorsale se ramifie. Sa branche occidentale se raccorde, au Nord de l'île, à la dorsale de Kolbeinsey qui constitue la zone principale du système, à proximité du bord continental du Groenland. Des vestiges d'une dorsale plus ancienne – la dorsale d'Aegir – sont localisés à l'Est du Groenland ; cette dorsale a cessé d'être active il y a 27 millions d'années environ, avant que le centre d'activité volcanique de cette région ne se déplace vers l'Ouest pour rejoindre la dorsale de Kolbeinsey (probablement en deux étapes). Le centre volcanique de la dorsale de Kolbeinsey et les vestiges de celui qui l'a précédé à l'Est sont limités au Nord par la zone de fracture de Jan Mayen (voir les figures 2 et 3).

L'île de Jan Mayen (372 kilomètres carrés) est une île volcanique norvégienne située au Nord-Ouest de l'Islande. Ce fragment continental se serait détaché du plateau continental groenlandais, lorsque l'axe de la dorsale s'est déplacé vers l'Ouest, à cet endroit. La dorsale, aujourd'hui, active, s'étend au-delà de l'Islande, vers le Nord, puis vers le Nord-Ouest, sans rencontrer d'obstacles. Dans le passé, une zone de fracture longeait le Nord du Groenland et coupait ce qui allait devenir l'extrémité Nord de la dorsale médio-atlantique. Il y a quelque 37 millions d'années, les plaques océaniques se sont écartées, laissant remonter du magma et de la croûte océanique s'y est accumulée.

L'image tomographique du manteau terrestre sous l'Atlantique Nord

(voir la figure 5) fait apparaître deux zones où la vitesse de propagation des ondes sismiques est réduite. La vitesse de propagation des ondes sismiques étant inversement proportionnelle à la racine carrée de la densité des roches, on en déduit que, dans cette région, la densité est faible, et que la température est supérieure à celle des zones environnantes, en raison de la remontée de matière issue du manteau. La première de ces zones de remontée des roches mantelliques se trouve au Sud du Groenland et a une forme tubulaire ; elle prend naissance à quelque 2 880 kilomètres de profondeur, à la limite entre le manteau et le noyau liquide, et remonte en direction du Nord. Elle atteint le manteau supérieur à 660 kilomètres de profondeur sous le plateau continental européen, à la latitude de la Grande-Bretagne. Elle semble se ramifier en plusieurs branches, dont l'une rejoint la dorsale médio-atlantique au niveau de l'Islande.

La seconde zone, particulièrement chaude, qui apparaît sur l'image tomographique ne semble pas être reliée au manteau terrestre profond. Elle se situe sous le Groenland à une profondeur comprise entre 200 et 400 kilomètres seulement. Cette zone chaude suit une région où la lithosphère s'amincit en direction de l'Atlantique Nord jusqu'à la dorsale médio-atlantique, le long du plateau continental.

Les images tomographiques confirment que les zones où de la matière chaude remonte du manteau ont participé à l'ouverture de l'Atlantique Nord. Les volcans qui sont apparus tout le long de la dorsale ont d'abord été alimentés par la matière issue du manteau profond. Aujourd'hui, seuls continuent à fonctionner de cette façon les volcans islandais et la dorsale de Reykjanes, au Sud de l'Islande ; l'intensité de ce volcanisme tend à décroître. Au Nord de l'Islande, le volcanisme est sans doute lié à l'existence d'une région chaude sous le Groenland.

Si un puissant panache situé sous l'Islande a formé l'Atlantique Nord que nous connaissons, que s'était-il passé avant ? La « préhistoire » de la région remonte au Cambrien, il y a quelque 500 millions d'années. À cette époque, l'Amérique du Nord et l'Europe étaient séparées par un océan étroit nommé « Iapetus » (l'un des titans de la mythologie grecque). Ce pré-curseur de l'actuel Atlantique Nord

commença à se fermer il y a 450 millions d'années, sous l'influence d'une zone de subduction. Il avait presque entièrement disparu vers -400 millions d'années, de sorte que l'Europe et l'Amérique du Nord entrèrent en collision. Comme la collision entre l'Inde et l'Asie a engendré l'Himalaya, cette collision conduisit à la formation d'une grande chaîne de montagnes : la chaîne calédonienne. Ses restes érodés sont encore visibles aujourd'hui en Norvège, en Écosse, au Groenland et dans l'Est des États-Unis. Puis, toutes les masses continentales se rassemblèrent en un supercontinent, la Pangée.

Préhistoire d'une séparation

Avec ses dimensions démesurées, la Pangée agissait comme une immense couche isolante, déposée à la surface de la Terre, et qui empêchait tout transfert de chaleur des profondeurs vers la surface. Les matériaux chauds s'accumulèrent dessous, ramollirent la lithosphère continentale et l'amincirent. Cette érosion thermique aboutit à la formation de zones d'expansion et de failles, qui amorcèrent l'ouverture de la masse continentale et la formation de nouveaux continents.

Les observations que l'on peut faire sur le bord du plateau continental norvégien et du plateau de Barents (en face du Nord de la Norvège et de la péninsule de Kola) montrent que ces mouvements d'expansion commencèrent dès la fermeture de l'océan Iapetus, avant même que la Pangée ne soit totalement soudée. Lors de cette première expansion, une large zone de volcans peu actifs et de fossés d'effondrement, nommés rifts, apparaît à la surface de la Pangée et s'étend progressivement vers le Sud. Vers -220 millions d'années, ce système de rifts atteint le banc de Rockall, aujourd'hui à l'Ouest de l'Écosse, et un système de failles apparaît dans la région de la mer du Nord. Remplies d'eau, ces failles forment des mers continentales peu profondes et dépourvues de croûte océanique. Les forages et l'étude des anomalies magnétiques des fonds marins ont révélé que l'Atlantique Nord a commencé à se constituer il y a seulement 160 millions d'années, entre ce qui est aujourd'hui l'Est des États-Unis et l'Ouest de l'Afrique. La dorsale médio-atlantique qui apparaît alors est limitée au Nord-Est par une zone de fracture à la latitude de ce qui est aujourd'hui le