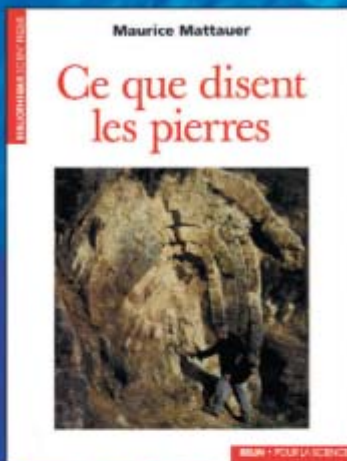




CE QUE DISENT LES PIERRES

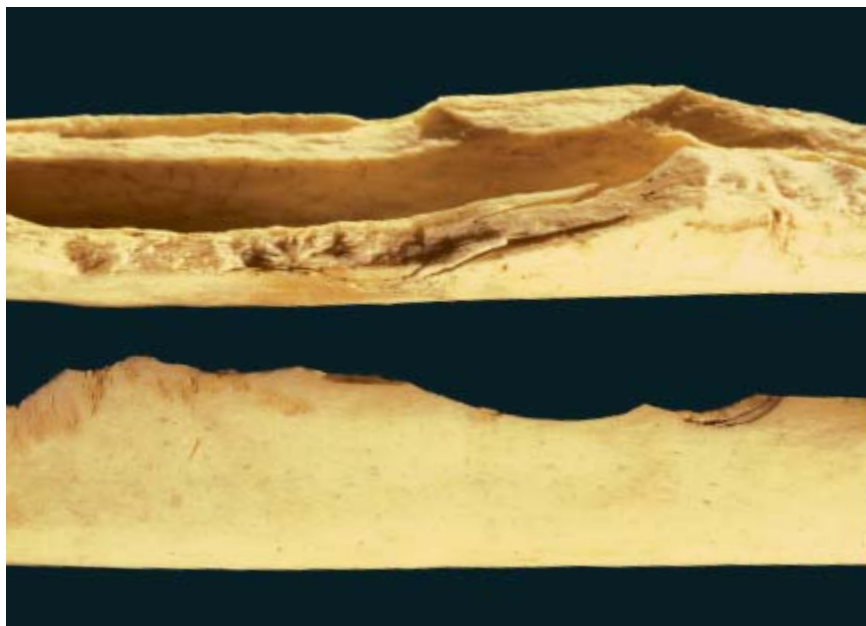
Maurice Mattauer

Ce livre vous convie à une promenade illustrée dans l'univers des pierres. À partir de l'image, Maurice Mattauer, professeur de géologie à l'Université de Montpellier, reconstitue l'histoire des roches et les grands événements dont elles sont les témoins, et invite à un «retour aux pierres», gage d'une nouvelle compréhension de la nature.

Code 075001
100 F • 15,24 €
144 pages

Voir bon de commande
page 96

BELIN • POUR LA SCIENCE



5. DES OS LONGS BRISÉS indiquent que l'on a prélevé la moelle. La viande (la graisse, les muscles et les autres tissus), qui entourait les os, n'était pas la seule partie consommée. Les crânes étaient brisés pour en prélever le cerveau, et la moelle était extraite des os longs. Ces deux os longs, découverts sur un site anasazi du Sud-Ouest du Colorado, ont été fendus sur toute leur longueur à l'aide de marteaux de pierre, afin d'accéder à la moelle.

des échantillons, et aux analyses chimiques du site, les chercheurs ont obtenu des preuves indiscutables de cannibalisme. Ils ont en effet découvert dans une poterie des restes de myoglobine humaine (une protéine présente dans le cœur et dans les muscles), ce qui indiquerait que de la chair humaine y a été cuite. Un coprolithe humain (un excrément fossilisé), non calciné, trouvé dans le foyer de l'une des habitations abandonnées, a également montré la présence de myoglobine humaine. D'après les données ostéologiques, archéologiques et biochimiques, de la chair humaine a bel et bien été préparée et consommée à Cowboy Wash, ce qui conforte les hypothèses de cannibalisme préhis-

torique proposées pour les autres sites anasazi du Sud-Ouest des États-Unis.

Il n'en demeure pas moins qu'il est beaucoup plus difficile d'expliquer pourquoi le cannibalisme était pratiqué que de constater qu'il a existé. Les hommes mangent généralement parce qu'ils ont faim. Comment savoir si le cannibalisme représentait un moyen de subvenir aux famines ou de se débarrasser des ennemis? Même dans le cas des Anasazi, qui ont fait l'objet de nombreuses études, il est impossible de savoir si le cannibalisme était lié à des pratiques religieuses, à la famine ou à une combinaison des deux, ou à d'autres raisons encore. Quelle qu'en ait été la cause, le cannibalisme fait désormais partie de notre passé collectif.

Tim WHITE est co-directeur du Laboratoire d'études de l'évolution humaine et professeur dans le département de biologie intégrée de l'Université de Berkeley en Californie.

P. VILLA et al, *Cannibalism in the Neolithic*, in *Science*, vol. 233, pp. 431-437, 1986.

P. VILLA, J. COURTIN, D. HELMER, P. SHIPMAN, C. BOUVILLE, E. MAHIEU, *Un cas de cannibalisme au Néolithique*, in *Gallia Préhistoire*, vol. 29, pp. 431, 1986.

T. WHITE, *Prehistoric cannibalism at Mancos 5MTUMR-2346*, Princeton University Press, 1992.

L. OSBORNE, *Does man eat man? Inside the great cannibalism controversy*, in *Lingua Franca*, vol. 7, N°4, pp. 28-38, 1997.

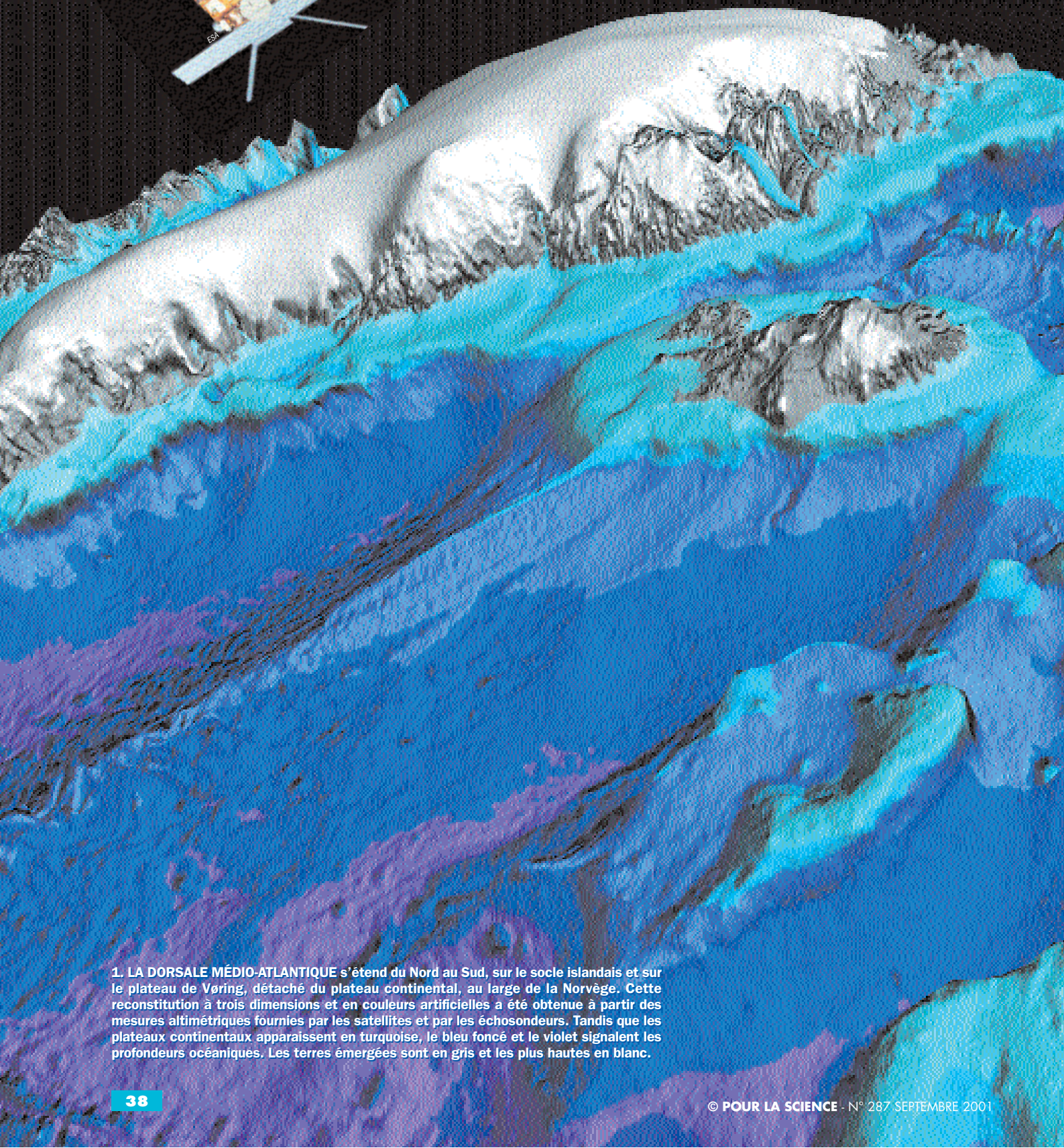
D. DEGUSTA, *Fijian cannibalism osteological evidence from Navatu*, in *American journal of physical anthropology*, vol. 110, pp. 215-241, 1999.

DEFLEUR et al, *Neanderthal cannibalism at Moula-Guercy, Ardèche, France*, in *Science*, vol. 286, pp. 128-131, 1999.

R. MARLAR et al, *Biochemical evidence of cannibalism at a prehistoric puebloan site in southwestern Colorado*, in *Nature*, vol. 407, pp. 74-78, 2000.

La naissance de

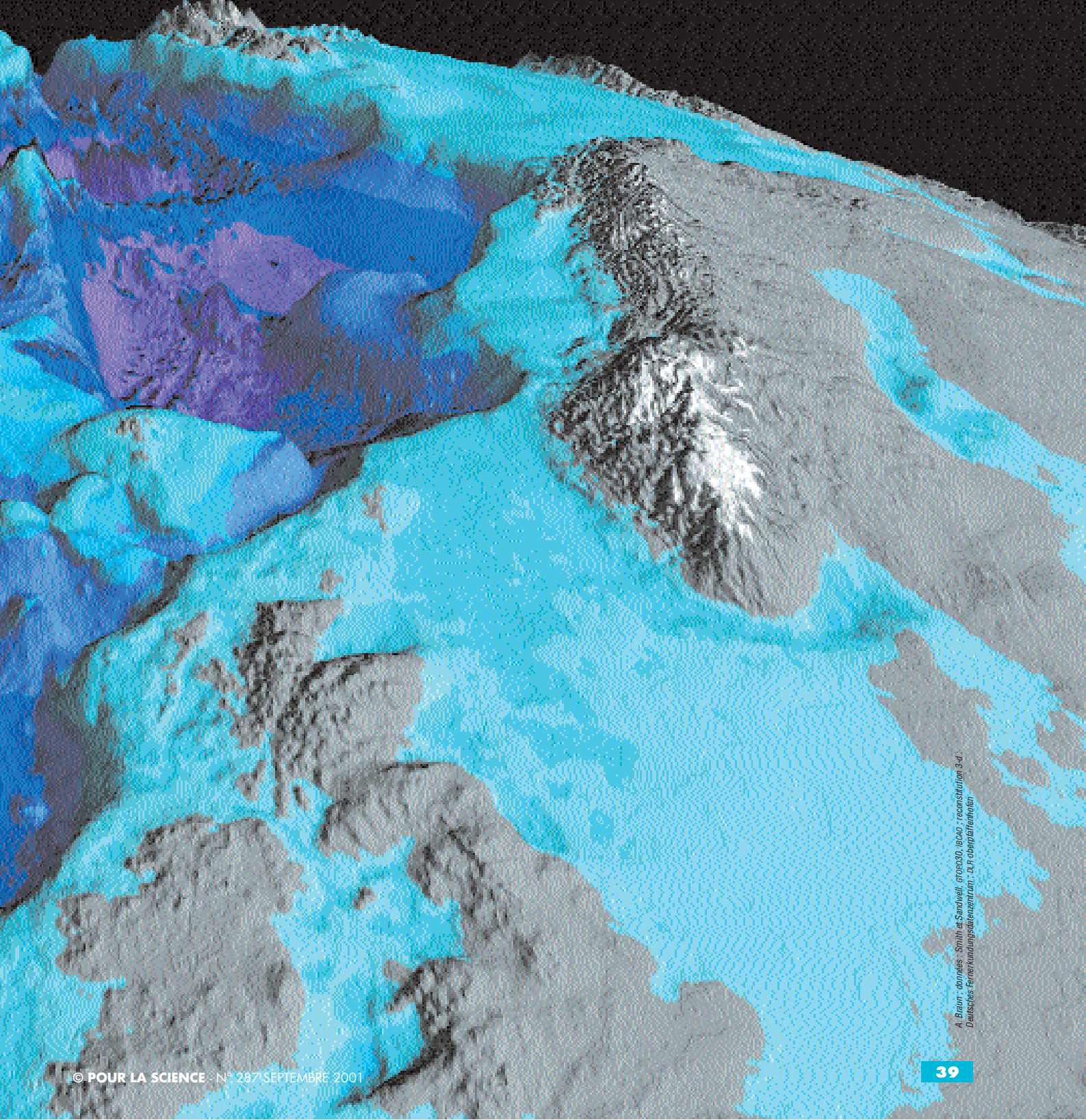
ALEXANDER BRAUN • GABRIELE MARQUART



1. LA DORSALE MÉDIO-ATLANTIQUE s'étend du Nord au Sud, sur le socle islandais et sur le plateau de Vøring, détaché du plateau continental, au large de la Norvège. Cette reconstitution à trois dimensions et en couleurs artificielles a été obtenue à partir des mesures altimétriques fournies par les satellites et par les échosondeurs. Tandis que les plateaux continentaux apparaissent en turquoise, le bleu foncé et le violet signalent les profondeurs océaniques. Les terres émergées sont en gris et les plus hautes en blanc.

l'Atlantique Nord

Longtemps, la dorsale qui sillonne l'Atlantique a hésité, se faufilant d'abord entre le Groenland et le Labrador, avant de s'orienter vers le Nord-Ouest de l'Islande. L'altimétrie satellitaire et la tomographie sismique nous révèlent comment.



A. Braun : données - Smith et Sandwell, 1997; 30, 1800 - reconstruction 3-D.
Deutsches Fernerkundungszentrum - DLR Oberpfaffenhofen

L'«étonnante complémentarité des côtes de part et d'autre de l'Atlantique» a été soulignée tant par le philosophe Francis Bacon en 1620, qu'en 1827 par le naturaliste Alexander von Humboldt, le père de la géographie physique. En 1596, le cartographe flamand Abraham Ortelius propose que «l'Amérique a été arrachée de l'Europe et de l'Afrique... par des tremblements de terre et des raz-de-marée». En 1756, le théologien allemand Theodor Lilienthal découvre la confirmation biblique de cette séparation (Genèse, chapitre 10, verset 25) : «Il naquit à Héber deux fils : le nom de l'un d'eux était Péleg, parce que de son temps la Terre fut partagée...» En 1858, la première ébauche d'explication rationnelle de la complémentarité des côtes d'Europe et d'Amérique est proposée. Impressionné par la ressemblance des flores fossiles d'Europe et d'Amérique du Nord au carbonifère (300 millions d'années avant notre ère), le géographe Antonio Snider-Pellegrini émet l'hypothèse que les continents se sont déplacés à la surface de la Terre. L'Américain est toutefois si dévôt qu'il attribue le phénomène au... Déluge!

C'est surtout Alfred Wegener, l'inventeur de la dérive des continents qui fait progresser l'étude des fractures continentales. Dans sa théorie, publiée en 1912, il énumère de nombreux arguments géologiques en faveur d'une origine commune des masses continentales situées de part et d'autre de l'Atlantique. Toutefois, il n'explique pas de façon convaincante la migration supposée des continents. L'explication du phénomène ne voit le jour qu'à la fin des années 1960, après la découverte de l'expansion des fonds océaniques : la théorie de la tectonique des plaques se développe alors.

Selon cette théorie, l'enveloppe la plus externe de la Terre, la lithosphère, est divisée en plaques, rigides, qui «flottent» sur une couche plus molle, l'asthénosphère. D'une épaisseur moyenne d'environ 100 kilomètres, elles sont constituées de croûte terrestre et d'une partie du manteau supérieur (couche constituée des 660 premiers kilomètres sous l'écorce terrestre). Les plaques s'écartent les unes des autres, repoussées par le magma qui remonte des profondeurs avant de se refroidir et de se solidifier.

Les zones de plancher océanique qui se forment ainsi de part et d'autre d'une dorsale croissent régulièrement. Elles acquièrent une aimantation sous l'influence du champ magnétique terrestre, lequel s'inverse à des intervalles compris entre 100 000 ans et un million d'années. Ainsi, on observe une alternance de bandes d'aimantations opposées à la surface du plancher océanique. Si, au centre de l'océan, les plaques croissent et s'écartent, elles subissent, dans des zones dites «de subduction», qui sont souvent proches des continents, une compression qui les fait plonger dans le manteau terrestre, où elles fondent. Des abysses, c'est-à-dire de profondes fosses océaniques, sont souvent présentes au voisinage des zones de subduction.

Les continents constituent les reliefs les plus élevés de certaines de ces plaques et se déplacent avec elles. Toutefois, contrairement au plancher océanique, ils ne peuvent pas plonger dans le manteau au niveau des zones de subduction. Ainsi, lorsque deux continents entrent en collision, ils se soudent l'un à l'autre, comme c'est par exemple le cas de l'Inde et de l'Asie ; au contraire, les masses continentales peuvent aussi se fissurer et se séparer, s'écartant progressivement. La mer s'engouffre alors entre les deux, et le bras de mer qui se forme finit par devenir un océan. Le Nouveau Monde et l'Ancien Monde se sont séparés de cette façon.

Les géologues sont confrontés pour cette raison à deux types de croûte terrestre : la croûte océanique et la croûte continentale. L'une et l'autre sont difficiles à étudier, mais pour des raisons différentes. Nous l'avons déjà évoqué, la croûte océanique s'enfonce avec le manteau lithosphérique (la partie supérieure du manteau) vers l'intérieur de la Terre au niveau des zones de subduction, tandis que la croûte continentale, plus légère, reste en surface (pour la plus grande partie). Très anciens, les continents conservent les traces de leur évolution tectonique depuis plusieurs centaines de millions d'années, voire plusieurs milliards d'années (la formation de la croûte terrestre a commencé il y a quatre milliards d'années environ). Les informations géologiques s'y sont accumulées, recouvertes, entremêlées... Au contraire, la croûte océanique est jeune, souvent moins de 180 millions d'années. Seuls les événements tectoniques récents



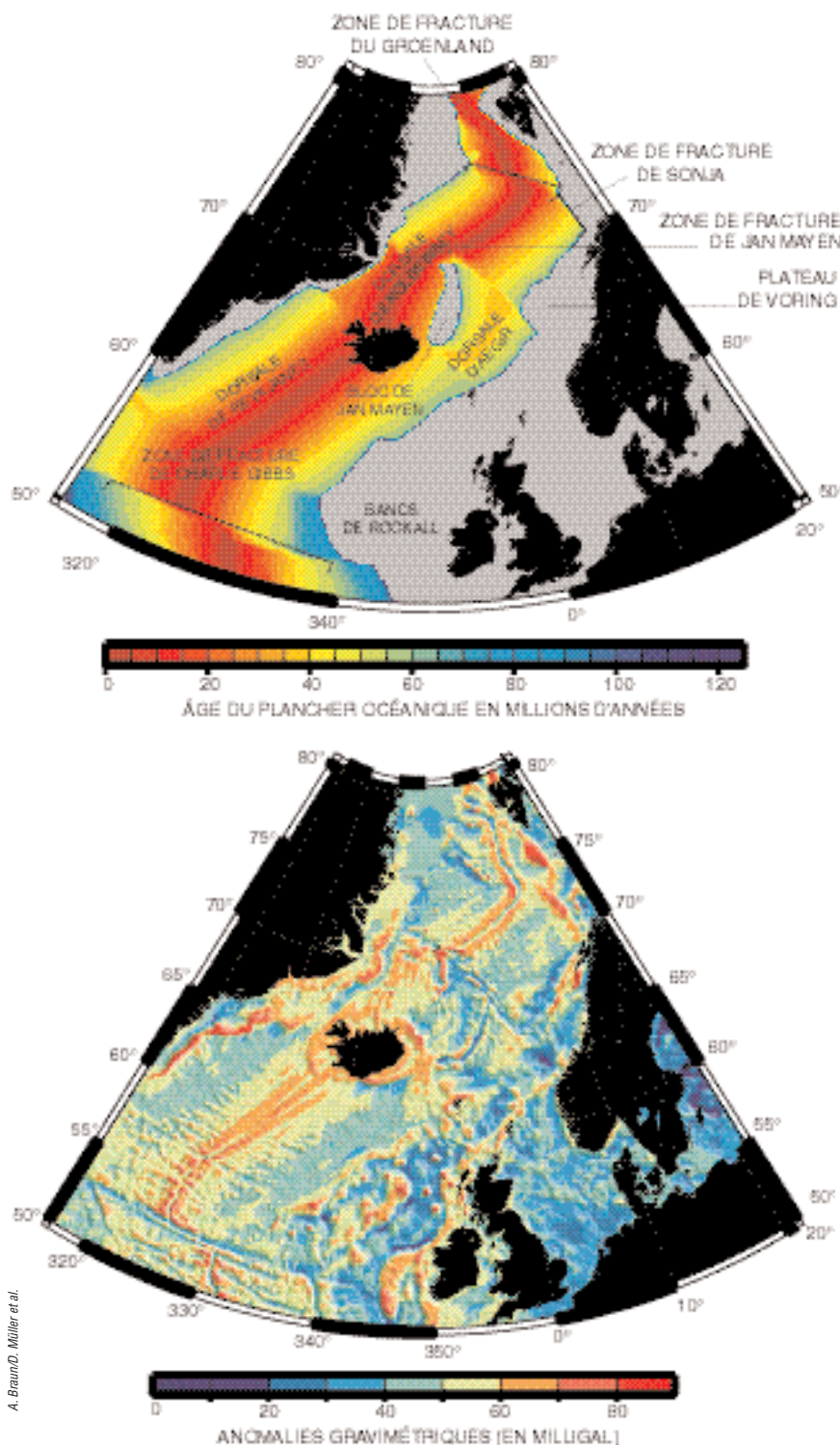
2. L'ATLANTIQUE NORD qui s'étend, pour les auteurs, entre le 52° parallèle (au Sud de l'Irlande) et 80° parallèle (au Nord du Spitzberg).

sont imprimés à sa surface ; ils racontent l'évolution « récente » de l'océan. Les traces des événements anciens ont plongé dans le manteau avec les plaques anciennes. En fait, si l'étude de la croûte océanique est difficile, c'est parce que d'épaisses couches de sédiments et d'eau la recouvrent.

L'histoire de l'Atlantique

Les premières reconstructions de l'histoire de l'Atlantique reposaient sur des mesures de la profondeur de l'océan par échosondeur (c'est-à-dire par réflexion d'ultrasons) et sur quelques rares forages en haute mer. Puis, les données bathymétriques (la mesure de la profondeur des mers) dévoilèrent la topographie du plancher atlantique. Les résultats, grossiers, avaient pourtant révélé la présence de la dorsale médio-atlantique, qui traverse l'océan du Nord au Sud. Chaîne de montagnes sous-marines, la dorsale médio-atlantique est coupée, de proche en proche, par des zones de fractures, qui sont autant d'entailles profondes, où deux sections de dorsales peuvent être décalées l'une par rapport à l'autre de plusieurs centaines de kilomètres. Les forages ont aussi livré des informations sur les fossiles caractéristiques des sédiments des diverses époques et sur l'aimantation de la croûte basaltique sous-jacente, dont on déduit l'âge des roches étudiées.

Aujourd'hui, de nouvelles techniques d'observation révèlent les mécanismes géodynamiques de formation de la lithosphère. La mesure du niveau des mers par satellite (altimétrie satellitaire) est l'une de ces méthodes ; la tomographie sismique – on se sert des ondes émises lors de tremblements de terre pour observer l'intérieur de la Terre – en est une autre. Ces nouvelles méthodes ont fait évoluer la « vision classique » de la formation de l'Atlantique, telle qu'elle était envisagée jusqu'à récemment par la tectonique des plaques. À l'Université de Francfort, à l'aide des nouvelles méthodes, nous avons étudié la portion de l'Atlantique qui s'étend du 52° au 80° parallèle (du Sud de l'Irlande au Nord de la Norvège), que nous nommerons « Atlantique Nord » dans la suite. Nous proposons ici une esquisse globale de la formation de cette portion d'océan, placée dans le contexte général de celle de l'Atlantique.



3. GRÂCE À LA CARTOGRAPHIE MAGNÉTIQUE du plancher océanique et à l'altimétrie par satellite, les géologues reconstituent l'histoire de l'Atlantique Nord. Entre 1994 et 1995, le satellite européen ERS-1 a livré plus de 500 000 mesures qui leur ont permis de tracer la carte des variations du champ de gravitation (*en bas*). Comme les variations gravimétriques sont dues pour l'essentiel au relief, leur mesure livre une image assez fidèle du fond de l'océan. Ainsi, des écarts positifs par rapport à la moyenne (*en rouge et en jaune*) traduisent la présence de montagnes ou de volcans sous-marins le long de la dorsale médio-atlantique. Inversement, les fosses océaniques ou les bassins comblés de sédiments, dont la densité est inférieure à celle de la roche magmatique apparaissent en bleu. La dorsale d'Aegir, ainsi que les anomalies alternativement positives et négatives qui s'étirent sur le plateau continental des Lofoten (*voir page de gauche*) sont difficiles à identifier sur les cartes topographiques. L'âge du plancher océanique augmente régulièrement des deux côtés de la dorsale médio-atlantique (*en haut*). Ce plancher est alimenté en continu par du magma, qui, en refroidissant, forme la croûte océanique. Les roches crustales superficielles conservent l'aimantation acquise lors du refroidissement, ce qui reflète les inversions du champ magnétique terrestre et permet ainsi de dater les différentes zones du plancher océanique. Sur cette illustration, les zones grises correspondent aux plateaux continentaux.

Nous avons choisi d'étudier l'Atlantique Nord, parce qu'il se prête à une analyse géologique poussée. De nombreuses données sont déjà disponibles, et l'évolution tectonique de cette zone a en plus l'intérêt d'être liée aux mouvements profonds qui ont lieu dans le manteau ; leur importance est attestée par le volcanisme actif qui y règne, que ce soit sous l'eau, ou sur terre (en Islande, sur l'île de Jan Mayen...).

Les prémisses

L'ouverture de l'Atlantique Nord a été précédée par une série de violentes éruptions, il y a quelque 56 millions d'années. Une zone de fracture de quelque 3 000 kilomètres de longueur se forme alors, du Sud de l'Angleterre au Nord de la Norvège. La mer l'envahit, puis en deux millions d'années seulement, une masse de plus de deux millions de kilomètres cubes de laves basaltiques se déverse à la surface. Les restes de cet énorme apport constituent aujourd'hui des bandes symétriques de basaltes de plusieurs kilomètres d'épaisseur qui s'étirent à l'Est du Groenland et au Nord-Ouest du continent européen. La dorsale

océanique qui se forme ensuite au fond de ce rift continental a un comportement relativement normal, si l'on met à part l'apparition de quelques centres volcaniques actifs, qui engendrent le plateau norvégien externe ou plateau de Vøring, reliant les îles Féroé à l'Islande, ces îles elles-mêmes ainsi que les îles Shetland (voir la figure 2).

Il y a environ 38 millions d'années, une nouvelle phase volcanique intense se déclenche. Elle est particulièrement violente à proximité de l'Islande. Depuis, l'île et son socle constituent l'une des régions volcaniques les plus actives de la Terre. Plus d'un million de kilomètres cubes de matériaux volcaniques se sont accumulés dans la région. Un tel débit indique que des matières chaudes remontent sous l'Islande des grandes profondeurs, voire du manteau inférieur (2 880 kilomètres de profondeur). Ce type de flux vertical qui s'élargit vers le haut est nommé «panache». Lorsque les roches mantelliques, que le panache transporte, parviennent à une centaine de kilomètres sous la surface, la pression diminue ce qui entraîne leur fusion partielle. C'est ainsi que se forme la lave qui alimente les volcans.

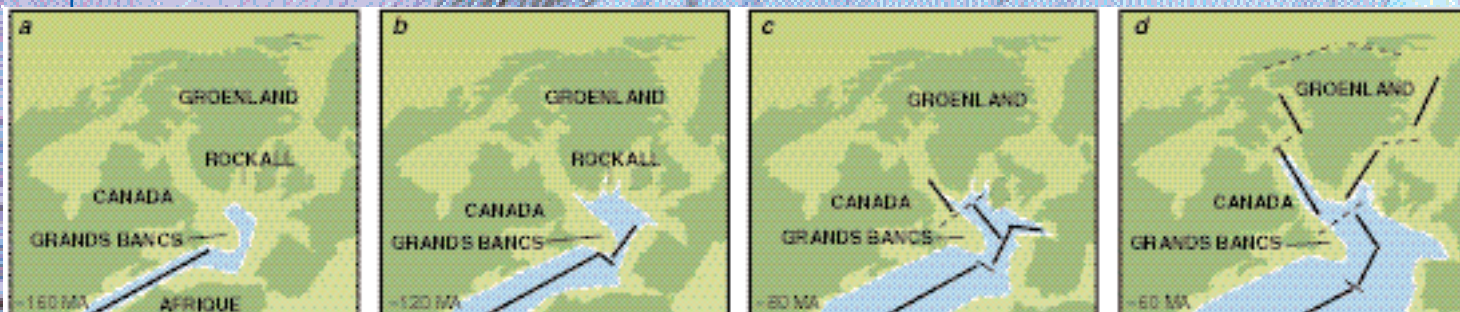
Un tel panache semble avoir été aussi à l'origine de la séparation des masses continentales européennes et américaines, il y a 56 millions d'années. Les représentations de l'évolution de cette région ont longtemps été simplistes : elles indiquaient que, dès sa naissance, la dorsale médio-atlantique s'étendit vers le Nord à partir de la zone de fracture de Charlie Gibbs (aujourd'hui entre l'Islande et la presqu'île du Labrador, située au Nord-Ouest du Québec). Un important réservoir de magma, sous l'Islande, aurait favorisé la formation de la croûte océanique. La montée continue de ce magma aurait écarté la croûte nouvellement formée, élargissant ainsi l'océan. La topographie du plancher océanique et la façon dont les contraintes et la répartition des températures à l'intérieur de la Terre façonnaient le panache ont été négligées jusqu'à présent. Les anciens modèles de la formation de l'Atlantique Nord ont été élaborés en ne tenant compte que des structures les plus importantes : les plaques, la dorsale médio-atlantique, et les zones de fracture. Jusqu'à présent, on décrivait l'ouverture de l'Atlantique Nord sans tenir compte de la dynamique des phénomènes géologiques.

La formation de l'Atlantique Nord

Il y a 500 millions d'années, l'Europe est séparée du bloc constitué de l'Amérique du Nord et du Groenland par un océan nommé Iapetus. Cet océan primitif commence à se fermer vers -450 millions d'années, et le bloc de l'Amérique du Nord et du Groenland se rapproche alors de l'Europe. Il y a 400 millions d'années, l'Amérique du Nord et l'Europe entrent en collision, ce qui conduit à la formation de la chaîne calédonienne, dont les vestiges constituent aujourd'hui encore les hauteurs de la Norvège, de l'Écosse et de certaines régions de l'Est des États-Unis. De -400 à -290 millions d'années, les masses continentales du monde entier se réunissent en un super-continent, la Pangée. Avant même que cette unification ne soit achevée, de nouveaux fossés d'effondrement (ou rifts) réapparaissent entre la Scandinavie et le Groenland. Il y a 220 millions d'années, ce système de rifts se prolonge jusqu'au banc de Rockall, à l'Ouest de l'Écosse, et forme une mer peu profonde. Ce n'est qu'il y a 160 mil-

lions d'années, qu'une mer plus profonde – l'Atlantique – commence à s'ouvrir entre l'Est des États-Unis et l'Ouest de l'Afrique.

L'Atlantique sépare d'abord l'Afrique de l'Ouest de l'Amérique du Nord (a ; sur les différents schémas, on a indiqué les dorsales par des lignes noires). Au cours de la phase suivante (b), un bras d'Atlantique s'ouvre entre Terre-Neuve et l'Espagne et, simultanément, la croûte continentale s'étire sur une large zone à proximité du banc de Rockall (du nom d'une petite île britannique située au Nord de l'Irlande) entre le Groenland et l'Europe du Nord. Il y a environ 80 millions d'années, deux nouvelles branches de la dorsale médio-atlantique se forment (c) ; tandis que l'une s'étend vers le Nord-est dans le golfe de Gascogne, repoussant la presqu'île ibérique vers le Sud, l'autre s'étend vers le Nord-Ouest jusqu'au banc de Rockall. Alors que l'activité de cette première dorsale s'arrête rapidement, la dorsale Nord-Ouest se prolonge entre le Groenland et le



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

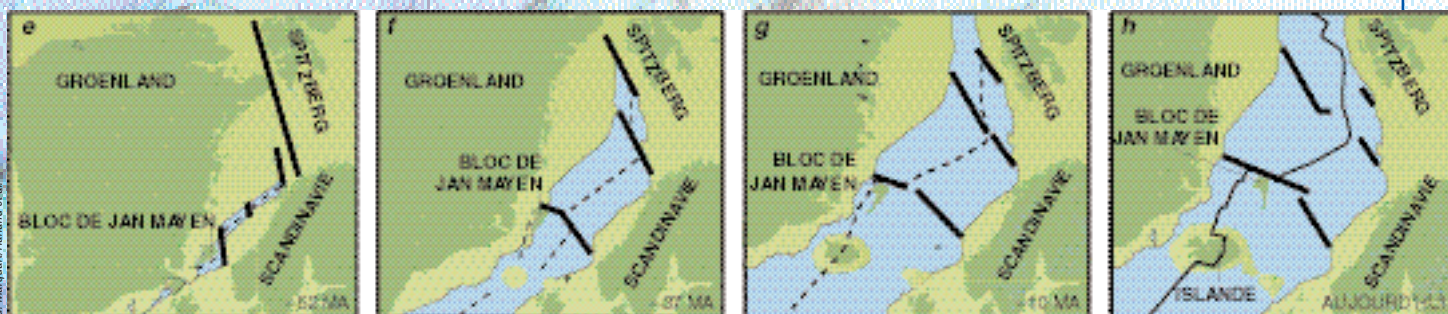
la tomodensitométrie, mise en œuvre dans les scanners d'hôpitaux pour visualiser l'intérieur du corps humain. Toutefois, alors qu'en médecine, on utilise des rayons X ou des ultrasons pour «éclairer» l'intérieur de l'organisme, en sismologie on se sert des ondes sismiques émises par les tremblements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



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

L'altimétrie par satellite

L'altimétrie satellitaire est une technique de mesure du niveau de la mer à l'aplomb du satellite. Le satellite envoie un signal radar vers la surface de la mer et capte le signal réfléchi. Une horloge de haute précision mesure le temps d'aller-retour, dont un circuit électronique déduit la distance du satellite à la surface de l'océan.

Ce principe paraît simple, mais sa mise en œuvre est complexe. Si les ondes radar traversent l'atmosphère quelles que soient les turbulences qui y règnent, leur vitesse de propagation varie en fonction de facteurs telle que l'humidité de l'air. Ainsi, les conditions météorologiques durant les mesures doivent être prises en compte lors de l'interprétation des résultats.

De plus, la position du satellite doit être connue précisément à chaque instant de la mesure. En raison des irrégularités du champ de gravitation terrestre, l'orbite d'un satellite est irrégulière. Le globe terrestre n'est pas, lui-même, une sphère parfaitement homogène : si sa surface est globalement ronde, elle présente des aspérités (montagnes) ; en outre, les masses sont irrégulièrement réparties au sein du Globe. Certains satellites sont dotés de dispositifs embarqués qui, en liaison avec des stations au sol, déterminent en permanence leur position ; d'autres sont localisés à partir du sol à l'aide d'impulsions laser.

L'inégale répartition des masses sous le plancher océanique résulte de mécanismes géologiques qui façonnent le relief et des puissants courants de convection qui brassent les roches dans le manteau. Les deux effets se conjuguent pour conférer à la surface moyenne de l'océan des hauteurs, c'est-à-dire des distances au centre de la Terre, différentes. Certains creux atteignent 110 mètres au Sud de l'Inde, et certaines bosses 90 mètres au large de la Nouvelle-Guinée.

Après le succès de premières expériences menées à bord de la station spatiale américaine *SkyLab*, en 1973, toute une série de satellites furent dédiés à l'altimétrie satellitaire : *GEOS-3* en 1975, *SEASAT* en 1978, *GEOSAT* en 1985, puis *ERS-1* en 1991, *Topex-Poseidon* en 1992 et enfin *ERS-2* en 1995. La mise sur orbite de deux nouveaux altimètres est prévue pour 2001 : *Jason-1* et *ENVISAT*.

L'objectif des premières missions était la mesure du champ gravitationnel sous-marin sur l'ensemble du Globe, et l'obtention d'une image du plancher océanique. En effet, l'intensité du champ de gravitation augmente au-dessus des montagnes sous-marines, de sorte que l'eau s'y amoncelle. En revanche, la surface de l'océan se creuse à la verticale des zones où le champ de gravitation diminue. Même si ces effets ne sont pas très marqués, ils expliquent que la topographie du fond océanique se « décalque » à la surface de l'eau.

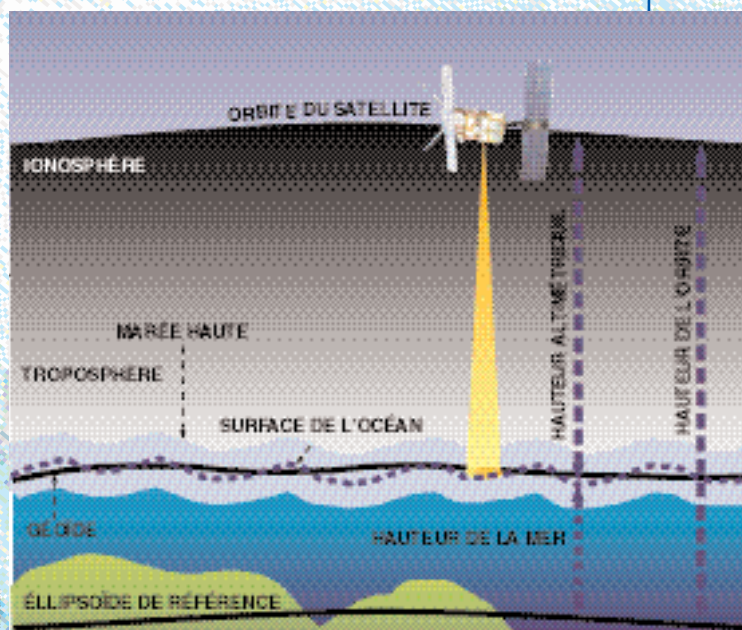
Aujourd'hui, grâce à l'altimétrie satellitaire, le fond marin a été cartographié sur la quasi-totalité de la planète. Il s'agit maintenant d'étudier précisément l'influence des systèmes de courants océaniques et des phénomènes océanographiques qui influent – eux aussi – sur la surface de l'eau. L'étude des régions de la Terre qui sont recouvertes de glace en permanence commence tout juste.

Suivant la tâche qui leur est dévolue, les satellites ont des orbites différentes. Leurs trajectoires passent près des pôles pendant que la Terre tourne, de sorte qu'ils survolent toute la Terre en spirale (à l'exception des latitudes les plus élevées). À l'issue d'un cycle, un satellite revient à sa position d'origine, de sorte que la durée du cycle varie en fonction de l'orientation et de la forme de la trajectoire. Lorsque les cycles sont longs, les données enregistrées sont denses, mais deux mesures effectuées au même endroit sont éloignées dans le temps. Quand les cycles sont courts, on enregistre peu de mesures dans un cycle, mais deux mesures

au même endroit sont proches dans le temps. Ainsi, un satellite qui repasse souvent au même endroit sert, par exemple, à étudier des phénomènes qui évoluent rapidement, tels les courants océaniques. En revanche, un satellite qui ne repasse pas souvent au même endroit servira plutôt à suivre les variations du champ de gravitation de la Terre.

Conçue pour étudier les courants océaniques, la mission franco-américaine *Topex-Poseidon* opère suivant un cycle de dix jours. Au contraire, le satellite européen *ERS-2*, spécialisé dans les mesures gravimétriques, a un cycle de 35 jours. Son prédécesseur *ERS-1* effectuait trois cycles dont les durées respectives étaient égales à 3, 35 et 168 jours. Le plus long servait surtout aux mesures géodésiques, par exemple, à la détermination des anomalies de la gravitation sous-marine qui reflètent la topographie du plancher océanique. En utilisant toutes les données altimétriques acquises par les satellites au cours des 15 dernières années, on a obtenu des cartes des fonds océaniques dont la résolution est de l'ordre du kilomètre.

Après une mission de quatre ans couronnée de succès, *ERS-1* a été « garé » en état de fonctionnement sur une orbite d'attente. Son exploitation s'est terminée le 10 mars 2000, lorsque son système de commande de position est tombé en panne. Toujours en service, son successeur *ERS-2* tourne autour de la Terre à environ 800 kilomètres d'altitude. En octobre 2001, *ENVISAT*, le plus grand satellite d'observation de la Terre jamais construit, prendra le relais. *ENVISAT* pèse huit tonnes, mesure plus de dix mètres de longueur et embarquera un altimètre de conception nouvelle et neuf capteurs de télédétection.



On déduit la distance qui sépare un satellite de la surface de la mer du temps que mettent des ondes radar pour faire l'aller-retour entre ce satellite et la surface de la mer. Pour obtenir des mesures fiables, on doit les ajuster en fonction des conditions atmosphériques, de l'humidité de la troposphère (jusqu'à 10 kilomètres d'altitude) ou encore de la teneur en électrons de l'ionosphère (de 60 à 600 kilomètres d'altitude). En outre, pour déduire des mesures de distance la hauteur des reliefs sous-marins, on doit connaître précisément la position du satellite par rapport à la Terre ou, plus exactement, par rapport à un globe idéalisé, nommé ellipsoïde de référence.

détroit de Gibraltar. Des vestiges de cette dorsale médio-atlantique primitive se trouvent aujourd'hui au Sud du plateau actuel de Terre-Neuve. Puis, il y a près de 120 millions d'années, un nouveau fossé se creuse entre Terre-Neuve et la péninsule ibérique. Ensuite, le golfe de Gascogne s'ouvre, de sorte que la dorsale médio-océanique se prolonge jusqu'à la zone de fracture de Charlie Gibbs. La séparation de l'Europe de l'Ouest et de l'Amérique du Nord s'achève il y a quelque 80 millions d'années. L'avancée de la dorsale médio-atlantique se poursuit toutefois vers le Nord. Au cours de sa progression, la dorsale s'étend un moment entre le Groenland et le continent Nord-américain, qu'elle sépare, créant la mer du Labrador. Cependant, ce chemin est une impasse,

et la progression de la dorsale vers le Nord s'arrête dans cette direction pour reprendre à l'Est du Groenland.

Nous avons élaboré un modèle pour décrire la période suivante. Selon cette théorie, un panache s'est élevé du manteau terrestre sous le Groenland et sous l'Europe, il y a environ 60 millions d'années. Le flux ascendant de roches chaudes s'est séparé en deux courants avant de heurter la lithosphère, à l'endroit de la zone d'expansion qui existait déjà depuis 200 millions d'années et qui avait succédé à la chaîne calédonienne, la suture de Iapetus.

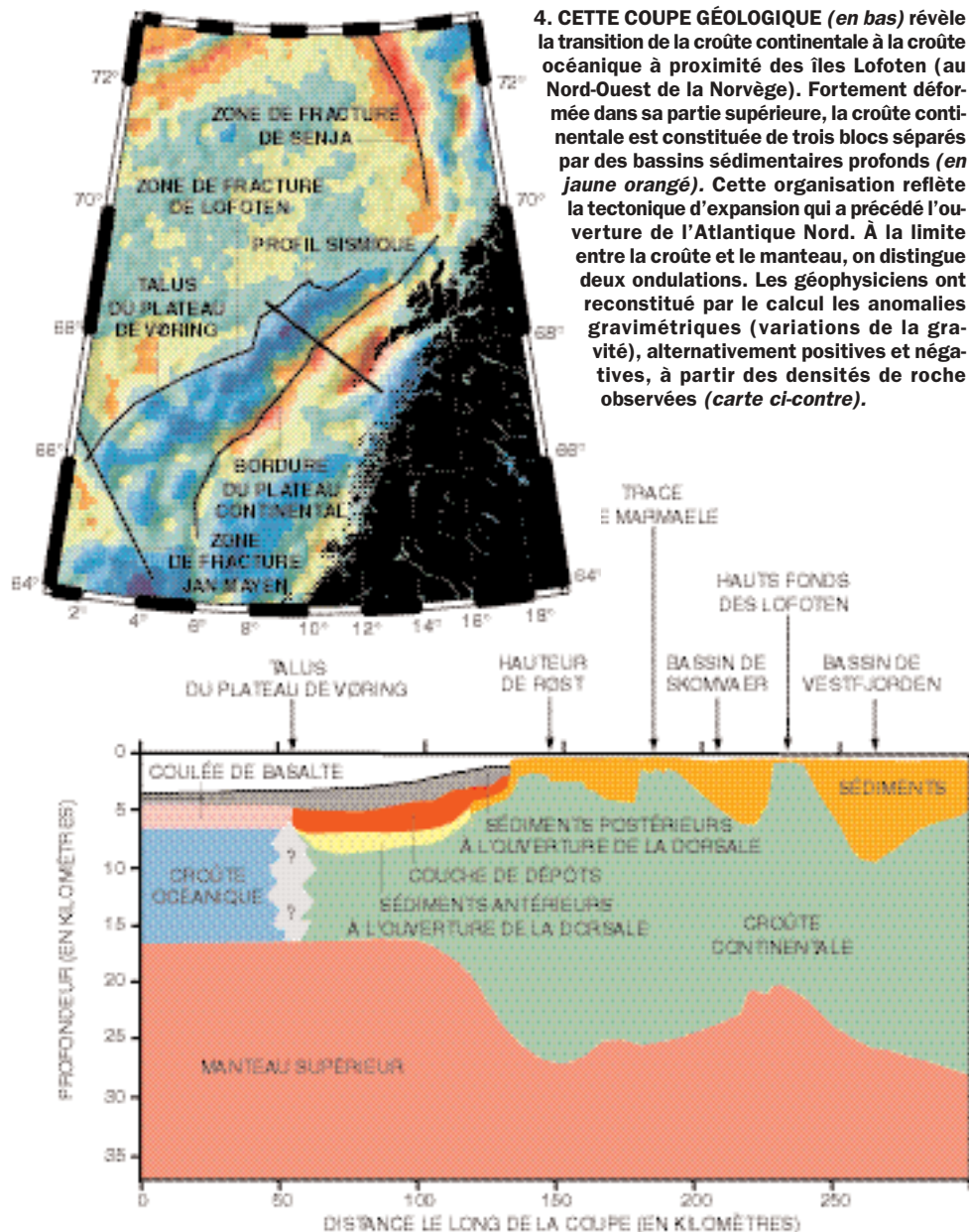
De grandes quantités de laves basaltiques (la lave est une fraction liquide de magma qui apparaît lorsque la pression ambiante diminue) remon-

tèrent du manteau. Un alignement de volcans actifs apparut sur 3 000 kilomètres, du Sud de l'Angleterre au Nord de la Norvège.

L'ouverture de l'Atlantique Nord arrêta celle de la mer du Labrador qui avait commencé 36 millions d'années auparavant. Cet événement provoqua aussi probablement la transformation de la zone de fracture de Senja qui s'étend entre le Nord du Groenland et le Spitzberg en dorsale. Le Groenland se détacha alors de l'Europe et commença à se déplacer avec la plaque Nord-américaine. Le centre de la remontée des matériaux chauds issus du manteau se trouvait probablement à l'Ouest de cette nouvelle dorsale, sous le plateau continental groenlandais. Cela expliquerait pourquoi cette dorsale s'est ouverte non pas au milieu de la zone d'expansion continentale de la suture de l'Iapetus, mais sur son flanc occidental : c'est au centre du panache que régnaient les contraintes les plus fortes. Sous l'effet de ces contraintes, la dorsale se déplaça vers l'Ouest dans le plateau continental groenlandais et le bloc de l'île Jan Mayen se sépara de la plaque continentale du Groenland.

Il y a environ 38 millions d'années, l'activité volcanique reprit de plus belle, notamment en Islande. Ce phénomène ne semble pas dû au panache sub-groenlandais à l'origine de l'Atlantique Nord, car les laves produites actuellement en Islande et le long de la dorsale médio-atlantique (la dorsale de Reykjanes) n'ont pas la même concentration en certains éléments chimiques rares présents à l'état de traces que les laves produites par la partie de la dorsale médio-atlantique qui s'étend plus au Nord (la dorsale de Kolbeinsey et au-delà). Du côté de l'Islande, les laves ressemblent aux volcanites de l'ancienne zone volcanique de l'Atlantique Nord, par exemple celles du plateau de Vøring, entre l'Islande et la Norvège.

Depuis près de 38 millions d'années, l'Islande est indubitablement un point chaud, c'est-à-dire le centre d'une remontée massive de magma. La dorsale médio-atlantique passe au-dessus de ce point chaud et émerge à cet endroit. Au Sud et au Nord de l'île, ce point chaud s'est déplacé de quelque 250 kilomètres vers l'Ouest au cours des derniers millions d'années, et la dorsale en a fait autant. Seule l'Islande et la zone du Vatnajökull, à l'Est de l'île,



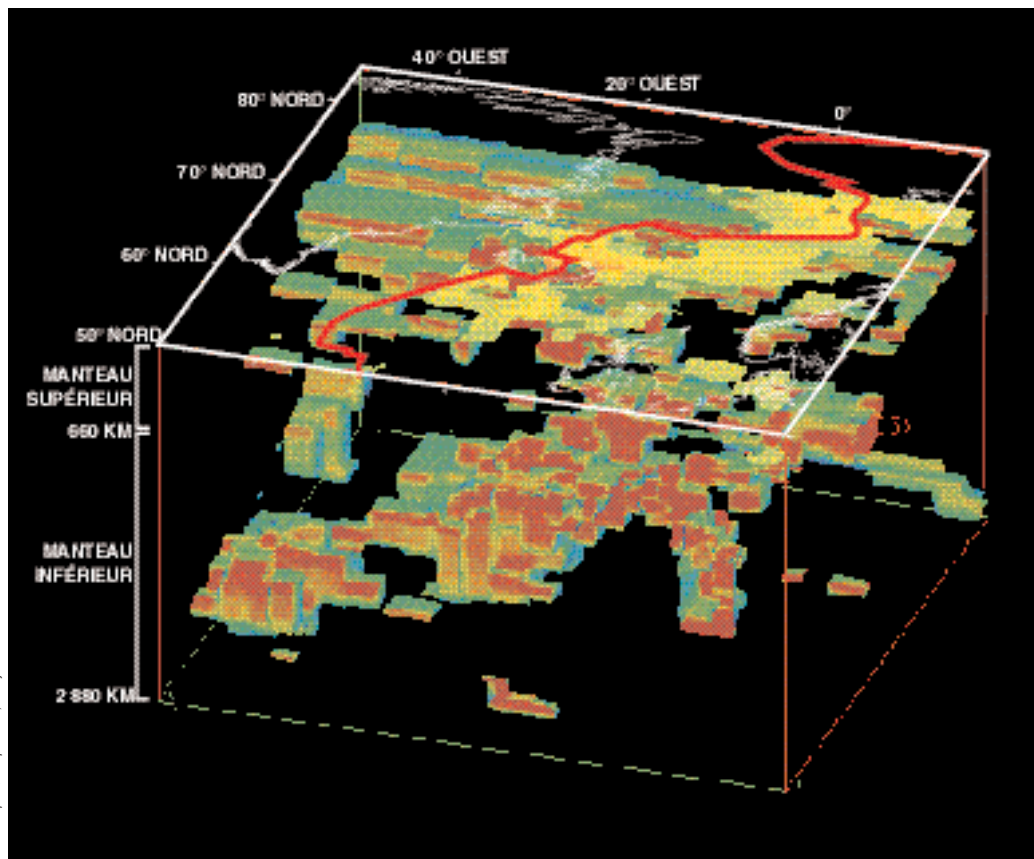
sont restées en retrait de ces mouvements d'ensemble.

L'altimétrie satellitaire nous a permis de découvrir que, lorsque l'Atlantique Nord s'est ouvert, un phénomène d'expansion a eu lieu aussi sur le plateau continental de Lofoten-Vesterålen, au large de la côte Nord de la Norvège. Nous avons été surpris de constater que les mouvements de plaques ont eu alors des conséquences pour la croûte terrestre, mais aussi pour le manteau supérieur.

Dans cette région, les données topographiques indiquaient que le plancher océanique y est quasiment plat, alors que les images fournies par les satellites montraient, au contraire, des sommets et des vallées parallèles à la côte (voir la figure 4). Nous en avons conclu que les variations gravimétriques révélées par les images altimétriques ne s'expliquent pas par la forme du relief sous-marin, mais par des variations des densités des roches sous-jacentes.

Heureusement, les ingénieurs de l'industrie pétrolière avaient déjà minutieusement établi la structure géologique de la région. Trois grands bassins étroits, profonds et parallèles à la côte sont comblés, par endroits, d'une épaisseur de huit kilomètres de sédiments, de sorte que le fond de l'océan paraît quasiment plat. Ces sédiments sont plus légers que la roche de la croûte océanique (entre 5 et 20 pour cent). Les trois bassins se sont formés dans le cadre de l'expansion qui a précédé l'ouverture de l'Atlantique Nord, au début du Crétacé, il y a environ 140 millions d'années. À l'époque, la croûte s'est brisée en plusieurs blocs qui se sont affaissés. Les vallées ainsi formées se sont remplies de sédiments. Rolf Mjelde et ses collègues de l'Université de Bergen ont reconstitué deux profils sismiques du plateau de Lofoten-Vesterålen qui se chevauchent et les ont intégrés dans un modèle géologique. Poursuivant leur travail, nous avons calculé les variations gravimétriques locales en fonction des densités rocheuses. Nos résultats concordent parfaitement avec les données satellitaires.

Nos calculs et les comparaisons que nous avons faites montrent toutefois que les différences de densité dans le fond océanique ne suffisent pas à reproduire le signal gravimétrique mesuré. Pour y parvenir, il faut aussi tenir compte du sous-sol pro-



5. LA «RADIOGRAPHIE» SISMIQUE du manteau de la Terre en dessous de l'Atlantique Nord révèle des régions où les ondes sismiques se propagent à vitesse légèrement réduite. En mesurant ces vitesses, on détecte les zones où des roches particulièrement chaudes remontent des profondeurs du manteau. Un tel courant ascendant, nommé panache, a vraisemblablement joué un rôle déterminant lors de l'ouverture de la dorsale médio-atlantique (la ligne rouge). Sous cette ligne, assez près de la surface, se trouvent des zones particulièrement chaudes (en jaune). Un flux tubulaire remonte de la limite qui sépare le noyau et le manteau (au Sud-Ouest sur l'illustration) et se ramifie dans la partie supérieure du manteau, sous l'Islande. Une deuxième zone chaude, beaucoup plus large et plus plate, s'étend de l'Ouest, sous le Groenland, jusqu'à la dorsale médio-atlantique et l'alimente probablement en magma. Le fait que les laves soient de compositions chimiques différentes au Sud et au Nord de l'Islande indique qu'il existe deux sources séparées de laves, qui correspondent peut-être aux deux structures chaudes identifiées sur l'image sismique.

fond, c'est-à-dire des ondulations de l'interface entre le manteau et la croûte terrestre. Le fait que la croûte terrestre soit si déformée à proximité du plateau continental montre la complexité des contraintes qui se sont exercées au moment de l'ouverture de la dorsale médio-atlantique, voire même avant.

Nous espérons avoir donné un aperçu de la complexité tectonique de l'Atlantique Nord. Même s'ils comprennent mieux les relations qu'entre-tiennent les principales structures qui constituent le fond de l'océan Atlantique Nord, les géologues n'ont pas encore élucidé tous les mécanismes géodynamiques qui lui ont donné naissance.

Alexander BRAUN, géophysicien, travaille au Centre de recherche en géologie de Potsdam sur les données satellitaires. Gabriele MARQUART, spécialiste de géodynamique, dirige une équipe de recherche sur les interactions entre le manteau et la lithosphère, à l'Université de Francfort.

Ross TAYLOR et Scott MCLENNAN, *L'évolution de la croûte continentale*, in *Pour La*

Science, n° 221, mars 1996.

W. H. F. SMITH et D. T. SANDWELL, *Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Sounding*, in *Science*, vol. 277, p. 1956, 1997

Roland TROMPETTE, *Le Gondwana*, in *Pour la Science*, n° 252, octobre 1998.

Maurice MATTAUER, *Sismique et Tectonique*, in *Pour La Science*, n° 265, novembre 1999.

