



HAL
open science

Le trésor des Abysses

Philippe Boulvais

► **To cite this version:**

Philippe Boulvais. Le trésor des Abysses. Éditions Les Oeuvres vives, 112 p., 2018, 978-2-9544664-2-2. insu-01859739

HAL Id: insu-01859739

<https://insu.hal.science/insu-01859739>

Submitted on 10 Apr 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Le Trésor des abysses

Philippe Boulvais

Le Trésor des abysses

Philippe Boulvais

© Éditions Les Œuvres vives, 2018
ISBN 978-2-9544664-2-2

Les Œuvres vives

La Terre s'est formée il y a 4,56 milliards d'années, en même temps que le Soleil. De multiples astéroïdes se sont entrechoqués, se sont agglomérés, faisant grossir notre planète. La chaleur dégagée était telle que la Terre a entièrement fondu, énorme boule de magma. Le noyau terrestre, sphère métallique, s'est individualisé à ce moment-là. Autour du noyau, le manteau terrestre s'est solidifié en masse.

Sitôt ces temps primitifs incandescents, l'eau liquide est présente à la surface de la Terre, au moins depuis 4,4 milliards d'années. Les océans sont presque aussi vieux que la planète elle-même ! Puis la vie s'est développée au sein des masses océaniques. Nous en avons la trace dans des roches vieilles de 4 milliards d'années, au Groenland par exemple.

Depuis son existence, l'océan mondial n'a cessé d'interagir avec les réservoirs rocheux de la Terre. L'infiltration d'eau de mer dans les roches du plancher océanique, le long de fractures, s'accompagne d'un échauffement de cette eau, qui ressort alors sous la forme de véritables geysers sous-marins ; ce sont par exemple les célèbres fumeurs noirs. Le résultat principal des interactions eau-roche est que l'eau de mer contient en quantité importante des éléments chimiques dissous. Ce sont le sodium et le chlore – l'eau de mer est salée... – mais aussi le calcium – les coquilles de

nos fruits de mer sont du carbonate de calcium – et le magnésium, pour les plus abondants. À vrai dire, tous les éléments chimiques, même les plus rares, sont présents dans le réservoir océanique, mais pour leur grande majorité, à des concentrations si faibles qu’elles sont insignifiantes.

Depuis leur découverte au cœur des années 1970, l’activité des fumeurs noirs a été identifiée tout le long des dorsales médio-océaniques. Ces dorsales sont le lieu d’écartement des plaques lithosphériques : il faut savoir que la surface de la Terre est constituée d’une enveloppe rigide, composée de la croûte continentale ou océanique, et de la partie supérieure du manteau sous-jacent, qu’on appelle lithosphère, et qui est fragmentée en grandes plaques. Ainsi la plaque africaine (qui comprend le continent africain et qui a son prolongement dans l’Atlantique) s’écarte-t-elle depuis 150 millions d’années de la plaque américaine, son symétrique transatlantique. Les dépôts métalliques formés à la dorsale médio-atlantique sont eux aussi sujet à cet écartement, si bien que le plancher océanique africain, comme le plancher américain, regorge de métaux, formés alors que la croûte océanique qui les supporte se trouvait à l’axe de la dorsale. L’ensemble des fonds océaniques contient des masses métalliques disséminées de façon sporadique.

Localiser, repérer ces amas métalliques

sous plusieurs kilomètres d’eau constitue un véritable challenge technologique, d’autant plus sur la surface entière du plancher océanique (environ les deux tiers de la surface terrestre). À cette difficulté s’ajoute également la couverture de sédiments qui se déposent au fond des océans, et qui, petit à petit, recouvrent les roches du plancher. Autant dire que notre connaissance de ces trésors sous-marins n’est que balbutiante. Les exploiter dans un mode économique viable est une ambition encore plus lointaine, indépendamment de la pertinence écologique d’une telle entreprise.

Comprendre la formation des gisements métalliques sous-marins est une entreprise de long terme. La communauté scientifique est néanmoins parvenue à identifier les grands traits des modèles de leur genèse. L’histoire de cette épopée a débuté avec l’identification de l’expansion océanique, événement clé de la tectonique des plaques. La découverte de l’activité des fumeurs noirs, résurgence hydrothermale sur le plancher océanique, a constitué un pas essentiel. La reconnaissance de telles activités hydrothermales dans les vieilles roches océaniques aujourd’hui présentes à la surface des continents, notamment dans les chaînes de montagne, a confirmé l’existence passée de ces circulations hydrothermales sous-marines. Aujourd’hui, la prospection des gisements

métalliques croise deux approches : l'observation *in situ* par des submersibles, et l'étude de systèmes hydrothermaux fossiles exhumés dans les chaînes de montagne, telles les Alpes, où affleurent dans d'excellentes conditions et en trois dimensions, les masses métalliques.

Dans les pages qui suivent, nous observerons donc l'ensemble des événements géologiques et des processus naturels qui font qu'au fond des océans, gît un véritable trésor. Nous verrons que la tectonique des plaques, théorie aujourd'hui admise, est le cadre général dans lequel s'inscrit la formation de ces gisements. Nous verrons aussi que les océans eux-mêmes sont riches en métaux – et je ne parle pas des déchets que nous lui envoyons, collectivement, et si difficiles à éliminer. Non, nous verrons que l'océan contient naturellement autre chose que de l'eau (au sens H₂O). Nous verrons aussi que de façon surprenante, l'étude de roches terrestres originellement formées au fond des océans apporte des informations fondamentales à la compréhension des processus qui se déroulent par 4 000 mètres de fond. Nous remonterons dans le temps aussi. Nos océans actuels sont si jeunes, à peine 200 millions d'années ; c'est bien peu par rapport à l'âge de la Terre. Et nous verrons que les océans anciens étaient bien originaux par rapport à nos chers Atlantique, Indien ou Pacifique...

L'expansion des fonds océaniques : la tectonique des plaques sous la mer



Le relief de la Terre est varié. Venant des confins du système solaire, un explorateur extra-terrestre en aurait pourtant une vision assez simple à l'approche. Sur la planète sphérique – ou presque, la Terre étant renflée au niveau de l'équateur – il verrait deux types de surface : un tiers de la surface terrestre est gris sombre, rugueux, les continents, et deux tiers sont bleu profond, lisses, la surface des océans.

La surface terrestre contient donc des reliefs positifs sur les continents et des reliefs négatifs, le fond des océans. Bien sûr, nous connaissons très bien les reliefs continentaux, avec grands détails et grande précision maintenant depuis l'avènement des mesures par satellite. Quant à la topographie du fond de la mer, les reliefs sous-marins donc, ils sont également bien documentés, avec précision aussi grâce au SONAR¹, et ce, à l'origine, pour des besoins stratégiques militaires.

Avant de détailler la surface du fond des océans, il faut d'abord comprendre pourquoi les deux tiers de la surface terrestre se situent sous le

1. SONAR, Sound Navigation and Ranging.

niveau des mers. Les continents sont composés en grande partie de roches granitiques ; c'est la croûte continentale. La densité de ces roches est de 2,65 en moyenne (un mètre cube de granite pèse 2,65 tonnes). Les roches du plancher océanique sont des basaltes, dont la densité est de 2,9 (un mètre cube de roche basaltique pèse 2,9 tonnes). Que ce soit en domaine continental ou océanique, les roches, granites et basaltes donc, reposent sur le manteau terrestre, constitué de péridotite, roche encore plus dense. La partie supérieure du manteau terrestre, immédiatement sous la croûte est rigide. Elle se casse, littéralement, lorsqu'elle est soumise à des contraintes tectoniques. C'est pourquoi de nombreux séismes s'y localisent. L'enveloppe extérieure de la Terre est ce qu'on appelle la *lithosphère*, enveloppe rigide composée de la croûte, continentale ou océanique, et de la partie supérieure du manteau terrestre. L'épaisseur de la lithosphère varie entre 60 kilomètres en moyenne pour la lithosphère océanique, et 150 kilomètres pour la lithosphère continentale. Et globalement, la lithosphère continentale est moins dense que la lithosphère océanique.

Sous la lithosphère, la péridotite mantellique se comporte comme un corps visqueux – sur des échelles de temps géologiques – et peut donc fluer. Posez deux matériaux de densités différentes sur un

même corps visqueux – un caillou de jardin (dense) et une savonnette (moins dense) de mêmes tailles, posés sur un matelas, feront un bon analogue : vous remarquerez que la roche s'enfonce plus que la savonnette. Et ainsi, le sommet du caillou de jardin sera plus bas que le sommet de la savonnette (il est important, pour l'expérience, que le caillou et la savonnette aient la même taille...). À l'échelle de la planète Terre, il en va de même : la lithosphère océanique étant plus dense que la lithosphère continentale, elle s'enfonce plus dans le manteau visqueux, et est donc moins haute en altitude. Les reliefs continentaux sont donc plus élevés que les reliefs océaniques. Comme la Terre a de l'eau liquide à sa surface, cette eau remplit les zones les plus basses, à savoir les roches du plancher océanique. CQFD : la croûte océanique est recouverte d'eau, les océans, et la croûte continentale est à l'air libre.

Si la surface des océans est lisse, le plancher océanique présente un relief très varié. Sur le plateau continental, lieu des pêches, la profondeur atteint quelques dizaines à centaines de mètres. Le plateau est séparé des plaines abyssales, où la profondeur atteint 4 à 5 kilomètres, par un talus continental. Les fosses océaniques atteignent 11 kilomètres de profondeur, notamment dans la fosse des Mariannes, zone sud-ouest du Pacifique. Les fosses sont associées aux zones

de subduction, zones tectoniques où une plaque lithosphère océanique plonge dans le manteau visqueux sous une autre plaque lithosphérique, qui peut être océanique (sud-ouest du Pacifique) ou continentale (bordure ouest de l'Amérique du Sud).

Tous les océans ne contiennent pas de fosses abyssales ; ainsi en est-il de l'Atlantique sud par exemple. En revanche, tous les océans contiennent ce qu'on appelle les *dorsales médio-océaniques*. Ces sites géologiques remarquables représentent le lieu où les roches océaniques sont générées ; on y reviendra. Ces dorsales constituent un trait morphologique majeur du fond des océans, relief allongé, cerné de plaines. Les dorsales océaniques dessinent un réseau long de 60 000 kilomètres sur tout le globe terrestre, à une profondeur moyenne d'environ deux kilomètres. Les dorsales sont donc deux à trois kilomètres plus élevées que les plaines abyssales adjacentes. Dans l'Atlantique, la dorsale médio-atlantique se situe peu ou prou à mi-chemin entre les Amériques et l'Afrique-Europe. Et la dorsale océanique mondiale est segmentée par de grandes failles verticales (appelées failles transformantes). Ces failles présentent des escarpements verticaux de plusieurs centaines de mètres, véritables falaises abruptes, sans commune mesure avec les pentes douces glissant des dorsales aux plaines abyssales.

*

Les principaux reliefs sous-marins (plateau continental, plaines abyssales, fosses profondes, dorsales médio-océaniques, failles transformantes) sont la conséquence morphologique de l'activité tectonique qui modèle la surface de la Terre, laquelle activité est intégrée (et comprise) dans le cadre de la *tectonique des plaques*.

Aujourd'hui, 4,56 milliards d'années après sa naissance, la Terre contient à sa surface une enveloppe externe rigide, la lithosphère ; on l'a vu. Fondamentalement, la lithosphère est rigide car elle est en contact avec l'univers extérieur, froid, de la Terre. Les roches ont donc un comportement cassant, comme du verre. Vers l'intérieur de la Terre, la température augmente, pour atteindre 5000°C au centre de la planète. Une première raison à cela tient dans le fait que la chaleur primordiale emmagasinée par la Terre au moment de sa naissance n'a pas encore été évacuée vers l'univers froid. La naissance de la Terre fut chaotique : la jeune Terre – ou proto-Terre, mais c'est moins joli – a grossi par incorporation d'astéroïdes errant dans le système solaire. Le mot incorporation ne traduisant que peu la violence du choc entre un astéroïde et la jeune Terre... Chaque impact d'astéroïdes a libéré une chaleur démentielle, dont une grande partie est restée emmagasinée dans la Terre (et a entraîné la fusion de la planète d'ailleurs).

Fermez votre poing droit et frappez la paume de votre main gauche. Vous noterez que ça chauffe ! Ce n'est que la transformation de l'énergie cinétique (de votre poing droit) en chaleur (au moment du choc). Sur la Terre, même chose, l'énergie cinétique des astéroïdes s'est transformée en chaleur pour une grande partie. Autre source de chaleur interne à la Terre, la chaleur radioactive. Certains atomes sont naturellement radioactifs : le potassium, l'uranium, le thorium. Chaque désintégration s'accompagne d'une émission énergétique, qui chauffe le matériau alentour. Bien sûr, ces atomes sont peu abondants sur Terre, mais comme la Terre est grande, cela fait une quantité de chaleur accumulée loin d'être négligeable. Dernière source de chaleur interne, la cristallisation du noyau terrestre. La graine centrale cristallise petit à petit aux dépens du noyau externe liquide, processus qui continue encore aujourd'hui – on ne s'en rend pas compte, mais sous nos pieds, entre 2900 et 5100 kilomètres de profondeur, le noyau terrestre constitué de fer, de nickel et de soufre est liquide ! En cristallisant, le noyau externe libère une chaleur latente de cristallisation. Coulez une chape de béton, posez un thermomètre à sa surface, et vous verrez que la température augmentera, par libération de chaleur de latente de cristallisation. La thermodynamique a ses mystères... Quoi qu'il en soit, la Terre évacue donc sa chaleur interne, qu'elle soit

primordiale, radioactive ou liée à la cristallisation du noyau. Le mécanisme principal d'évacuation de cette chaleur se fait par des mouvements de roches à l'état solide dans le manteau, à des vitesses géologiques de quelques centimètres par an. Les roches très chaudes et visqueuses du manteau profond remontent vers la surface le long de véritables courants. À l'aplomb des courants ascendants, la couche externe rigide – la lithosphère – est donc chauffée, voire surchauffée. Il en découle une zone de faiblesse, la lithosphère devient moins rigide. Le stade ultime de cette faiblesse est une rupture dans cette zone et, dès lors, on crée une limite entre deux plaques lithosphériques.

Exactement sous cette limite, le courant ascendant de manteau visqueux est installé pour des millions d'années car sa force motrice est située en profondeur. Le mouvement ascendant vertical vers le haut ne pouvant être infini – les roches du manteau ne peuvent monter au ciel – les mouvements ascendants s'horizontalisent en surface, dans un mouvement divergent ; une partie du courant part à gauche, l'autre à droite. Si la limite nouvellement créée entre deux plaques est orientée nord-sud, alors les mouvements manteliques se feront vers la gauche à l'ouest, et vers l'est à sa droite. Les plaques situées de part et d'autre de cette limite sont entraînées par les courants

horizontaux du manteau, et s'écartent alors sur une direction est-ouest (c'est la situation actuelle de la corne de l'Afrique, où Tanzanie, Kenya et Somalie s'écartent de l'Afrique centrale par le jeu du rift est-africain, la région des Grands Lacs). À l'échelle de la planète, la lithosphère est ainsi découpée en plaques – on en compte une douzaine – dont certaines s'écartent les unes des autres.

Chacun comprend que la Terre a un volume constant. Donc si deux plaques s'écartent quelque part (comme en Afrique de l'est, ou bien encore au centre de l'Atlantique), il faut qu'ailleurs deux plaques compensent cet écartement et se rapprochent (comme la plaque Pacifique se rapproche de la plaque Eurasie dans un mouvement d'est en ouest). La zone limite entre deux plaques qui se rapprochent l'une de l'autre est une zone dite de convergence. Globalement, la plaque la plus dense (la plaque océanique) va s'enfoncer sous la moins dense (la plaque continentale) : c'est une *zone de subduction* (comme la plaque Pacifique plonge sous la plaque Eurasie au niveau du Japon). Lorsque deux plaques ont une densité équivalente, comme c'est le cas pour deux plaques de lithosphère continentale, alors elles se heurtent l'une l'autre, dans une *zone de collision* (comme c'est le cas depuis 45 millions d'années entre la plaque indienne et la plaque eurasienne ;

les reliefs himalayens sont la conséquence morphologique de cette collision continentale).

Avec les limites de plaques lithosphériques en divergence et les limites en convergence, la constance du volume terrestre est assurée – ouf, nous n'enflons pas – bien que la surface terrestre soit en mouvement permanent. Il reste que la Terre est globalement sphérique – rien n'est simple en ce bas monde ! Sans entrer dans des considérations complexes de géométrie sphérique – affaire de spécialiste – on peut comprendre que si la surface de la Terre est découpée en 12 grandes plaques, celles-ci ont une surface globalement courbe, et qu'en plus de diverger ou de converger, il arrive parfois qu'elles coulissent les unes par rapport aux autres, le long de failles verticales appelées failles transformantes. Ces zones de coulissage entre deux plaques existent bel et bien ; c'est par exemple la faille de San Andreas en Californie qui permet le coulissage de la plaque Amérique du Nord par rapport à la plaque Pacifique.

Les traits morphologiques du plancher sous-marin peuvent se comprendre à l'aune du cadre offert par la tectonique des plaques. L'Atlantique sud est un exemple où l'intuition aide à la compréhension. Les côtes sud-américaines et africaines sont ainsi dessinées qu'il est aisé

d'imaginer qu'elles furent collées, un jour, l'une à l'autre. C'est sur cette observation, complétée par d'autres points plus techniques, qu'Alfred Wegener a fondé dans les années 1920 l'idée de la *dérive des continents*. Imaginons l'Amérique du sud encastrée dans la côte occidentale de l'Afrique. Nous avons alors là un large continent, croûte continentale surmontant une partie externe du manteau rigide, formant une imposante lithosphère continentale afro-américaine. Sous cette lithosphère, des mouvements ascendants de manteau chaud et visqueux se sont accumulés, et ont conduit à déchirer la lithosphère. La déchirure n'est pas instantanée, et commence par un amincissement progressif de la zone de fragilité. Cette phase dure quelques millions d'années. Lorsque l'amincissement devient significatif, c'est-à-dire lorsque l'épaisseur a été diminuée de plus de 50% environ, le manteau sous-jacent remontant toujours plus haut sous la surface commence à fondre partiellement, et les laves basaltiques atteignent la surface terrestre (un tel contexte volcanique est actuellement présent en Afrique de l'est). Avec encore plus d'amincissement et d'écartement des deux morceaux de lithosphère continentale, la quantité de basaltes augmente toujours, si tant est qu'après encore quelques millions d'années, la croûte n'est plus constituée que de basaltes qui se forment continûment, en lieu et place de l'ancienne croûte continentale

granitique, solidaire de la lithosphère continentale scindée en deux. Aujourd'hui, pour reprendre notre exemple afro-américain, la lithosphère africaine est donc continentale au cœur du continent puis passe à une lithosphère océanique vers la zone de divergence (milieu de l'Atlantique), où là, on passe à la lithosphère sud-américaine de nature océanique et, prolongeant le trajet vers l'ouest, on passe à la partie continentale de la lithosphère sud-américaine. Depuis la création de cette limite de divergence, la dorsale médio-atlantique, il y a environ 150 millions d'années, on crée donc de la lithosphère océanique. La lithosphère nouvellement créée s'ajoute aux deux plaques africaine et sud-américaine de façon symétrique, et les continents africain et sud-américain s'écartent l'un de l'autre.

Partant de la dorsale, où aujourd'hui on observe une activité volcanique basaltique active, le plancher océanique est constitué d'anciens épanchements basaltiques, dont l'âge augmente régulièrement, que l'on aille vers l'est ou vers l'ouest. La symétrie est parfaite ! Cette augmentation des âges des basaltes a été constatée sur des échantillons collectés par dragage au fond de l'Atlantique (l'âge des roches volcaniques est déterminé sur la base de la radioactivité naturelle de certains éléments chimiques naturellement présents dans ces roches, comme le potassium qui se désintègre en

argon ou l'uranium qui se désintègre en plomb). L'expansion des fonds océaniques est une réalité, et fut le point de départ de la construction de la théorie de la tectonique des plaques.

Ainsi, au centre de l'Atlantique, la lithosphère océanique est jeune, et lorsqu'on approche les côtes africaines et sud-américaines, la lithosphère océanique est plus vieille. Elle a donc eu le temps de se refroidir : les magmas sont refroidis depuis des millions d'années, et la lithosphère s'est éloignée de l'aplomb de la remontée de manteau chaud et visqueux (à l'axe de la dorsale). Toutes choses égales par ailleurs, formule consacrée, un matériel froid est plus dense qu'un matériel chaud. La lithosphère océanique, vieille de 150 millions d'années, est donc plus dense qu'une lithosphère océanique seulement vieille de 50 millions d'années, elle-même plus dense qu'une lithosphère jeune de 10 millions d'années. La flottabilité de la lithosphère océanique sur le manteau sous-jacent, visqueux, diminue donc en s'éloignant de la dorsale. La dorsale, qui flotte mieux sur le manteau visqueux, se trouve donc en relief (à 2 kilomètres de profondeur) par rapport aux plaines abyssales (à 4-5 kilomètres de profondeur) que l'on rencontre au pied des talus continentaux africains et sud-américains. Les talus eux-mêmes, qui séparent les plaines abyssales des plateaux continentaux, sont

la trace de la rupture de la lithosphère continentale, il y a environ 150 millions d'années, donc. À l'échelle de la planète, beaucoup de régions océaniques suivent cette logique et cette organisation.

*

Reste à expliquer les fosses profondes dans le contexte des zones de subduction. Un moyen simple est d'utiliser une modélisation analogique. Tendez vos deux mains face à vous, paumes vers le bas, les majeurs gauche et droit se touchant. Faites passer les doigts de votre main droite sous ceux de votre main gauche, en maintenant les doigts étendus. Vous remarquez alors que la jointure entre votre majeur gauche et la surface supérieur de votre majeur droit dessine un triangle pointant vers le bas. Imaginez que vous faites cette expérience analogique sous l'eau. La base du triangle se trouve à plus grande profondeur que l'ongle de votre majeur gauche ou que la surface de votre majeur droit. Vous venez de créer une fosse. Et en remettant cette géométrie à l'échelle des plaques lithosphériques, vous obtenez les fosses profondes situées au-dessus des zones de subduction. Ces fosses ne sont donc qu'une conséquence géométrique du passage d'une plaque lithosphérique océanique sous une autre plaque lithosphérique moins dense.

Dans les temps anciens

La tectonique des plaques telle que nous la comprenons d'après la géométrie et la dynamique des plaques actuelles n'existait pas au début de l'histoire de la Terre. Au tout début, la Terre, à peine formée par les multiples collisions entre astéroïdes, devient tellement chaude qu'elle fond. Pas question d'isoler une couche limite externe rigide, la lithosphère, dans ces conditions ! Puis, la Terre refroidit et se solidifie (sauf le noyau qui n'a pas encore fini de cristalliser aujourd'hui ; on l'a vu). Si le manteau terrestre est solide, cela ne veut pas dire qu'il soit rigide. La mie de pain est solide, la croûte de pain est solide, mais ces deux constituants n'ont pas la même rigidité (bien qu'ayant la même composition). Il a fallu attendre jusque vers -3 milliards d'années pour que la Terre dispose d'une lithosphère à sa surface, qui, selon toute vraisemblance (ou tout modèle scientifique) se disloquait en plaques qui s'écartaient, se rapprochaient, coulevaient. Tout récemment, à l'aube des années 2020, la communauté scientifique a pu établir que la *tectonique des plaques* avait fait son apparition sur Terre il y a donc 3 milliards d'années environ.

Il reste qu'avant cela, l'eau (les océans) était déjà présente à la surface terrestre depuis

1,5 milliards d'années. On a peu d'archives géologiques remontant à ces temps très anciens, dits *archéens*. Néanmoins, les quelques archives disponibles que sont les roches de ces âges sont exploitées par de nombreux chercheurs, avides de comprendre la dynamique des temps reculés. Les investissements technologiques sont forts, les idées et modèles scientifiques nombreux, et il est hors de propos d'en détailler ici toute l'étendue. Je ne présenterai que deux aspects de la dynamique de la Terre primitive : la dynamique ancienne des roches (ce qui a précédé la tectonique des plaques, donc) et la température de l'océan ancien.

On l'a dit, le moteur de la tectonique des plaques trouve son origine dans la nécessité thermodynamique qu'a la Terre d'évacuer sa chaleur interne. Avant 3 milliards d'années, la Terre était beaucoup plus chaude que maintenant. Elle évacuait donc plus de chaleur. Et par conséquent, les mouvements ascendants verticaux de manteau terrestre, bien qu'également à l'état solide comme aujourd'hui, étaient beaucoup plus dynamiques. L'image que l'on en a est assez proche de la lampe à lave, cet objet décoratif typique des années 1970-1980, ressemblant à une fusée dessinée par Hergé, où un liquide coloré surmonté d'un liquide incolore est chauffé à sa base par une ampoule de forte puissance. Le liquide coloré est plus dense

que le liquide incolore, mais lorsqu'on le chauffe, sa densité diminue et devient inférieure à celle du liquide incolore. De grosses bulles de ce liquide coloré se détachent alors du fond de la fusée, et remontent telles des montgolfières vers le sommet de la fusée. Là, elles se refroidissent et redescendent, telles des montgolfières crevées, croisant en chemin de nouvelles montgolfières ascendantes. Imaginez non pas une fusée mais une sphère chauffée en son centre, comme la Terre (le noyau qui cristallise libère sa chaleur latente de cristallisation), et vous obtenez le même processus. La base du manteau chauffée vivement va émettre de telles montgolfières, qui vont remonter jusqu'à la surface. Ces montgolfières sont appelées des *panaches mantelliennes*. On pense donc que les temps archéens étaient caractérisés par une dynamique liée à de larges panaches mantelliennes, parties ascendantes chaudes compensées par la descente verticale de matériel froid. Il est difficile d'imaginer les conséquences de cette dynamique sur la surface terrestre. Quelle était la distribution des reliefs ? Existait-il même des terres émergées ? Une première idée nous est donnée par la planète Vénus. De taille comparable à la Terre, Vénus s'en démarque par l'absence de tectonique des plaques. La vision qu'on a de cette planète (à distance respectable, c'est vrai...) se rapporte effectivement à des mouvements verticaux, avec des panaches ascendants chauds

dans le manteau vénusien, compensés par des mouvements descendants froids. Pour comprendre la dynamique de la Terre primitive, il faut étudier Vénus... Richesse des Sciences de la Terre !

Même si la dynamique de la Terre est aujourd'hui régie par la tectonique des plaques, de tels panaches mantelliennes, prenant leur source à la limite entre le manteau terrestre et le noyau externe liquide, existent bel et bien. Le plus remarquable est le panache à l'origine du volcanisme des îles d'Hawaï, au cœur de l'Océan Pacifique, par 20° de latitude nord, au large du Mexique donc. Les îles de l'Archipel d'Hawaï sont alignées sur une direction nord-ouest/sud-est. Il est remarquable de constater que les volcans de ces îles sont d'autant plus vieux que l'on se déplace vers le nord-ouest. Le Kilauea, volcan actif, est ainsi situé à l'opposé, à l'extrême sud-est. Or, la plaque lithosphérique Pacifique, qui porte ces îles volcaniques, se déplace elle-même du sud-est vers le nord-ouest. De la comparaison de ces données (âge des volcans croissant vers le nord-ouest, déplacement de la plaque Pacifique vers le nord-ouest également) est née l'idée que sous la plaque Pacifique se trouve une zone de remontée de manteau anormalement chaud et visqueux, qui, subissant une fusion partielle à son arrivée à quelques dizaines de kilomètres de la surface, donne naissance à un volcanisme, fixe dans l'espace. Les

volcans ainsi produits sont ensuite transportés sur le dos de la plaque Pacifique vers le nord-ouest. Et pour tout dire, dans le prolongement des îles d'Hawaï vers le nord-ouest, il y a une foulditude de monts sous-marins, tous alignés dans la même direction, toujours plus vieux lorsqu'on se déplace vers le nord-ouest, et qui se sont formés lorsque la plaque pacifique se situait au-dessus du panache mantellique, là où est Hawaï aujourd'hui. Les monts sous-marins les plus vieux ont plus de 100 millions d'années, et se trouvent en bordure de la zone de subduction des Aléoutiennes dans le nord-ouest du Pacifique. Le panache d'Hawai existe donc depuis au moins 100 millions d'années. Sur la planète, plusieurs autres activités volcaniques sont liées à cette dynamique de panache mantellique ; ce sont les volcanismes de La Réunion, des Açores. L'Islande est exceptionnelle car si elle est située sur la dorsale médio-atlantique, un panache mantellique d'origine profonde remonte sous elle. La superposition du panache islandais et de la ride médio-atlantique est la raison fondamentale pour laquelle cette ride est aujourd'hui hors d'eau en Islande.

*

La Terre ancienne était plus chaude que la Terre actuelle. Pour autant, l'océan, qu'on sait exister depuis 4,4 milliards d'années, était-il lui-même plus

chaud que l'océan actuel ? Vaste question et grand enjeu scientifique, quand on se souvient que la vie terrestre a vraisemblablement pris naissance au sein même des océans. Si l'on veut comprendre les mécanismes d'apparition de la vie, de son développement précoce, de son évolution ultérieure en domaine océanique pendant 3,5 milliards d'années, connaître la température de l'eau n'est pas anodin ! La détermination de la température de l'eau de mer dans les temps anciens est basée sur l'analyse de roches qui se sont formées à partir de cette eau de mer, directement par précipitation chimique. Par exemple, les coquilles d'organismes marins sont minérales (formées de carbonate de calcium), et représentent des petits fragments d'une future roche sédimentaire, directement précipités à partir de l'eau. Les archives les plus précieuses sont les précipitations chimiques de nature siliceuse, comme l'agate ou le jaspé. Plus résistantes à l'altération que les carbonates, et plus généralement à tous les événements géologiques qu'aurait pu subir une roche vieille de 3,5 milliards d'années, ces roches siliceuses sont constituées d'atomes de silicium et d'oxygène. Or l'eau elle-même contient de l'oxygène. Donc, les spécificités des atomes d'oxygène de l'eau sont transmises dans la roche siliceuse au cours de sa formation. Ainsi, quand une roche siliceuse cristallise dans une eau à 20°C, elle a un oxygène caractéristique ; quand

elle cristallise dans une eau à 80°C, elle a un oxygène légèrement différent, mais tout autant caractéristique. Les travaux réalisés sur ce principe dans nombre de laboratoires aboutissent, pour leur grande majorité, à la conclusion que l'eau de mer des temps anciens, archéens, était chaude, beaucoup plus chaude qu'aujourd'hui, atteignant les 75°C !

Comment de telles valeurs ont-elles pu être atteintes ? D'abord bien sûr, la Terre elle-même était plus chaude ; on l'a vu. Mais l'atmosphère terrestre aussi était différente de l'atmosphère actuelle. Par exemple, si aujourd'hui l'atmosphère contient 20% d'oxygène, elle en contenait moins de 1% avant 2 milliards d'années. La teneur en gaz carbonique (CO₂) était également beaucoup plus forte qu'aujourd'hui. Et qui dit CO₂, dit effet de serre, et donc température de surface plus importante. Les conditions internes à la Terre aussi bien que les conditions environnementales étaient donc drastiquement différentes de celles d'aujourd'hui, toutes concourant à un océan plus chaud.

Dynamique des dorsales médio-océaniques

Les dorsales sont le site géodynamique où la croûte océanique est générée. En même temps cette croûte s'incorpore aux deux plaques lithosphériques qui s'écartent l'une de l'autre depuis la dorsale. Trois processus sont donc en action dans une dorsale : du *magmatisme* (on génère des magmas), de la *déformation* (l'écartement des plaques se fait grâce à des mouvements le long de failles), de l'*hydrothermalisme* (de l'eau de mer pénètre la croûte océanique, s'y réchauffe, puis remonte dans l'océan).

Le manteau terrestre remonte à l'aplomb des dorsales, le long de mouvements ascendants de péridotite visqueuse. En s'approchant de la surface, à quelques dizaines de kilomètres de profondeur, la péridotite mantellique subit une de fusion partielle : la roche fond et génère des magmas basaltiques. Aujourd'hui, sous les dorsales, on considère que 100 kilogrammes de péridotite génèrent 5 à 15 kilogrammes de basaltes – donnée obtenue par des calculs basés sur la composition chimique des basaltes eux-mêmes. On dit que le taux de fusion partielle est de 5 à 15%.

Alors que la péridotite a une densité de 3,3, celle du liquide basaltique est d'environ 2,7. Ce liquide est donc 20% moins dense que la roche solide qui lui donne naissance. Poussée d'Archimède aidant, ou force de flottabilité, le liquide généré à quelques dizaines de kilomètres de profondeur dans le manteau est donc enclin à remonter vers la surface. Il migre alors dans le manteau, puis se collecte dans des filons où il migre assez rapidement, toujours vers la surface. Une partie des liquides cristallise en route vers la surface, formant un ensemble de filons et de massifs cristallins, appelés gabbros, mais certains réussissent à joindre le plancher océanique, où ils s'épanchent sous forme de coulées massives ou de coulées dites en coussin (les Anglais parlent de pillow-lava, « lave-oreiller »). Ces *laves en coussin* sont des tubes d'écoulement magmatique, larges d'un mètre en moyenne, et typiques d'un écoulement sous-marin (la pointe de La Heussaye à Erquy, en Bretagne nord, en montre de jolis affleurements). La croûte océanique ainsi formée peut atteindre 6 kilomètres d'épaisseur, avec gabbros en profondeur, basaltes en surface, et un réseau de filons verticaux entre les deux.

Dans certains cas de dorsales océaniques, celles où les plaques lithosphériques s'écartent très lentement, la remontée du manteau sous la dorsale se fait elle aussi lentement. Les conditions

sont alors peu propices pour fondre le manteau terrestre : la diminution de pression pendant la remontée s'accompagne d'un refroidissement progressif du manteau, qui ne fond pas. On observe alors à l'axe des dorsales océaniques des masses de péridotites, initialement présentes dans le manteau terrestre. Reste que ces péridotites ont interagi avec des fluides hydrothermaux pendant leur remontée, et qu'elles se sont hydratées pour devenir des roches appelées serpentinites – ce sont de belles roches aux couleurs gris-vert et reflets chatoyants, un peu comme la peau de serpent.

*

Les plaques lithosphériques s'écartent aux dorsales. En géologie, les mouvements entre des blocs rigides (ce que sont deux plaques lithosphériques) sont accommodés par le fonctionnement de failles. Les failles sont des surfaces de rupture le long desquelles deux blocs peuvent se déplacer l'un par rapport à l'autre. Si les deux blocs coulisent horizontalement l'un par rapport à l'autre, la surface de glissement est verticale – imaginez deux briques posées sur une table que vous faites coulisser l'une par rapport à l'autre : la surface le long de laquelle les briques coulisent est verticale. Les *failles transformantes* mentionnées plus haut sont de ce type. Si deux blocs se rapprochent l'un de

L'autre, ils vont se heurter jusqu'à se plisser puis se casser. Reprenons nos deux briques, mais cette fois faites-les se rapprocher. En poussant bien fort (sans doute faut-il utiliser une machine-outil capable de générer de fortes pressions...), les briques vont se briser ; apparaissent alors des fractures variées, analogues à des failles géologiques, dont tout un groupe de failles qui permettront à des morceaux d'une brique de chevaucher des morceaux brisés de l'autre brique. Ces failles s'appellent des *failles inverses*, ou des *chevauchements*, justement. Enfin, en prenant une seule brique, si nous tirons fort de chaque côté, la brique va se fracturer. Là encore des fractures, ou des failles, apparaissent. Ce sont des *failles d'écartement*, ou communément appelées des *failles normales*.

Au niveau des dorsales médio-océaniques, c'est bien sûr le troisième type de failles, les failles normales, qui prédominent. Pour parfaitement visualiser comment fonctionnent ces failles, superposez vos deux mains à plat devant votre visage, main droite au-dessus de la main gauche, et les deux mains légèrement inclinées vers la droite. Faites glisser maintenant votre main droite vers la droite. Si vous regardez vos poignets pendant le glissement de vos deux mains, vous remarquerez alors que les poignets s'éloignent l'un de l'autre ; ils s'écartent ! La faille normale qu'est le contact entre vos deux mains permet l'écartement des deux

plaques lithosphériques que sont vos deux bras. À l'échelle des temps géologiques, le mouvement de deux blocs le long d'une faille est continu, tant que cette faille est active. À l'échelle humaine, le mouvement est saccadé, répété de multiples fois. Et chaque mouvement saccadé est un mouvement très rapide, de quelques centimètres à quelques mètres, qui libère une énorme quantité d'énergie (c'est un séisme). Une partie importante de cette énergie est libérée sous forme de chaleur (vos mains s'échauffent l'une l'autre si vous les faites glisser l'une sur l'autre), une autre partie sous forme d'ondes (vous entendez du bruit en faisant glisser vos mains ; c'est bien que des ondes atteignent votre système auditif !). Dans les milieux rocheux, de telles ondes sont émises, qui se propagent à plusieurs kilomètres par seconde (ce qui est plus rapide que la vitesse de propagation des ondes sonores dans l'air, seulement de 330 mètres par seconde), et ce sont elles qui sont responsables des dégâts matériels occasionnés lors des tremblements de terre.

Reprenons nos failles normales aux dorsales médio-océaniques. Si vos mains représentent la croûte océanique (c'est-à-dire une succession de gabbros, de filons magmatiques et de coulées de basaltes en surface), au-dessous de vos mains se trouve le manteau terrestre, qui remonte à peu près à la même vitesse que vos mains s'écartent.

Ainsi, pendant que vos mains s'écartent, de nouvelles laves viennent remplir la dépression qui se forme à l'endroit de séparation de vos doigts. Sur les rides, on parle même de vallée axiale, dépression de quelques dizaines de kilomètres de large, profonde de plus d'un kilomètre, limitée de chaque côté par des failles normales très pentues. Le mouvement le long des failles étant de quelques centimètres par an, le vide qui pourrait se créer par l'écartement des deux blocs qui se séparent est rempli continûment par des roches magmatiques (gabbros en profondeur, basaltes en surface) qui, une fois refroidies sont entièrement cristallisées. De nouvelles failles normales se créent alors, et coupent en deux ces nouvelles roches magmatiques. La physique détaillée de ce système d'interférence entre mise en place de magmas et fonctionnement de failles est très complexe, et fait l'objet d'études de recherche fondamentale très pointue. La présentation qui est faite ici est une simplification poussée à l'extrême, mais elle permet de comprendre le synchronisme géologique entre mise en place des magmas et déformation des roches.

*

À tout cela s'ajoute l'eau ! Car tout ce système fonctionne sous plusieurs kilomètres de tranche d'eau, au fond de l'océan. Les travaux

d'exploration sous-marine et de recherche en laboratoire ont permis d'établir des schémas assez simples de l'hydrothermalisme océanique, dont la manifestation la plus spectaculaire est l'émanation des fumeurs noirs. Sémantiquement d'abord. « Hydro » réfère à eau, « thermos » réfère à chaleur. Nous avons donc de l'eau chaude. Des températures jusqu'à plus de 400°C ont été mesurées sur certains fumeurs noirs. Or, le fond des océans est à une température d'environ 4°C. Le système des dorsales médio-océaniques est donc une machine à chauffer de l'eau de mer. Alors, comment ça marche ?

L'eau, comme toute matière, est soumise à la pesanteur. C'est pourquoi l'eau liquide remplit les dépressions de la surface terrestre. Le puits de gravité de la Terre est le cœur de la planète. L'eau est donc attirée vers ce centre. Au fond des océans, l'eau cherche à pénétrer le plancher océanique, de la même manière que sur les continents l'eau de pluie s'infiltré dans le sol et nourrit les nappes phréatiques. Au niveau des dorsales médio-océaniques, il y a beaucoup de failles d'extension. Ces failles sont des zones perméables, surtout si elles sont actives. Plongez vos mains jointes dans une baignoire, la jointure restera sèche. Faites glisser vos mains, la jointure sera mouillée bien vite. L'eau de mer s'infiltré donc dans la croûte océanique au

niveau des failles actives, c'est-à-dire, aux dorsales. La profondeur des failles dans la croûte océanique est de quelques kilomètres ; c'est aussi la profondeur atteignable par l'eau. Seulement, vers la profondeur, cette eau s'approche des roches magmatiques qui viennent du manteau sous-jacent. La température d'un magma basaltique est typiquement de 1200°C. L'eau s'échauffe donc très vite sur son chemin de descente. Et comme tout corps, l'eau chauffée se dilate, c'est-à-dire que sa densité diminue. Vers 400°C, la densité de l'eau en profondeur est deux fois plus faible que la densité de l'eau en surface. L'eau chauffée a donc une tendance naturelle à remonter à travers la croûte. Nous voici donc dans une situation complexe où l'eau du fond de la mer veut descendre dans la croûte, et l'eau chauffée dans cette croûte veut remonter au fond de la mer... La nature a trouvé la solution, en créant des boucles de circulation ! Si la remontée des eaux chaudes se fait à l'aplomb des zones de la dorsale les plus chaudes, peu ou prou à l'axe de la dorsale, l'eau froide s'infiltré par les bords, par exemple le long des failles pentues qui limitent la vallée axiale dont il est question plus haut. L'eau décrit donc un circuit, descendant des bordures de la dorsale vers son cœur, puis ascendant à son axe.

Les dorsales médio-océaniques regorgent de multiples circuits hydrothermaux dont la

géométrie et la durée de vie sont très variables. L'exploration des fonds marins a permis par exemple d'identifier des cheminées de sulfures inactives, voisines de cheminées actives d'où sortent d'imposants fumeurs noirs. Et cette activité hydrothermale est présente tout au long des 60 000 kilomètres que compte la dorsale océanique mondiale. Des chercheurs se sont essayés à estimer les flux de fluides hydrothermaux sortant dans certaines cheminées hydrothermales. Si l'on tente une extrapolation à l'échelle de la planète entière, on estime que l'équivalent de la masse entière des océans est recyclé dans la circulation hydrothermale des dorsales en 5 à 20 millions d'années. Prenons 10 millions d'années pour un calcul mental... Nous savons que l'océan existe depuis 4,4 milliards d'années, c'est-à-dire, depuis 4 400 millions d'années. Si l'on suppose que l'activité hydrothermale a existé depuis le début de l'histoire de la Terre, et l'on a toute raison de le croire (cf. infra), cela signifie que l'océan mondial est passé 440 fois dans le circuit hydrothermal. De quoi enrichir l'eau de mer en de nombreux éléments chimiques !

Les métaux de l'océan



L'océan mondial représente la majeure partie de l'eau libre présente à la surface de la Terre, plus de 97 %, le reste étant réparti entre glaciers, lacs, rivières et fleuves, et nappes phréatiques. En considérant une profondeur moyenne des océans de 4 kilomètres, que ceux-ci recouvrent les deux tiers de la surface terrestre, on peut calculer la masse d'eau des océans : environ 1000 milliards de milliards de kilogrammes (10^{21} kg). La Terre dans son ensemble pèse 6000 fois plus ($6 \cdot 10^{24}$ kg). En profondeur, piégée dans la structure intime des roches, il y a aussi de l'eau. Par exemple, les roches du manteau terrestre contiennent 400 grammes d'eau par tonne. C'est peu. Mais en considérant la masse entière du manteau, on calcule une masse d'eau dans le manteau d'environ 1000 milliards de milliards de kilogrammes (10^{21} kg), c'est-à-dire une masse équivalente à celle des océans. La Terre a donc un stock d'eau équivalent à deux océans ! Un océan est visible à la surface de la Terre, l'autre est caché dans ses profondeurs...

L'eau de surface et l'eau profonde ne sont pas des réservoirs parfaitement séparés. L'activité volcanique qui trouve sa source dans le manteau terrestre s'accompagne d'émanations

de fumerolles, constituées en majeure partie de vapeur d'eau. De l'eau originaire du manteau rejoint donc l'atmosphère grâce au volcanisme. C'est surtout le cas pour les volcans des zones de subduction, réputés pour leur caractère explosif – leur dangerosité est d'ailleurs due à la richesse en eau des magmas : l'eau peut se vaporiser à haute température, monter en pression avant de tout faire exploser. Le Mont Fujiyama au Japon est un volcan sur une zone de subduction. Quand les laves qui constituent ce volcan sont remontées des profondeurs mantelliques, elles contenaient 4% d'eau, et l'eau a été dégazée des laves au moment des éruptions (éruptions explosives). On peut donc considérer que chaque mètre cube de lave (qui pèse environ 2,8 tonnes) a libéré 40 kg d'eau dans l'atmosphère ! Mesurez le Fuji, estimez sa masse, et vous verrez la quantité hallucinante d'eau libérée par ce seul volcan... Une fois dans l'atmosphère, ces eaux de dégazage volcanique se mélangent avec la vapeur d'eau atmosphérique, puis revient en surface sous forme de précipitations. En parallèle, les circulations hydrothermales décrites plus haut au niveau des dorsales médio-océaniques ont pour effet d'hydrater les roches de la croûte océanique. Et le devenir de la majeure partie de ces roches est d'être enfouie dans les zones de subduction à des profondeurs mantelliques. Une partie de l'eau est recyclée vers la surface par le volcanisme de

subduction, comme pour le Mont Fuji, mais une autre partie rejoint le réservoir mantellique profond.

À la surface de la Terre, l'océan n'est pas un réservoir isolé non plus. Il s'évapore dans les régions les plus chaudes du globe. L'atmosphère se charge en vapeur d'eau, qui, lorsqu'elle se condense, donne naissance aux précipitations : 70% des pluies se font au-dessus des océans. Là, le cycle de l'eau est très court. Les précipitations des 30% restants alimentent lacs, nappes et rivières, pour rejoindre en fin de parcours les océans. Là, le cycle est un peu plus long. Et au-delà de cette notion de cycle, on comprend la parenté entre les eaux océaniques et les eaux continentales : ces dernières sont formées par la condensation de l'eau qui s'est évaporée des océans. C'est de l'eau distillée, comme l'eau distillée de nos salles de travaux pratiques de chimie. Et en effet, l'eau de pluie est très pure, c'est-à-dire qu'elle ne contient que très peu d'éléments chimiques dissous. Est-ce le cas également des eaux continentales ? Tout le monde le sait, c'est non. Un échantillonnage des eaux du territoire français par l'intermédiaire des bouteilles d'eau minérale en vente au supermarché nous montre immédiatement que les eaux de source ou les eaux minérales que nous buvons, toutes originellement des eaux de pluie (ou de neige) contiennent des éléments dissous, sodium et bicarbonate, magnésium et sulfate.

Les eaux de surface acquièrent donc une charge en éléments dissous après leur précipitation. Et fondamentalement, cette charge minérale se fait par échange entre l'eau des précipitations et les roches sur lesquelles elle coule ou qu'elle infiltre. Intuitivement, on imagine que les eaux potables de Bretagne, région cristalline riche en granite, n'ont pas la même composition que les eaux de Bourgogne, région calcaire par excellence ; et c'est exactement le cas ! La composition des eaux continentales dépend donc de la nature des roches de la région où elles se trouvent.

Deux mécanismes principaux d'interaction eau-roche contrôlent la composition chimique des eaux. Le premier est la dissolution, pure et simple, de la roche. L'exemple remarquable de ce processus est celui des régions calcaires, dans le sud de la France par exemple, riche en grottes, dont certaines fameuses (Lascaux). L'eau de pluie tombe au sol, se charge en acides en traversant les sols où est implantée la végétation (l'eau devient donc légèrement acide), et est alors capable de dissoudre le calcaire – ainsi que le fait le vinaigre sur le plan de travail en marbre calcaire de votre cuisine. Les éléments constitutifs de la roche calcaire sont dissous dans l'eau, qui se charge alors en calcium et en bicarbonate. En région cristalline comme en Bretagne, les roches ne se dissolvent pas, elles

s'hydrolysent. Les minéraux du granite (feldspath, micas) sont altérés par l'eau et se transforment en argiles (les sols cultivés principalement constitués d'argiles par exemple). Simplement, la composition chimique d'une argile n'est pas identique à la composition du feldspath et du micas. Certains éléments chimiques, qui n'incorporent pas l'argile, restent donc dissous dans l'eau. Ce sont principalement le sodium, le magnésium et le silicium. Les eaux d'hydrolyse des minéraux se chargent aussi en tout un panel d'autres éléments chimiques rares, mais à des teneurs si faibles qu'on n'arrive pas encore à les mesurer toutes au laboratoire. Toujours est-il que les eaux douces, elles ne sont pas si douces que ça !

Les eaux qui alimentent les nappes phréatiques puis les rivières et les fleuves rejoignent l'océan. Celui-ci voit donc arriver par les fleuves de très grandes quantités d'eaux qui contiennent toutes une certaine charge en éléments dissous. Je ne parle pas ici de la matière en suspension qui donne sa turbidité à l'eau. Ces matières en suspension, essentiellement des argiles fines et des résidus organiques, se déposent au fond des océans lorsque les fleuves s'y jettent – qui n'a pas mis les pieds dans une eau grise et vaseuse, grimaçant de dégoût face à la molle giclée de boue entre ses orteils ?... Non, ici, nous ne considérons que les éléments réellement dissous dans l'eau, invisibles donc. Les

fleuves amènent en grande quantité des éléments dissous dans l'océan. Et le résultat principal de cet apport est connu de tous : l'eau de mer est salée ! Le sel, chlorure de sodium, présent dans l'eau de mer provient de l'interaction continue entre les eaux de surface et les roches qui constituent la surface de la Terre. Bien sûr, il y a les interactions qu'on voit aujourd'hui (dissolution des calcaires, hydrolyse des granites) ; mais il y a 4,4 milliards d'années que l'eau est présente à la surface de la Terre... Cela fait donc 4,4 milliards d'années que l'océan se charge en éléments dissous, temps suffisant pour atteindre la salinité que nous connaissons aujourd'hui. La teneur en éléments dissous, principalement du chlore et du sodium, mais aussi beaucoup d'autres éléments en moindre quantité, est de 3,5%, c'est-à-dire qu'un litre (ou un kilogramme) d'eau de mer contient 35 grammes de charge dissoute (dit autrement, un litre d'eau de mer n'est composé qu'à 96.5% d'eau !). Et par conséquent, si l'océan mondial s'évaporait, le résidu minéral de l'évaporation de ses 10^{21} litres pèserait 35 milliards de milliards de kilogrammes...

Si l'océan mondial ne s'est jamais évaporé, un tel événement s'est produit pour la mer Méditerranée, il y a 5,7 millions d'années (à la fin de l'ère tertiaire). La mer Méditerranée est une mer fermée, peu ouverte sur l'océan mondial (le détroit de Gibraltar n'est pas bien large, et le canal de Suez

est artificiel). La Méditerranée est cernée de reliefs complexes (le Maghreb, les Sierras andalouses, les montagnes italiennes...). Ces reliefs sont associés au fonctionnement de grandes failles liées au rapprochement des plaques lithosphériques Afrique et Eurasie, la première remontant vers le nord où elle affronte la seconde. Les volcans italiens et grecs sont une conséquence de la zone de subduction associée. Il y a 6 millions d'années, la dynamique de la subduction a été fortement perturbée par un processus d'origine mantellique, pas encore bien compris par la communauté scientifique. Toujours est-il que d'un seul coup, en quelques dizaines de milliers d'années, les reliefs bordiers de la Méditerranée se sont élevés. Ce processus d'élévation de la topographie est bien compris par exemple pour les Sierras espagnoles, dont la fameuse Sierra Nevada, qui culmine aujourd'hui à près de 3500 mètres d'altitude. À cette époque, la Méditerranée était reliée à l'Atlantique par un détroit situé à quelques dizaines des kilomètres au nord de Gibraltar. Vers le sud-est, dans la région libyenne, la Méditerranée était également ouverte vers une masse océanique située en Afrique du nord actuelle. Ces points de connexion avec l'océan mondial ont été coupés par la surrection de la topographie. Et en conséquence, la Méditerranée s'est trouvée isolée, devenant une véritable mer fermée. Même si le climat de l'époque était sensiblement différent

de notre climat actuel, la position géographique de la Méditerranée était la même, et les températures et ensoleillement annuels parfaitement propices à une intense évaporation. Les fleuves qui alimentent la Méditerranée aujourd'hui n'existaient pas tous à l'époque, et ceux qui existaient, comme le Rhône, n'avaient pas un débit suffisant pour contrebalancer l'évaporation. Le niveau de la Méditerranée a commencé à chuter par évaporation, comme un grand lac qui s'assèche. Première conséquence, les fleuves susdits, ne pouvant rester perchés longtemps au-dessus du trait côtier, ont érodé les roches sur lesquels ils s'écoulaient, et ont creusé de véritables canyons. On a la trace de ces canyons à terre un peu partout autour de la Méditerranée actuelle. D'un point de vue chimique, la salinité de la Méditerranée a alors augmenté : si l'eau évaporée est de l'eau distillée, pure, l'eau résiduelle dans le bassin voit sa salinité augmenter petit à petit. On connaît tous cette expérience qui consiste à laisser s'évaporer un litre d'eau de mer. Au bout d'un certain temps, des cristaux de sel apparaissent. C'est exactement ce qui s'est passé pour la Méditerranée, des cristaux de sel sont apparus, plus complexes sans doute que le simple sel de mer que l'on connaît dans les marais de Guérande, car la composition chimique de la Méditerranée était sans doute plus complexe que nos eaux bretonnes. Toujours est-il que sont apparues de véritables couches géologiques de

roches résultant de l'évaporation de l'eau de mer (ces roches sont judicieusement appelées des *évaporites*), au premier rang desquelles des couches de gypse, sulfate de calcium. Aujourd'hui, l'Andalousie regorge de carrières de gypse, matériau exploité car il est à la base de la constitution du plâtre. L'altitude à laquelle se trouvent nombre de ces carrières (plusieurs centaines de mètres au-dessus du niveau marin actuel) montre d'ailleurs que les reliefs initiés il y a 6 millions d'années continuent de s'élever en réponse aux mouvements tectoniques. Pour revenir sur l'histoire de l'assèchement de la Méditerranée, une fois celui-ci accompli presque entièrement, vers -5,7 millions d'années, nous avons donc la situation d'un bassin méditerranéen presque à sec, bordé à l'ouest par le grand Océan Atlantique, bien plein. Un peu comme dans une vallée où le barrage qui sépare un lac de retenue de la vallée en aval où coule un gentil torrent semble une frêle barrière, le trait de côte ouest-espagnol/marocain devait apparaître comme une barrière fragile face à l'Atlantique. Et cette barrière a finalement cédé, vers -5,3 millions d'années. L'Atlantique s'est déversé dans la Méditerranée, les canyons creusés par les fleuves ont été inondés. Un véritable déluge ! Lorsque la Mer Noire également asséchée a été envoyée par la Méditerranée qui s'y est déversée par le détroit du Bosphore (il y a quelques 10 000 ans), les hommes étaient alors spectateurs (ce qu'ils

n'étaient pas il y a 5,3 millions d'années) ; le mythe du déluge biblique trouve peut-être là sa source... En tout cas, l'assèchement de la Méditerranée aura duré environ 400 000 ans, constituant ce qu'on appelle la crise de salinité messinienne, le Messinien étant l'étage géologique incluant cette période de la fin de l'ère tertiaire, défini à partir de roches observées à Messine, en Sicile, au cœur de la Méditerranée.

Le temps de résidence des éléments dans l'océan

L'océan mondial est donc salé car les eaux de la surface terrestre interagissent avec les roches. Est-ce à dire que l'océan a toujours été salé, ou bien que sa salinité augmente avec le temps ? En effet, si on apporte des éléments chimiques par les fleuves, et que l'eau de mer s'évapore, la salinité peut augmenter. L'affaire est un peu plus subtile que cela. L'océan peut être considéré comme un réservoir ; c'est l'appellation que les géochimistes lui donnent. Il y a des entrées et des sorties d'éléments chimiques. Les entrées se font par les fleuves et par l'activité au niveau des rides (les fumeurs noirs sont chargés en éléments dissous). Les sorties se font principalement par la formation des sédiments chimiques et bio-chimiques. Un exemple

de roche chimique : les évaporites décrites plus haut. Également, un organisme vivant qui développe une coquille le fait par un processus bio-chimique. À sa mort, sa coquille tombe au fond de la mer ou est brassé par les vagues. Les éléments chimiques incorporés dans la coquille, qui peut être carbonatée ou siliceuse, sont alors sortis du réservoir océanique. L'accumulation de ces coquilles crée un dépôt sédimentaire, qui, après consolidation deviendra une roche sédimentaire. Dans tous les océans, et depuis des centaines de millions d'années, des roches sédimentaires se forment. En France, on connaît bien les calcaires du Bassin parisien, formés au Jurassique, période faste des dinosaures.

Les géochimistes ont inventé une notion esthétique pour estimer la durée de résidence d'un élément dans un réservoir, comme l'océan. En effet, si un élément est apporté (entrée) et extrait (sortie), rien ne dit que tous les éléments restent en moyenne aussi longtemps dans l'océan. Chaque élément possède donc ce qu'on appelle un *temps de résidence* (τ), durée moyenne de résidence d'un élément chimique dans l'océan. Pour calculer ce temps de résidence, les géochimistes estiment la masse (M) d'un élément contenu dans l'océan, masse exprimée en kilogrammes (kg). Ils estiment aussi la quantité de cet élément qui entre dans l'océan pour une certaine durée (on mesure le

débit de tous les fleuves, et on tient compte de la concentration chimique des éléments dans les eaux de ces fleuves) ; on appelle cela un flux entrant (Q), et c'est exprimé en kilogrammes par an. En divisant la masse par le flux (M/Q), on obtient une valeur exprimée en kg / (kg/an), ce qui après simplification mathématique devient « an ». C'est l'unité de temps. $\tau = M/Q$ est donc un temps, le temps de résidence. Certains éléments ont des temps de résidence très longs, de près de 10 millions d'années ; ce sont le calcium, le magnésium, le sodium, par exemple. D'autres ont des temps très courts, de moins de 1000 ans ; ce sont le nickel ou les Éléments de Terres Rares. À vrai dire, les temps de résidence les plus longs concernent les éléments les plus solubles, les plus courts les éléments les moins solubles ; la logique est respectée.

Les *Éléments de Terres Rares* méritent un aparté. Ce sont des éléments comme le néodyme ou l'euprotium. Il y en a quinze en tout, éléments chimiques dont le numéro atomique est compris entre 57 (lanthane) et 71 (lutétium) ; pour avoir le détail de ce groupe d'éléments, le lecteur le moins chimiste se référera à la classification périodique des éléments, vague souvenir de jeunesse pour lui... Ces éléments représentent un enjeu économique et stratégique depuis quelques années. Ils possèdent des propriétés électroniques variées, très utiles pour

le développement des énergies renouvelables (le néodyme améliore la capacité des électro-aimants des éoliennes) ou pour les écrans tactiles. En ces années 2020, les Terres Rares sont produites à plus de 90% en Chine. Dans les années 1990, le président chinois avait dit alors que si les Arabes avaient le pétrole, les Chinois avaient les Terres Rares. Visionnaire. Toujours est-il que nos volontés occidentales de transition énergétique et nos besoins toujours grandissants de téléphonie mobile sont dépendants de l'approvisionnement chinois. Ces derniers temps, les scientifiques japonais ont créé l'événement en annonçant avoir trouvé des Terres Rares en grande quantité au fond de l'océan Pacifique, près de chez eux en somme. Ces Terres Rares se trouveraient dans des sédiments argileux, répartis sur le fond de l'eau. Un trésor au fond des abysses. Le processus est admis par tous : les Terres Rares s'adsorbent facilement à la surface des argiles (l'*adsorption* est un peu comme l'absorption, mais les éléments adsorbés restent à la surface du matériau alors que les éléments absorbés pénètrent dans le matériau ; un buvard absorbe l'eau, car l'eau entre dans le buvard). L'adsorption sur les argiles fines en suspension dans l'eau est d'ailleurs une « sortie » des Terres Rares, très peu solubles, hors de l'eau de mer. Le dépôt de ces argiles au fond de l'eau – la suspension n'est pas éternelle – concrétise la « sortie » de Terres Rares du réservoir

océanique. On sait en outre que la libération des Terres Rares des argiles sur lesquelles elles sont adsorbées est facile, c'est-à-dire que l'éventuelle exploitation des Terres Rares n'est pas coûteuse en énergie. Simplement, les argiles sont déposées au fond des mers sur d'immenses surfaces. C'est le contre-exemple parfait d'un gisement métallique, qui est d'autant plus précieux que le métal recherché est concentré dans un volume le plus restreint possible. On cherche une veine d'or, et non pas des roches où l'or est disséminé. Les argiles fines du fond des océans, quand bien même la communauté humaine accepterait de voir racler le fond du Pacifique, ne constituent donc pas un gisement intéressant. Les Japonais font donc là de l'esbroufe scientifique, motivée par des considérations dont je laisse volontiers l'interprétation aux stratèges géopolitiques éclairés...

La notion de temps de résidence est fondamentale pour comprendre la variété des comportements géochimiques des éléments dans le réservoir océanique. Il faut d'abord connaître la réalité physique de l'océan, des masses océaniques. Les océans actuels sont parcourus de courants géants. Chez nous, le Gulf Stream (Courant du Golfe en français) prend naissance dans l'Atlantique centre-ouest, puis remonte vers le nord pour nous apporter une douceur légendaire. Les fleurs

exotiques des jardins côtiers en Bretagne l'attestent. En contrepartie, un courant d'eau froide descend depuis les régions polaires vers l'Atlantique central. Ce courant est profond, l'eau froide étant plus dense que l'eau plus chaude. Ces grands courants brassent l'océan dans son ensemble. Et on estime qu'aujourd'hui l'océan est globalement brassé en 10 000 ans environ. Il y a donc des éléments à temps de résidence largement supérieur au temps de brassage des océans, d'autres avec un temps de résidence beaucoup plus court. Illustrons-en les conséquences avec le magnésium (temps de résidence de 10 millions d'années) et le nickel (temps de résidence inférieur à 1000 ans). Dans les roches du manteau terrestre, la péridotite, le magnésium et le nickel ont une distribution géochimique voisine, à savoir que les sites cristallographiques des minéraux où s'insère le magnésium sont les mêmes que ceux du nickel. Magnésium et nickel ont un comportement géochimique identique dans les processus géologiques chauds, comme le magmatisme par exemple. Dans les dorsales médio-océaniques lentes, le manteau terrestre est exhumé au fond de l'océan sans subir de fusion partielle. Il entre alors en interaction avec l'eau de mer, et les minéraux sont transformés ; la péridotite se transforme en serpentinite. Une quantité significative du magnésium et du nickel initialement présents dans la péridotite sont dissous dans le fluide hydrother-

mal, et évacués vers le réservoir océanique lorsque ces fluides y retournent. Là, ces deux éléments ont un devenir bien distinct. Le magnésium résidant longtemps dans l'eau de mer, 10 000 fois plus longtemps que le temps de brassage océanique, il est dispersé à travers l'océan mondial. Les sédiments qui se déposent sur les plateaux continentaux à travers le monde enregistrent alors ce surplus de magnésium. Les carbonates de calcium qui se déposent au fond de l'eau s'enrichissent alors en magnésium, et les propriétés des roches carbonatées sont modifiées. Les exploitants pétroliers mènent d'importantes recherches sur cette problématique ! À l'opposé, le nickel évacué de la roche vers le réservoir océanique en est extrait bien avant d'être dispersé. Ce sont les sédiments les plus proches de la dorsale qui s'enrichiront en ce nickel. Un mécanisme efficace de soustraction du nickel à l'eau de mer est par exemple son adsorption sur la matière organique. Il en est de même pour d'autres métaux tels le vanadium ou le molybdène. Dans l'environnement proche de circulations hydrothermales affectant des roches du manteau exhumé, il n'est pas rare de trouver des roches sédimentaires argileuses, riches en matière organique (dégradation d'organismes vivants) contenant des quantités importantes de ces métaux.

Le réservoir océanique contient tous les éléments chimiques, à des teneurs variées, mais contrairement à ce qu'on pourrait penser, le comportement de ces éléments (répartition géographique, durée de résidence dans le réservoir océanique, affinité avec les sédiments ou la matière organique) est extrêmement varié. Les métaux de l'océan sont bien compliqués !

Le cas de l'uranium

L'élément chimique le plus lourd que l'on ait sur Terre n'est pas le moins connu : l'uranium. C'est le plus lourd car dans les atomes d'uranium, on trouve le nombre le plus élevé de particules élémentaires comme le proton (il y en a 92 pour l'uranium) et le neutron (il peut y en avoir 143 ou 146). Il y a donc deux types d'uranium, celui qui contient 238 masses élémentaires dans son noyau, et celui qui en contient 235 : l'uranium 238 (^{238}U) et l'uranium 235 (^{235}U). Ces deux types d'uranium ont exactement les mêmes propriétés chimiques : ils sont solubles au même degré dans l'eau de mer par exemple. En revanche, ayant une masse atomique différente, ils ont des propriétés physiques différentes. Au premier rang desquelles on trouve la radioactivité. Si les

deux types d'uranium sont radioactifs, seul l' ^{235}U possède la capacité naturelle de fission nucléaire. Instantanément, de façon aléatoire, il peut se scinder en deux atomes plus légers, en libérant une très forte énergie. C'est cette énergie que nous utilisons dans nos centrales nucléaires pour chauffer de l'eau qui fera tourner les turbines productrices d'électricité. C'est également cette propriété de fission que les militaires utilisent pour l'arme nucléaire. La différence de masse entre le 238 et le 235 est utilisée dans les procédés dits d'enrichissement, nécessaire pour obtenir l'« uranium enrichi ». L'uranium présent naturellement dans les roches, disséminé ou sous forme de concentré d'uranium dans un réel gisement, est composé à 99,3% d'uranium 238 et à 0,7% d'uranium 235. Les applications civiles (production d'électricité) nécessitent un uranium enrichi à 20% d'uranium 235, les applications militaires à 80%. Le procédé d'enrichissement consiste à positionner un concentré d'uranium naturel dans de grandes centrifugeuses, énormes paniers à salade. L'uranium 238, plus lourd, se concentre donc sur les parties externes des centrifugeuses, le 235, plus léger dans des zones internes. La récupération de l'uranium 235 est alors possible. Si le principe apparaît simple, la réalisation opérationnelle est autrement plus complexe, et nécessite un investissement et un savoir-faire industriels conséquents. Les tensions

géopolitiques qui animent les relations entre les pays occidentaux et les pays moyen-orientaux, au premier rang desquels l'Iran, tournent autour de ces enjeux technologiques.

Quelle que soit l'utilisation que l'on veut en faire, il existe un besoin actuel en uranium. Et qu'on soit opposé ou non à la production d'électricité par voie nucléaire, il nous faut nous alimenter en ce métal pour encore quelques années (les décisions politiques prises en France dans les années 1960-1970, à savoir l'ambition d'indépendance énergétique, sont engageantes sur le moyen terme). L'uranium forme des gisements un peu partout dans le monde, en France aussi, mais on ne l'exploite plus sur le territoire. La France trouve donc son approvisionnement en important l'uranium, du Niger par exemple.

En plus des gisements classiques d'uranium, il existe une ressource inattendue, qui nous occupe ici : l'uranium dissous dans l'eau de mer ! La masse totale d'eau de mer est de 1000 milliards de milliards de kilogrammes (10^{21}kg , cf. supra). Chaque kilogramme d'eau de mer contient 0,0035 milligrammes d'uranium. La masse totale d'uranium dans l'océan est – faites le calcul, vous avez bien deux minutes... – 3500 milliards de kilogrammes (3,5 milliards de tonnes, quand même...). Notez au

passage qu'il n'y a pas de danger nouveau à se baigner en mer à la connaissance de ce chiffre impressionnant ! Toujours est-il que l'eau de mer contient de l'uranium dissout. Les scientifiques réfléchissent donc au moyen de récupérer cet uranium. L'idée est assez simple, encore une fois. Certaines zones maritimes sont parcourues de courants marins importants, les détroits, les raz (comme à Sein), les chenaux. En plongeant de larges peignes verticalement dans l'eau mer, l'eau passera à travers les dents. Et pour peu qu'on réussisse à installer des dents de peigne d'une composition telle que les atomes d'uranium pourraient s'y adsorber (l'adsorption est décidément un processus physique fréquent !), en retirant les peignes, en les rinçant, on récupérerait l'uranium. À ce jour, si la recherche se poursuit, la mise en route industrielle est loin d'être envisageable.

La question énergétique, dans laquelle se place la problématique de l'uranium, autant métal qu'énergie, est prégnante pour le développement de l'humanité. L'océan fournit une piste nouvelle. Bien sûr, l'énergie hydro-électrique est en marche ; je ne détaille pas ici. En revanche, une possibilité nouvelle émerge des interactions entre l'eau de mer (et les fluides hydrothermaux qui en découlent) et les roches du fond des océans, en particulier les roches du manteau exhumées aux dorsales océaniques lentes. La péridotite contient du magnésium et du

nickel, on l'a vu, mais aussi du silicium et du fer. C'est la réactivité de ce fer qui est en jeu. À l'intérieur de la Terre, la disponibilité en oxygène est moins importante qu'à la surface (l'atmosphère contient 21% d'oxygène), et l'océan en est chargé. Or le fer, comme chacun sait, s'oxyde facilement. Laissez traîner une pièce de ferraille dans une décharge à l'air libre, et en quelques jours, elle rouille. La rouille est en fait un ensemble de minéraux, des hydroxydes de fer. Le fer y est oxydé et hydraté, car il a réagi avec l'oxygène de l'air et l'eau. Dans le manteau terrestre, le fer n'est pas oxydé ; il est réduit (la réduction est l'opposé de l'oxydation). Donc, lorsque la péridotite mantellique interagit avec les fluides hydrothermaux lors de son exhumation vers le fond de la mer, et qu'elle se transforme en serpentinite, le fer présent initialement est oxydé pour former des hydroxydes de fer. La réaction chimique est assez simple. Les atomes de fer réagissent avec des molécules d'eau pour en piquer les atomes d'oxygène. L'eau (H₂O) perd ainsi son oxygène (O). Reste donc H₂, de l'hydrogène. Sur certains sites hydrothermaux actifs, prospectés en submersible, on voit ainsi des émanations gazeuses (des bulles quoi !) sortir du plancher océanique ; c'est de l'hydrogène. Aujourd'hui, la recherche scientifique cherche à mesurer les flux d'hydrogène produits par ce processus naturel, en même temps qu'elle essaie de réfléchir à des procédés

pour récupérer ce gaz produit par des processus naturels. L'hydrogène sert de combustible pour les moteurs de voiture par exemple, et les rejets du pot d'échappement sont de la vapeur d'eau, non polluante. La France fait de cette énergie du futur un enjeu stratégique pour les années à venir.

Les gisements métalliques du fond de la mer



L'océan est riche en métaux. Lapalissade peut-être, les métaux y sont dilués. Il est maintenant temps de s'intéresser aux processus naturels qui entraînent une concentration de ces métaux dans des zones particulières, où ils forment de véritables gisements, un trésor abyssal.

Sur Terre, il existe une vaste gamme de processus naturels susceptibles de former des gisements métalliques.

Il y a des processus exclusivement magmatiques d'abord. Par exemple, les métaux précieux apparentés au platine, plus chers que l'or, sont exploités dans un gisement exceptionnel situé en Afrique du Sud, dans le massif du Bushveld. Ce massif magmatique est très ancien, plus de 2 milliards d'années et, par le jeu de l'érosion, il offre maintenant ses entrailles à l'air libre, un peu comme les granites bretons, qui furent des magmas injectés dans la croûte continentale il y a quelques 300 millions d'années, sont aujourd'hui à la surface des roches bien dures et bien froides égayant nos paysages côtiers ou campagnards, tout en servant de matériaux de construction. Dans le Bushveld, massif magmatique large de 300 kilomètres (à comparer aux 10 petits kilomètres de

large du Granite du Huelgoat...), épais de plus de 10 kilomètres (c'est un monstre géologique !), les métaux précieux tels que le platine ont été concentrés dans des niveaux à peine épais d'un mètre, par le jeu de mélanges de magmas de compositions différentes. Processus exclusivement magmatique donc.

Les processus sédimentaires engendrent également des concentrations minérales d'intérêt géologique, et économique. À nouveau en Afrique du Sud par exemple – décidément ce pays est riche – le fleuve Orange coule d'est en ouest et vient se jeter dans l'Atlantique. Tout au long de son cours, l'Orange draine des roches qui renferment des diamants. Or les diamants sont des minéraux denses (3,5, c'est-à-dire 3,5 tonnes pour un mètre cube, ou plutôt, et cela donne déjà un beau diamant, 3,5 grammes par centimètre cube...). Si le fleuve est capable de charrier ces minéraux denses par la force du courant, dans les zones où la vitesse du courant diminue, les diamants ne sont plus emportés, et se déposent donc. On forme là ce qu'on appelle des *placers*. Des placers à diamants sont connus un peu partout le long de l'Orange, jusqu'à son embouchure dans l'Atlantique. Les sédiments côtiers situés en face de l'embouchure contiennent eux aussi une importante quantité de diamants – ces gisements sont exploités d'ailleurs, lesquels sont concentrés dans certains niveaux bien spécifiques, déterminés

par les courants marins et le jeu des tempêtes et des marées. L'or de Guyane présent au fond des fleuves s'est déposé sous forme de particules plus ou moins fines selon le même procédé que les diamants des bords de l'Orange. Les exemples sont légion.

Mais le principal ressort de concentration des métaux se trouve dans les processus géologiques où des fluides hydrothermaux interagissent avec les roches qu'ils traversent. La circulation hydrothermale au niveau des dorsales océaniques en est un des plus beaux exemples, mais il est loin d'être le seul. Dans les chaînes de montagne, les roches se chevauchent les unes les autres (nous avons décrit plus haut le jeu des failles inverses, ou chevauchements). Une roche de surface est ainsi enfouie à des profondeurs kilométriques, où pression et température augmentent considérablement. Pour peu que cette roche contienne des minéraux hydratés, comme les argiles formées par hydrolyse des granites, l'élévation de la température à laquelle elle est soumise entraîne une libération d'eau, d'eau chaude donc. On fabrique là un fluide hydrothermal peu dense qui, naturellement, cherche à regagner la surface. La roche déshydratée, de son côté, est transformée ; elle change de forme cristalline, elle se métamorphose, dit-on. C'est dans ces roches que se forme toute une gamme de minéraux célèbres, comme le grenat,

si caractéristique des roches métamorphiques de l'Île de Groix en Bretagne sud. Revenons sur nos fluides hydrothermaux. Peu denses, ils s'infiltrèrent dans les roches sus-jacentes, interagissent avec elles, puis, cheminant vers la surface, trouvent les accès préférentiels de circulation que sont les failles. Beaucoup des gisements d'or aujourd'hui exploités de par le monde, comme les grands gisements longs de la célèbre Faille de Cadillac au Québec (cf. infra) se sont formés selon ce principe.

À l'opposé de circulations hydrothermales *per ascensum*, où les fluides remontent des profondeurs, il existe un hydrothermalisme de « basse température », lui aussi capable de former ces gisements de métaux. Exemple typique, la formation des gisements de nickel de Nouvelle-Calédonie. La Grande Terre, île principale de l'archipel calédonien, est composée pour 20% de sa surface de péridotite (roche originellement située dans le manteau terrestre). La péridotite calédonienne a atteint la surface terrestre, émergée, il y a environ 50 millions d'années. À cette époque, le climat de la région était proche du climat actuel, chaud et humide (aujourd'hui, il tombe quand même 4 mètres d'eau sur les sommets calédoniens, quatre fois plus qu'à Brest ou Biarritz !). L'eau de pluie a immédiatement commencé son travail de sappe : dissolution et hydrolyse des minéraux de la

péridotite. Les éléments chimiques présents dans ces minéraux ont alors été dissous, et évacués par les eaux qui s'infiltraient dans les failles et fractures de la péridotite. Le silicium et le magnésium ont été dissous presque totalement, soit près de 80% des atomes de la roche. Le fer s'est oxydé et hydroxylé pour former des hydroxydes de fer (un peu comme la rouille). Et sous cette nouvelle forme minéralogique, il n'est pas exporté par les eaux d'infiltration. Il est fixé dans cette masse rougeâtre qu'on appelle *latérite*, si typique des régions inter-tropicales. Le nickel, lui, est exporté comme le magnésium et le silicium, mais pas très loin. Il est en effet assez peu soluble dans l'eau, ainsi que son faible temps de résidence dans l'eau de mer le laisse deviner. La latérite qui surmonte la péridotite est ainsi totalement dépourvue de nickel, mais celui-ci s'incorpore dans des minéraux nouveaux qui apparaissent dans les fractures où les eaux s'infiltrèrent. Ces fractures sont exactement localisées à la limite entre la latérite (ancienne péridotite quasiment totalement lessivée) et la péridotite saine. L'interface entre les deux roches est donc riche en minéraux nickelifères, et là, la teneur en nickel peut atteindre 3%. C'est un véritable gisement. C'est celui qui est exploité aujourd'hui encore en Nouvelle-Calédonie, gisement né de l'interaction entre les eaux de pluie et une péridotite mise en surface par des processus tectoniques. On parle d'*hydrothermalisme*

de basse température car les eaux ne sont qu'à peine plus chaude que la température régnant en surface. Le processus de latérisation est encore actif aujourd'hui, mais dans une mesure moindre qu'à son paroxysme il y a 20 à 30 millions d'années. L'infiltration des eaux de pluie actuelle à partir des sommets calédoniens donne naissance à des résurgences sous le niveau de la mer, en particulier dans le lagon. Dans la baie de Prony, au sud de la Grande Terre, la résurgence se fait à environ 50 mètres sous le niveau marin. Le contraste de composition chimique entre les résurgences d'eau douce et l'eau marine du lagon déclenche une précipitation de minéraux variés, carbonatés majoritairement, formant de véritables cheminées, d'une hauteur métrique. Et, bien sûr, en association avec ces systèmes hydrothermaux de basse température, se développent des écosystèmes spécifiques qui font l'objet de nombreuses recherches scientifiques actuellement.

*

L'activité hydrothermale aux dorsales médio-océaniques est génératrice de minéralisations remarquables. Pendant son circuit dans la croûte océanique ou dans les zones de manteau exhumé (cas des dorsales lentes), le fluide hydrothermal altère les minéraux et se charge en éléments

dissous. Lorsque les fluides hydrothermaux retournent à la mer au sommet de leur trajectoire ascendante, le contraste de température et le saut brutal des conditions chimiques du système – le fluide hydrothermal est plutôt acide alors que l'eau de mer est plutôt basique ; le fluide hydrothermal est plutôt réducteur (pauvre en oxygène) alors que l'eau de mer est plutôt oxydante – déclenchent la précipitation en masse de nombreux minéraux, des sulfures pour la majorité, exactement sur la surface des fonds marins. Ces dépôts sont nommés *sulfures massifs volcanogènes*. Ils prennent des formes géométriques variées, des lentilles de plusieurs hectares ou des cheminées métriques, avec un conduit central vide (c'est par là que le fluide hydrothermal, le fumeur noir, s'échappe). Les sulfures formés sont très riches en fer, plomb, zinc, cuivre, autant de métaux que l'on dit *métaux de base*, fort utiles à l'industrie. Bien sûr, aujourd'hui nous n'exploitons pas ces gisements du fond de la mer, nous exploitons des gisements anciens (cf.infra).

L'activité hydrothermale est maximale à l'axe même de la dorsale, là où les températures les plus hautes sont atteintes du fait de la présence de magmas basaltiques. En s'écartant de la dorsale, d'autres systèmes hydrothermaux sont présents, mais à des températures plus faibles ; ces systèmes sont moins chargés en sulfures : ce sont

les *fumeurs blancs*. Eux aussi génèrent des concentrations minérales, mais d'importance moindre. Et en s'éloignant encore de la dorsale, l'activité hydrothermale devient très limitée. Dans la plaine abyssale, à grande profondeur, le milieu est très calme : pas de volcanisme sous-marin, pas d'arrivée de sédiments depuis les continents (ou alors très peu), pas de courant, pas de lumière. Rien. Ou presque rien. En effet, les campagnes de prospection sous-marines des années 1960-1970 ont permis la découverte de roches arrondies, sombres, tapissant les fonds calmes. Ces roches se présentent sous la forme de nodules ovoïdes, aplatis, larges d'une dizaine de centimètres environ. Localement, on en trouve plus d'une dizaine au mètre carré. Ce sont les *nodules polymétalliques*. Nodules parce que de forme nodulaire ; polymétalliques car ils sont constitués d'oxydes métalliques variés, même si le manganèse y est le métal le plus abondant. Les nodules se forment par la précipitation chimique de couches d'oxydes métalliques autour d'un noyau central (ce noyau peut être un débris de coquille ou un grain de roche). La vitesse de croissance est extrêmement faible, et il faut plusieurs millions d'années pour former un nodule de 10 cm. Aujourd'hui, les nodules polymétalliques font l'objet d'une prospection intensive, motivée par le fait que leur exploitation ne serait pas si difficile. Cailloux posés sur le fond de l'eau, leur récupération serait facile, même aux

profondeurs abyssales. La pêche à la coquille St Jacques vous donne une idée du genre de technique qu'on pourrait utiliser, espèce de gros râteau assorti d'un panier qui racle le fond. La France, avec le deuxième territoire maritime au monde, n'est pas en reste sur les programmes de prospection.

Les analogues terrestres

Les gisements métalliques des fonds marins sont assez bien répertoriés dans les océans actuels. Mais il reste beaucoup à faire. Il faut continuer à prospecter, à découvrir de nouvelles zones, plus riches, plus profondes, plus belles. Le problème insoluble – paradoxe quand il s'agit d'eau de mer – est que cette prospection ne peut se faire qu'au travers de kilomètres de tranche d'eau. Une stratégie scientifique est de développer des études sur des analogues terrestres. Les analogues terrestres sont des ensembles de roches qu'on peut observer à terre maintenant, alors que leur histoire géologique a débuté au niveau des dorsales océaniques.

Le plancher océanique est de nature double. Aux dorsales océaniques rapides (comme la ride est-Pacifique), on forme une croûte océanique magmatique. Gabbros, filons et basaltes se

succèdent sur une verticale de plusieurs kilomètres d'épaisseur. Aux dorsales lentes (comme la ride Atlantique), le manteau est exhumé sans fondre beaucoup. Le plancher océanique est alors formé de péridotites, le plus souvent très serpentini-sées. Chacun de ces deux systèmes développe des circulations hydrothermales spécifiques, et des minéralisations associées caractéristiques.

Des analogues terrestres remarquables de croûte océanique basaltique se trouvent en Oman ou à Chypre. Cette dernière a d'ailleurs donné son nom grec (« Kupros ») au cuivre, métal abondant dans les minéralisations sulfurées hydrothermales. En Oman, une ancienne croûte océanique est visible sur près de 500 kilomètres de long ; un tel massif de croûte océanique visible à terre s'appelle une *ophiolite* (du grec « ophis », serpent, toujours par analogie avec la peau de serpent). Et les wadi, ou oueds, qui la recoupent offrent des coupes géologiques célèbres (les coupes géologiques sont des affleurements naturels où les roches sont bien visibles, un peu comme lorsqu'une route est creusée au travers d'une colline : on peut observer les roches le long d'une coupe à travers la colline). La croûte océanique visible en Oman s'est formée dans une dorsale océanique au Crétacé inférieur, vers -100 millions d'années, dans une phase d'écartement de plaques lithosphériques. Vers -70 millions

d'années, le mouvement s'est inversé, et les plaques de la région ont commencé à converger. Un lambeau entier de croûte continentale s'est alors enfilé sous la croûte océanique, grâce au fonctionnement d'une grande faille inverse (chevauchement). L'érosion des roches nous donne aujourd'hui la situation où l'ophiolite d'Oman repose sur la bordure de la plaque Arabie, qu'elle semble chevaucher.

La visite des affleurements d'Oman est au géologue ce que la visite du Louvre est à un artiste. Les structures de la croûte océanique sont remarquablement préservées, et en plus parfaitement exposées au regard du fait de la rareté de la végétation. Il serait vain de décrire ici l'immense richesse des observations qu'on peut y faire. Je ne signalerai donc que deux aspects, en lien direct avec l'histoire de l'océan, de son interaction avec les roches.

La croûte océanique peut être parfaitement reconstituée en Oman. Toutes les roches y sont visibles. À la base de la croûte, on peut observer la transition avec les péridotites mantelliques. Cette discontinuité entre la croûte océanique et le manteau s'appelle le *Moho* (du nom d'un géophysicien serbe du XX^e siècle, Mohorovicic). Une masse imposante de *gabbros* repose sur le manteau. Ces gabbros ne sont rien d'autre que du magma basaltique qui a cristallisé en profondeur, ce qui a permis aux cristaux

de croître lentement, et d'atteindre des tailles centimétriques. Olivine, pyroxènes et plagioclases forment le cortège minéralogique des gabbros. Tous ces minéraux n'admettent pas d'eau dans leur structure, où alors uniquement à l'état de traces, quelques microgrammes d'eau pour un gramme de minéral. Localement, les pyroxènes présentent une couronne constituée d'un autre minéral, l'*amphibole*. Celle-ci se distingue chimiquement du pyroxène principalement par sa teneur en eau, justement. La teneur en eau d'une amphibole est d'environ 5%. Et cette eau est insérée dans la structure des minéraux, sous forme du groupement hydroxyle (OH). Le terme « amphibole » est ainsi un faux-ami, car s'il fait penser à « amphibie » (« qui vit dans deux éléments », comme les grenouilles qui vivent dans l'eau et à terre), son étymologie grecque se rapporte à « ambigu ». L'amphibole est en effet un terme générique qui regroupe une large gamme de minéraux aux compositions chimiques variées. L'amphibole présente en couronne autour des pyroxènes n'a pas pu cristalliser à partir du magma basaltique, contrairement au pyroxène, d'origine magmatique. Sa présence en couronne autour du pyroxène atteste au contraire de l'arrivée d'eau dans la roche, après la cristallisation du pyroxène. D'où vient cette eau ? Vous l'avez deviné (enfin peut-être, et dans le cas contraire, ce n'est pas très grave...) ! La présence d'amphibole est due à

l'infiltration d'eau de mer dans la croûte océanique au moment où celle-ci était en train de se former, il y a 100 millions d'années, à l'axe d'une dorsale océanique. Nous avons donc la preuve, par la simple présence d'amphibole, des interactions entre l'eau de mer et la croûte océanique à plusieurs kilomètres de profondeur à l'intérieur de la croûte.

Les minéralogistes ne sont pas les seuls à décrypter et exploiter les informations fournies par l'ophiolite d'Oman. Les géochimistes s'y sont mis aussi, depuis bien longtemps, à savoir les années 1970. Parmi cette communauté de scientifiques, dont je suis, des spécialistes des interactions entre les fluides et les roches ont trouvé un terrain de jeu formidable. L'eau contient de l'oxygène, les roches aussi. On ne le sait peut-être pas, mais les roches sont constituées à 50% d'oxygène, les autres éléments étant fréquemment du silicium, du fer, du magnésium ou de l'aluminium. La Terre dans son ensemble est pour 33% constituée d'oxygène d'ailleurs, 33% de fer, 15% de silicium. En Oman donc, les géochimistes ont essayé de tracer, de suivre à la trace, l'infiltration d'eau de mer dans le plancher océanique. Et ils y sont parvenus ! Le principe de leur étude est basé sur le fait que lorsque l'eau interagit avec la roche, l'oxygène de l'eau, aux propriétés distinctes de celui de la roche, va également interagir avec

l'oxygène de la roche. Plus la quantité d'eau à avoir interagi avec la roche est importante, plus la roche altérée aura un oxygène ressemblant à l'oxygène marin. Les géochimistes ont alors collecté des échantillons de basaltes, au sommet de la croûte, de filons, et de gabbros, jusqu'au contact avec la péridotite mantellique. Leurs mesures ont alors montré que plus une roche était proche de la surface, plus elle était modifiée ; inversement, plus une roche était profonde, moins elle avait été infiltrée. En toute base de croûte océanique, il n'y a d'ailleurs pas de trace de circulation d'eau. En parallèle de l'estimation des quantités d'eau infiltrées, élevées près du fond marin et faibles à nulles en base de croûte océanique, les chercheurs ont réussi à estimer les températures auxquelles les interactions entre eau et roche se faisaient, à chaque profondeur d'échantillonnage. Et de façon logique, ils ont bien obtenu des températures d'interaction croissantes, du haut vers le bas de la croûte. Leurs estimations maximales indiquent des températures de l'ordre de 350 à 400°C pour l'interaction eau-roche, températures qui sont justement celles mesurées dans les fumeurs noirs actifs aujourd'hui au niveau de la dorsale atlantique. L'analogie entre la croûte océanique actuelle et l'ophiolite visible en Oman est établie ! Travailler dans cette région de l'Arabie, c'est travailler sur le système océanique ; marcher

sur ces roches, c'est marcher au fond de la mer – et même creuser des puits dans le plancher océanique.

Les minéralisations sulfurées typiques de la croûte océanique sont évidemment présentes en Oman. Et comme les roches n'ont pas été fortement déformées lors de leur mise en place au-dessus de la plaque Arabe (c'est-à-dire quand la plaque Arabe est passée en dessous), la géométrie des minéralisations est excellemment préservée. Les spécialistes des systèmes minéralisés océaniques ont donc tout loisir d'étudier les minéralisations sous toutes leurs coutures : nature des minéraux sulfurés, zonation au sein des amas minéralisés, teneur en métaux des roches infiltrées et des amas minéralisés, et surtout, analyse géométrique en trois dimensions des minéralisations. Au fond de la mer, sans revenir sur la difficulté technique liée au simple accès à des roches sous des kilomètres d'eau, l'analyse visuelle ne peut se faire que sur le plancher, surface planaire, en deux dimensions donc. Dans un désert comme l'Oman, où des collines escarpées tirent à la montagne, dont les wadi déchirent les flancs par de magnifiques falaises, où la végétation a le bon goût de ne pas s'installer, où le climat ensoleillé est favorable au travail de terrain (à l'exclusion des heures chaudes du jour néanmoins), les trois dimensions des amas minéralisés s'offrent à l'analyse des géologues dans des conditions

excellentes. On peut donc caractériser cette géométrie de minéralisation en trois dimensions, et la transposer sur le schéma auquel on peut aboutir en étudiant les systèmes actifs des fonds marins, où les fluides hydrothermaux circulent encore. Pour tout dire, le travail sur l'ophiolite d'Oman et celui sur les dorsales océaniques a été mené en parallèle au sein de la communauté scientifique. Nombreux sont les chercheurs spécialisés dans les systèmes sous-marins à rendre visite aux affleurements d'Oman, nombreux sont les pétrologues et géochimistes spécialistes de l'Oman à avoir participé à des plongées en submersible sur les dorsales océaniques. Ainsi va la science, avançant au mieux grâce aux échanges d'expertises et au croisement des intelligences.

*

Les analogues terrestres des rides océaniques lentes sont moins célèbres, au moins jusqu'à aujourd'hui. La raison principale est qu'on les trouve principalement dans les chaînes de montagne actuelles, comme les Alpes. Et la formation de ces chaînes de montagne a été largement plus chaotique que l'histoire de mise en place de l'ophiolite d'Oman sur l'Arabie. Les roches du plancher océanique ont donc été plus déformées, et sont donc moins bien préservées.

L'histoire des Alpes, ou des chaînes alpines en général (qui incluent l'Himalaya), débute il y a environ 300 millions d'années. Tous les continents étaient regroupés en une masse unique, un *super-continent* – terme consacré et non légèreté de l'auteur – qu'on appelle la Pangée. Les remontées de manteau chaud et visqueux sous ce continent ont créé des zones de faiblesse, qui ont fini par déchirer la lithosphère continentale. Dès -250 millions d'années, le super-continent est en tension ; il s'étire. Les prémices d'ouverture de l'Atlantique se font sentir vers -200 millions d'années. Si l'Atlantique correspond à une extension lithosphérique orientée nord-sud (l'Afrique et l'Amérique s'écartent le long d'une direction est-ouest), un autre océan est créé avec une extension nord-sud, la Téthys. Téthys et Atlantique, océans frères, étaient reliés approximativement là où se trouvent aujourd'hui les Açores. La plaque Afrique, après s'être écartée de la plaque Amérique durant le Jurassique (entre -180 et -140 millions d'années), a amorcé un mouvement vers le Nord au Crétacé (vers -120 millions d'années). La Téthys a commencé à se refermer, les structures typiques de l'extension lithosphérique ont cessé de fonctionner, et se sont même inversées. Les failles normales, extensives, ont été activées en chevauchements, compressifs. Les roches du plancher océanique ont alors été enfouies dans le manteau dans la zone de subduction nouvellement créée,

puis ramenées à la surface par le jeu complexe de l'érosion et de la dynamique interne de la chaîne alpine, véritable chaîne de collision depuis la fin du Crétacé (-80 millions d'années). Aujourd'hui, des reliques du plancher océanique de la Téthys sont connues un peu partout dans les Alpes, depuis le nord de la Corse, le Queyras, et le Val d'Aoste en Italie. Mais c'est dans le canton des Grisons, à l'est de la Suisse – pays de Heidi, petite fille des montagnes – que les reliques sont les mieux préservées. Contrairement aux autres sites évoqués, les roches des Grisons n'ont pas été enfouies dans la subduction pré-alpine, et n'ont pas été chevauchées par d'autres roches pendant la collision alpine. Les reliques océaniques des Grisons sont donc peu déformées, et peu métamorphisées. Elles ont en outre l'intérêt d'affleurer à plus de 2500 mètres, altitude où la végétation se raréfie. Ce n'est pas la qualité des affleurements d'Oman, mais c'est ce qu'on trouve de mieux dans les Alpes. Précisément, dans la vallée de Bivio, qui joint la Suisse à l'Italie, on peut observer une grande masse de *serpentinites* (péridotites hydratées lors de leur remontée vers le fond des océans vers -160 millions d'années), quelques basaltes en coussin associés, et surtout, la structure géologique qui a permis à la péridotite de s'exhumer au fond de la Téthys. Cette structure s'apparente à une grande faille normale, qu'on appelle dans ce cas un détache-

ment. Comprenons bien. Placez vos mains l'une sur l'autre devant votre visage, main droite sur la main gauche, et inclinez la jointure de vos mains à 45° vers la droite. Pour faire une faille normale entre vos deux mains, vous pouvez descendre votre main droite, main gauche fixe. Vous voyez bien que vos deux poignets s'éloignent l'un de l'autre, il y a bien étirement (nous avons fait cette expérience plus haut). Le résultat est le même si vous faites remonter votre main gauche, main droite fixe : il y a toujours éloignement de vos poignets. Et même, je pronostique que, naturellement, lorsque vous écartez votre main gauche, votre avant-bras gauche s'horizontalise quelque peu, et vous créez une courbe au niveau de votre poignet gauche. Vrai ? Sinon, eh bien, recommencez l'expérience en créant cette courbe au poignet gauche... Vous avez une image dynamique très proche de la grande faille normale, du détachement, qui permet au manteau de s'exhumer au fond des océans : votre main gauche est le manteau qui remonte au fond de l'eau. Dans la vallée de Bivio, on peut suivre le détachement téthysien dans le paysage montagneux actuel. Les collègues de l'Université de Strasbourg ont fait récemment de grandes avancées sur ce point. Et comme nous nous trouvons dans les Alpes, le relief est très marqué. Nous observons donc une structure majeure en trois dimensions, énorme source d'informations nouvelles par rapport à

L'étude des fonds marins actuels, encore et toujours limitée à deux dimensions. En ce qui concerne les métaux, la vallée de Bivio contient également – il n'y a pas de fausse note – des minéralisations sulfurées d'origine hydrothermale. Ces minéralisations sont encaissées dans les serpentinites. Si on reprend l'expérience précédente, imaginez que l'eau de mer soit située au-dessus de vos mains. L'eau s'infiltré vers le bas le long de vos mains (ou du détachement), se réchauffe vers la profondeur, et gicle au niveau de la paume de votre main gauche et entre vos doigts. Ce circuit hydrothermal complet est visible en trois dimensions dans la vallée de Bivio ! Et même, les minéralisations présentes sur les hauteurs sont si remarquables qu'elles apparaissent dans le paysage à des kilomètres à la ronde, depuis les sommets voisins. Ces amas sulfurés ont d'ailleurs été exploités par les hommes depuis des millénaires, pour le cuivre qu'ils pouvaient en tirer. Bien sûr, aujourd'hui, il n'est pas question de reprise d'exploitation. Seuls les archéologues spécialistes des exploitations industrielles anciennes sont concernés. Les archéologues ET les géologues ! Nous avons créé récemment à l'Université de Rennes 1 un groupe de travail avec les collègues de Strasbourg pour caractériser au mieux la géométrie de ce système téthysien, visible dans les Alpes. La thèse de troisième cycle de Rémi Coltat est dédiée à ce problème. Chose dont nous ne sommes pas peu

fiers : nous avons réussi à convaincre nos collègues de l'Ifremer, qui passent leur vie sur des bateaux à parcourir les mers et dans des submersibles pour y plonger, à nous accompagner sur le terrain à Bivio. Comme les autres instituts qui explorent le fond des océans, l'Ifremer mène des campagnes régulièrement. Une des cibles de leur prospection est la compréhension des minéralisations métalliques qui se forment le long des dorsales lentes. Plusieurs missions en mer ont été consacrées ces dernières années à la dorsale atlantique. Et chose remarquable, les collections d'échantillons de l'Ifremer présentent beaucoup de similitudes avec nos collections d'échantillons alpins de Bivio. Nous sommes en train d'établir l'analogie entre les deux systèmes. Lorsque cette analogie sera définitivement étayée et validée (en sciences, cela ne se fait que par la publication d'articles scientifiques dans des journaux spécialisés), alors nous pourrons utiliser le système alpin pour mieux comprendre la dynamique actuelle de la dorsale médio-atlantique. Observer le fond de la mer à 2500 mètres d'altitude est une gageure ; il faut être géologue pour être convaincu de cette réalité. Ça peut faire rêver aussi... Et accessoirement, ça durcit les mollets – notamment ceux des collègues de l'Ifremer, plus habitués à arpenter les pontons... Mais surtout, ça permet d'étudier les processus naturels de minéralisations hydrothermales actifs au fond des mers, de préciser

la géométrie des systèmes, de tracer la mobilité des métaux dans les fluides hydrothermaux, tant dans leur partie descendante que dans leur trajet ascendant. Et le tout, dans les trois dimensions !

*

On l'aura compris, le formidable intérêt des analogues terrestres est l'accès aux trois dimensions du système océanique, fossile certes, mais apparenté aux systèmes actifs aujourd'hui. Depuis quelques années, le développement des outils informatiques a accéléré l'essor de la modélisation numérique. Quésaco ? Tout le monde connaît les modèles réduits, les maquettes de bateau ou d'avion. Un modèle réduit reproduit, en trois dimensions et à l'identique, un objet plus gros. Un modèle numérique peut également reproduire un objet : les architectes dessinent les maisons en 3D sur leur ordinateur, les géologues miniers reproduisent en 3D la forme de leur minerai, les géologues pétroliers visualisent en 3D la forme du réservoir qu'ils espèrent gorgé d'hydrocarbures. Mais l'apport majeur de la modélisation numérique est de reproduire le processus dynamique qui a engendré l'objet. Par exemple, pour les minéralisations sulfurées des dorsales océaniques, il ne s'agit pas de reproduire la géométrie de l'amas sulfuré, mais de reproduire la dynamique des

interactions fluide-roche qui ont engendré l'amas. Et les analogues terrestres contribuent fortement à la définition des paramètres, géométriques notamment, à introduire dans les calculs de base de la modélisation. Une fois le modèle numérique construit, c'est-à-dire une fois le programme informatique écrit, on le « fait tourner » : on fait des expériences numériques. Les résultats de ces expériences apportent des contraintes nouvelles sur notre compréhension des circulations de fluides, et aident à prédire la séquence des événements qui pourraient échapper à l'observateur du milieu naturel. La modélisation numérique est un outil fort puissant, parfaitement complémentaire des analyses géologiques de terrain et de laboratoire. À Bivio, en plus des collègues de l'Ifremer, nous visitons les affleurements avec des collègues numériques, pour qu'ils voient en vrai ce qu'ils reproduisent en réalité virtuelle !

Véritablement, ils sont chanceux, ces géologues qui continuent à parcourir le monde à la recherche d'affleurements nouveaux ou à visiter des affleurements célèbres. L'évolution continue des concepts scientifiques et des technologies appliquées, en particulier dans la discipline métallogénique, nécessitera encore longtemps cet investissement et ces efforts – fort bien consentis il est vrai quand il s'agit de voyager !

Les temps anciens

Les minéralisations que nous connaissons au fond des mers, dont nous améliorons la perception par l'étude des systèmes analogues à terre, ne concerne que les temps géologiques actuels et récents. Nous sommes en plein *cycle alpin*, débuté il y a 300 millions d'années, auquel fera suite un nouveau grand cycle dans quelques dizaines de millions d'années, lorsque tous les continents se réuniront à nouveau : la Méditerranée se fermera, le Pacifique se fermera – ça prendra plus de temps... L'Océan Atlantique deviendra le grand océan mondial. Il jouxtera un nouveau super-continent (pas encore baptisé à ma connaissance). Et ce futur super-continent se fragmentera ensuite pour donner place à de nouveaux océans. Tout cela forme bien un cycle.

Avant le cycle alpin, il y a eu d'autres cycles similaires. Le précédent est connu sous le nom de *cycle varisque*, lequel s'est donc terminé il y a 300 millions d'années, au début du cycle alpin. C'est au cours de ce cycle varisque que les massifs anciens français, Armoricaïn et Central, les Vosges ou encore les Ardennes se sont structurés. C'est vrai également pour la moitié ouest de la péninsule Ibérique. Pourquoi se rendre chez nos

voisins espagnols et portugais ? Parce que cette région détient le plus grand gisement au monde d'amas sulfurés, connu sous le nom de « ceinture pyriteuse ». Ces gisements sont drainés par la rivière Rio Tinto, « rivière rouge » en espagnol. La couleur rouge de ses eaux est due à l'abondance d'hydroxydes de fer (notre rouille décrite plus haut). Et ces hydroxydes de fer se sont formés par altération de la pyrite, qui est un sulfure de fer (FeS_2), très réactive à l'eau et à l'oxygène. Rio Tinto est aussi le nom d'une des plus grandes entreprises minières au monde, d'une taille approchant celle des compagnies pétrolières internationales. L'entreprise Rio Tinto est née de l'exploitation des sulfures de fer de la province Ibérique. Il reste bien des questionnements scientifiques sur la façon dont cette province a pu se former, vers -360 millions d'années. Mais parmi les acquis, nous savons que les amas sulfurés se sont formés dans un système hydrothermal sous-marin, dans lequel les eaux marines de l'époque ont interagi avec des roches volcaniques, lesquelles ont apporté au système la chaleur nécessaire à l'activation des circulations hydrothermales, et les éléments chimiques déposés dans les amas. Des travaux récents² ont permis d'identifier un événement géologique comparable à la même époque (vers -360 millions d'années)

2. Thèse d'Antony Pochon, soutenue à l'Université de Rennes 1 en décembre 2017.

en Bretagne centrale, événement jusque-là mal identifié dans son ampleur, même si des amas sulfurés sont connus en Bretagne occidentale depuis de nombreuses années. Une différence majeure entre la Bretagne centrale de l'époque et la région du sud de l'Espagne est que chez nous, les terrains étaient exondés. Pas d'océan, pas d'amas.

Avant le cycle varisque, il y en a eu d'autres comme le *cycle panafricain* (centré autour de -600 millions d'années) ou le *cycle grenvillien* (centré autour de -1 milliard d'années). Et on peut remonter ainsi jusqu'à environ -2,5 milliards d'années. Bien sûr, les conditions d'étude de ces cycles anciens sont plus difficiles que celles du cycle alpin actuel. Beaucoup de temps a passé, et l'érosion a considérablement affecté ces roches anciennes ; beaucoup ont simplement disparu ! D'autres roches ont été remaniées dans les cycles postérieurs. Il n'est pas rare de trouver au cœur des provinces varisques, des ensembles géologiques déjà structurés au Panafricain, et qui subissent une nouvelle empreinte varisque. Reste que tous ces cycles peuvent être étudiés dans le cadre de la tectonique des plaques, ce qui aide bien à leur reconstitution. Nous y retrouvons des phases d'extension lithosphérique, des phases de subduction, de collision. Les reliques sont de plus en plus rares avec l'ancienneté des cycles, mais le puzzle peut être assemblé.

Les choses sont différentes pour les terrains géologiques plus anciens que 2,5 milliards d'années, pour lesquels la tectonique des plaques ne prévalait pas. La Terre ancienne, plus chaude, n'avait pas de couverture rigide externe comme la lithosphère actuelle. *A contrario*, l'océan existait bel et bien, et depuis longtemps déjà : l'eau libre est présente sur Terre depuis -4,4 milliards d'années. Une autre particularité de la Terre ancienne est l'absence d'oxygène. À l'origine, l'atmosphère terrestre était composée à plus de 80% de gaz carbonique – l'enfer sur Terre... La vie est apparue vers -4 milliards d'années. Peut-être pas au tout début, mais assez vite, la vie basée sur la photosynthèse s'est développée. Et le résultat de la photosynthèse est la fabrication d'oxygène. L'oxygène que nous respirons sous forme O₂ est fabriqué, et a été fabriqué, par la vie végétale sur la Terre même depuis ces temps immémoriaux.

Le cœur des continents offre des ensembles géologiques anciens, archéens (plus vieux que 2,5 milliards d'années), appelés des *cratons*, qui servent de base aux études sur les systèmes minéralisés anciens. Parmi les plus remarquables, on trouve des cratons en Amérique du Nord, en Australie, en Afrique du Sud (encore !), au cœur de l'Amérique du Sud. Au Québec, les objets géologiques sont bien connus pour deux raisons principales. D'abord, le

Québec a été recouvert par la calotte glaciaire il y a 10 000 ans. L'épaisse calotte polaire fluait sous son propre poids vers les latitudes moins élevées. La base des glaciers a donc raboté les roches du socle sur lesquelles il avançait ; le principe est le même pour les glaciers montagneux qui descendent les vallées, et l'efficacité du rabotement se mesure à la quantité de moraines déposées au maximum d'avancée des glaciers, chose que nous visualisons parfaitement (et malheureusement) depuis quelques années, suite au recul des glaciers en réponse au réchauffement climatique. Les roches aujourd'hui visibles au Québec sont donc très propres, nettoyées par les glaciers, on les dit « fraîches », et permettent leur analyse dans les meilleures conditions, d'observation sur le terrain et d'expertise en laboratoire. La deuxième raison tient à la forte activité minière présente dans la Belle Province. La région située à l'ouest du Québec, l'Abitibi-Témiscamingue, de la ville de Val d'Or (la bien nommée) à Rouyn-Noranda (ville de pionniers), et qui se prolonge en Ontario voisin, est extrêmement riche de ressources minières. L'investissement continu depuis plus d'un siècle a abouti au creusement de galeries profondes par les mineurs, ce qui donne accès à une vision géométrique complète, en trois dimensions, des objets géologiques. Au premier rang de ces richesses se trouve l'or, mais l'origine des minéralisations aurifères n'est pas liée à des

interactions entre l'eau de mer archéenne et les roches du plancher océanique de l'époque. Nous en dirons néanmoins un mot rapide plus bas. Concentrons-nous d'abord sur les traces réelles de cette interaction eau de mer-socle archéen, car elle est remarquablement conservée dans les roches de l'Abitibi-Témiscamingue, et a donné naissance à des amas sulfurés géants. Au centre de la ville de Rouyn-Noranda, dans un petit parc, des roches vertes affleurent sous forme de petits monticules. Ces roches sont d'anciennes coulées de laves basaltiques, où on reconnaît remarquablement les tubes d'écoulement de laves typiques des épanchements sous-marins : les laves en coussin – n'employez pas là-bas le vocable anglais « pillow-lava », c'est mal vu au Québec. Ces laves, très proches en composition de celles qu'on connaît aujourd'hui au fond des océans, se sont écoulées il y a 2,7 milliards d'années... Et pourtant, leur structure interne est superbe ! D'autres laves, les *komatiites*, sont connues dans la région, comme dans tous les terrains archéens d'ailleurs. Et ces komatiites ne se sont plus formées après l'Archéen (seule l'île de Gorgona, célèbre pour sa densité de serpents, des vrais pour le coup, au large de la Colombie, a connu des épanchements de komatiites dans l'histoire récente, au Crétacé, il y a 90 millions d'années seulement). Les komatiites étaient des laves très fluides, très chaudes (1600°C) comparées aux basaltes (1200°C). Elles

provenaient de la fusion partielle du manteau terrestre. Celui-ci, plus chaud à l'Archéen qu'aujourd'hui (la Terre avait évacué moins de chaleur), a fourni des laves plus chaudes. Les coulées de komatiites ont pu atteindre des dimensions impressionnantes, continues sur des dizaines de kilomètres, épaisses de plusieurs mètres. Enfin, un dernier type de laves, plus claires, de composition granitique, complète l'assemblage volcanique archéen du Québec. La vision que donne donc cette province volcanique est celle d'un dynamisme magmatique et volcanique phénoménal. C'est l'intuition en effet qu'on aurait pu avoir en considérant que la Terre ancienne, plus chaude, générait des événements magmatiques inconnus aujourd'hui. Et toutes ces laves se sont mises en place sous l'eau de mer. Nous pouvons aujourd'hui encore tracer les circulations hydrothermales du système associé, vieux de 2,7 milliards d'années. Pour faire simple, ces circulations hydrothermales sont assez proches de celles que nous avons décrites plus haut, au niveau des dorsales médio-océaniques actuelles. La différence tient dans le dynamisme des processus. Les laves étaient plus chaudes, le magmatisme était plus violent, alors les circulations étaient plus impressionnantes. Les amas sulfurés traduisent la grandeur de ces événements. Certains atteignent des dimensions kilométriques ! Ce sont des gisements exceptionnels, et qui fournissent aujourd'hui une

proportion non-négligeable des métaux de base à nos sociétés.

Mais alors, comment se place la minéralisation en or dans cette histoire québécoise ? Si, à l'époque archéenne, les processus magmatiques étaient formidables, les processus tectoniques n'étaient pas inexistantes ; ils étaient simplement organisés d'une façon différente de celle qu'on connaît aujourd'hui, c'est-à-dire en lien avec la tectonique des plaques. Les zones d'extension archéennes, apparentées aux dorsales océaniques actuelles, et les zones de rapprochement, apparentées aux zones de collision actuelles, étaient vraisemblablement plus nombreuses et plus petites, tout en étant plus dynamiques également. Des roches de surface ont ainsi pu être enfouies à quelques kilomètres de profondeur. Elles s'y sont déshydratées, les fluides hydrothermaux ont migré vers la surface, ont interagi avec les roches sus-jacentes, en captant l'or qui y était disséminé. Et il s'avère que la Faille de Cadillac, dont la trace en surface correspond peu ou prou à la route entre Rouyn-Noranda et Val d'Or, a localisé ces circulations de fluides ascendantes, à l'endroit même où les roches contenaient déjà d'immenses amas sulfurés. C'est un peu le fruit du hasard, mais dans cette région, deux systèmes minéralisateurs se sont succédés à peu d'intervalle, donnant naissance d'abord aux

gisements hydrothermaux océaniques (sulfures de plomb, zinc, cuivre) et ensuite aux gisements d'or, dits orogéniques. Heureux mineurs québécois !

La période archéenne est remarquable aussi par l'absence d'oxygène dans l'atmosphère et dans les océans. Cette caractéristique, couplée à l'intense activité hydrothermale sous-marine de l'époque, est à l'origine des plus grands gisements de fer au monde. Dans l'ouest australien, on a ouvert une ligne de chemin de fer pour exploiter ce fer, on a construit des trains de plus d'un kilomètre de long pour véhiculer le minerai. Pour transporter le fer brésilien vers la Chine, on a construit les plus gros bateaux du monde, pas contraints en taille par le passage du canal de Panama (la largeur du canal de Panama, passage entre Atlantique et Pacifique est la contrainte majeure pour la taille des bateaux vraquiers ; pour aller du Brésil en Chine, on ne passe pas par Panama, donc cette contrainte disparaît). Les gisements de fer dont il est question ici se sont formés principalement à la fin de l'Archéen et au début de la période suivante, entre -2,5 et -2 milliards d'années. L'activité hydrothermale sous-marine a exporté dans l'océan de grandes quantités de métaux, parmi lesquels du fer. L'océan de l'époque était pauvre en oxygène, et à cause du fer justement ! On l'a vu plus haut, le fer a une forte capacité à s'oxyder, c'est-à-dire à former des oxydes

de fer. Vers -4 milliards d'années, la vie apparaît. Rapidement, le développement des organismes libère de l'oxygène dans l'océan de l'époque. Or, cet océan est riche en fer dissout. Donc l'oxygène entre immédiatement en réaction avec le fer, pour former des oxydes de fer, et n'atteint pas l'atmosphère. Le temps passant, la quantité d'oxygène libérée par les organismes qui se développaient toujours plus, a augmenté, probablement de manière exponentielle. Le fer dissout a continué à s'oxyder, mais à une certaine époque, vers -2,3 à -2,1 milliards d'années, la quantité d'oxygène est devenue telle que tout le fer présent dans l'océan s'est oxydé. Sous forme d'oxyde, le fer n'est pas soluble dans l'eau. Il forme des minéraux. Et ces minéraux coulent au fond des océans. Les sédiments de l'époque sont donc très riches en d'énormes quantités de fer, ce sont les Formations de fer rubané (« Banded Iron Formation » ou BIF des Anglo-Saxons). En contrepartie, l'oxygène qui continuait à être libéré par les organismes n'a plus été fixé par réaction avec le fer. Il a alors envahi l'atmosphère, et cet événement environnemental majeur est connu sous le titre d'Événement de Grande Oxydation (« Great Oxidation Event » ou GOE). Le comportement géochimique naturel de nombreux autres métaux, moins abondants que le fer mais qui possèdent la même capacité à s'oxyder plus ou moins en fonction de la quantité d'oxygène présent dans le milieu où ils

se trouvent, en a été chamboulé. À l'époque, à côté des pépites d'or, on trouvait des pépites d'uranite (cristal d'uranium), chose qui n'existe plus depuis car l'uranium oxydé se dissout très facilement. En revanche, l'or, insensible à la présence d'oxygène – c'est la raison pour laquelle l'or est si précieux aux yeux des humains et tenu en grande considération par toutes les civilisations, même les plus anciennes, égyptienne, précolombienne, celte – brille, aujourd'hui encore, au fond des ruisseaux.

La formation du fer rubané est un joli exemple de l'interdépendance des processus naturels. Il a fallu une circulation hydrothermale générée par du volcanisme intensif, le développement de la vie, et la capacité du fer et de l'oxygène à réagir entre eux pour aboutir à ces gisements exceptionnels.

Les roches sédimentaires marines très anciennes se révèlent exceptionnelles. Dernier exemple, le Bassin de Franceville au Gabon. Outre que ce bassin de l'est du Gabon a fait l'objet d'une découverte récente de traces fossiles exceptionnelles, véritables colonies organisées d'un âge aussi ancien que 2,1 milliards d'années, il regorge de manganèse et d'uranium. Le manganèse fait l'objet d'une exploitation minière importante ; c'est l'un des plus grands gisements au monde. La curiosité vient néanmoins de l'uranium. Les sédiments

francevilliens sont riches en matière organique, dégradation des algues unicellulaires qui vivaient à l'époque. L'ambiance est pauvre en oxygène ; en conséquence, certaines zones du bassin sont riches en uranium (lequel a fait l'objet d'une exploration importante depuis des décennies). Vers -2,3 à -2,1 milliards d'années, l'uranium présent sur Terre était sensiblement différent de celui d'aujourd'hui. Les deux formes de l'uranium dont nous avons parlé plus haut (^{238}U et ^{235}U) sont radioactives. Et c'est bien la forme 235 qui est la plus active. Autrement dit, cette forme se désintègre plus vite que la 238. En remontant dans le temps, la proportion d' ^{235}U était donc plus importante. Il y a deux milliards d'années, l'uranium naturel était donc beaucoup plus concentré en ^{235}U qu'aujourd'hui. On avait presque de l'uranium enrichi. Eh bien, dans les sédiments francevilliens, dans les zones où l'uranium était abondant – il y avait de véritables petits gisements d'uranium à vrai dire – la radioactivité importante émanant d'un tel minerai a déclenché une véritable réaction de fission nucléaire en chaîne. Les particules nucléaires émises par la radioactivité ont induit la fission d'autres atomes d'uranium 235, qui eux-mêmes ont libéré de nouvelles particules nucléaires, et ainsi de suite. De façon tout à fait naturelle, un réacteur nucléaire s'est déclenché, à quelques kilomètres de profondeur dans les sédiments océaniques. Ce site est connu comme le

réacteur naturel d'Oklo. Aujourd'hui, la visite de ces zones s'avère décevante : une mare cernée de forêt dense. Point. Mais la mise au jour de ce processus exceptionnel, notamment par les physiciens français du CEA³ au début des années 1970, a constitué une épopée scientifique remarquable. Et qu'on se rassure, la physique étant ce qu'elle est, l'uranium ambiant aujourd'hui ne contient pas assez de la forme 235 pour reproduire un tel exploit.

Réellement, les temps archéens, ou plus anciens que 2 milliards d'années, étaient différents à bien des points de vue de ce qu'on connaît de la Terre actuelle. Les océans existaient déjà, ils étaient plus chauds. Leur évolution d'alors a abouti à nombre de curiosités géologiques impossibles à reproduire aujourd'hui. Les océans anciens étaient largement pourvus aussi de trésors minéraux. Ces trésors anciens ne nous sont parvenus que partiellement, au travers de l'histoire géologique mouvementée de la Terre. Aux géologues de mener les enquêtes pour les retrouver dans les archives encore disponibles, un peu comme dans une chasse au trésor...

Actuellement, beaucoup d'efforts sont entrepris pour la recherche de gisements profonds et anciens, cachés au sein de la croûte continentale.

3. CEA, Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives.

C'est un vrai challenge intellectuel et technologique que de découvrir des gisements métalliques cachés à plusieurs centaines de mètres, voire à des kilomètres de profondeur. En parallèle, beaucoup de recherche fondamentale et appliquée est développée, qui vise à améliorer notre capacité de recyclage des métaux, dans une économie circulaire où les matières premières minérales dont nous avons et aurons besoin proviendront pour l'essentiel du recyclage de déchets industriels ou sociétaux. En parallèle, des efforts certains de recherche d'un nouveau mode de production d'énergie sont à l'étude. À terme, l'énergie nucléaire basée sur la fission des atomes les plus lourds sera remplacée par la fusion des atomes légers, reproduisant les réactions qui ont cours au cœur du soleil (deux atomes d'hydrogène fusionnent pour donner un atome d'hélium, libérant une énergie formidable). Cette fusion nucléaire est beaucoup moins dangereuse que la fission nucléaire, car elle est maîtrisable. En appuyant sur un bouton, nous arrêterons le processus de fusion. Pour la fission, ça n'est pas possible. Dans un siècle donc, peut-être deux, la question énergétique sera résolue, vraisemblablement. On voit ainsi que même si les besoins en métaux se font toujours plus pressants depuis quelques décennies et pour les décennies à venir, il est probable que beaucoup des ressources maritimes resteront là où elles sont, à savoir au

fond des abysses. Ce sera peut-être en revanche une jolie destination touristique au siècle prochain...

*

J'ai soutenu ma thèse en 1997 – cela ne nous rajeunit pas... Mon sujet d'étude portait sur la caractérisation géochimique de circulations de fluides hydrothermaux minéralisateurs en uranium dans le sud de Madagascar, événements géologiques vieux de 600 millions d'années. Il n'était pas la question d'eau de mer, mais plutôt de fluides hydrothermaux générés dans les profondeurs de la croûte continentale. Néanmoins, j'avais souligné l'importance de l'eau sur l'évolution de la Terre. La première phrase de mon manuscrit de thèse était une citation : « No water, no granite ; no ocean, no continent » – je vous fais grâce de la traduction en Français. Dans le présent ouvrage, nous avons illustré quelques-uns des trésors que l'océan recèle. Vision axée sur les ressources minérales, cet inventaire est peu exhaustif quant à l'apport des océans à l'évolution de notre planète. J'essaie maintenant, pour terminer, de combler quelques lacunes.

D'abord, ainsi que la citation ci-dessus le suggère, la formation des granites semble contrôlée par la présence d'eau. C'est en effet une découverte importante des pétrologues magmatiques, ces géologues dont la spécialité est l'étude des magmas, soit par l'observation des systèmes actifs (comme les volcanologues), soit par la mise en route d'expériences au laboratoire (les collègues d'Orléans sont de notoriété internationale sur ces affaires).

Aux temps précoces de l'histoire de la Terre, les matériaux rocheux de la Terre étaient la péridotite du manteau, des laves basaltiques et des komatiites. Et c'est parce qu'il y avait de l'eau dans le système Terre, que l'évolution planétaire a permis la formation de roches granitiques. Et alors ? me direz-vous. Eh bien, il faut se souvenir que la croûte continentale est globalement de composition granitique, et que ces roches sont moins denses que les roches basaltiques de la croûte océanique. C'est ce qui permet à la lithosphère continentale – croûte continentale en surface et manteau rigide en profondeur – d'être à plus haute altitude que la lithosphère océanique. Les continents sur lesquels nous vivons ne doivent leur existence qu'à la présence d'eau sur Terre. «No ocean, no continent.»

On l'a effleuré dans cet ouvrage : la vie est apparue sur Terre au fond des océans, vraisemblablement – l'emploi de cet adverbe témoigne de ma prudence toute scientifique. Une chose est certaine : une vie tout à fait exotique se développe aux émanations hydrothermales des planchers océaniques. Tapez « vie et fumeurs noirs océaniques » dans votre moteur de recherche préféré, et vous trouverez des milliers d'images et de vidéos montrant des crabes blancs, des crevettes blanches, des vers blancs. Vie étrange que de vivre à quelques centimètres de fluides hydrothermaux

dont la température de 350°C peut vous détruire instantanément – cuire semble plus approprié pour les animaux en question. Tout est blanc à côté des fumeurs noirs. La vie se développe en effet en déconnexion totale de la surface. On n'y pense pas *a priori* quand on voit ces photos, mais aux profondeurs abyssales, c'est le noir absolu. Pas de photosynthèse. Pas de coloration animale. Pas de racisme entre crabes et crevettes. La découverte de ces écosystèmes date d'il y a à peine 40 ans. Penser à la longueur cumulée des dorsales médio-océaniques (60 000 kilomètres), c'est immédiatement constater qu'il reste beaucoup à découvrir, et à comprendre, dans ces environnements.

Enfin, au risque de ne pas paraître original, je ne peux omettre de rappeler que les océans ont un rôle de régulateur pour l'environnement de notre planète. L'atmosphère est en équilibre global avec les océans. Les courants marins qui sillonnent les océans déterminent les climats des régions côtières, et même ceux à l'intérieur des terres. L'océan est capable d'ingérer, de digérer les déchets solides, liquides et gazeux que nous fabriquons à grande échelle depuis la révolution industrielle. Cette capacité de régulation du climat et de nos excès a bien sûr des limites. Cela fait à peine 200 ans que nous avons industrialisé nos modes de vie, que déjà nous nous inquiétons, à juste titre, de la capacité de l'océan

à faire face. N'entendons-nous pas parler d'acidification des océans, et donc de mort des coraux ? Du réchauffement climatique qui perturbera bientôt la géométrie actuelle des courants océaniques ? Des conséquences sur le niveau même de l'océan, qui s'élève, comme une fureur lente, en réponse au réchauffement climatique ? Bien sûr, au sein de la communauté scientifique, des voix s'élèvent pour dire que le lien entre les activités humaines et les dérèglements climatiques, si impactant sur les océans, n'est pas encore établi. Mais dans le doute, sans doute faisons-nous bien de commencer à prendre conscience qu'il ne nous en coûtera pas beaucoup d'essayer de faire quelque chose. Et si ce quelque chose marche, le monde s'en portera mieux, à commencer par l'océan et les trésors qu'il recèle.

Table

Introduction : p.9

Chapitre 1 :
L'expansion des fonds océaniques :
la tectonique des plaques sous la mer p.13

Dynamique actuelle p.15

Dans les temps anciens p.28

Dynamique des dorsales médio-océaniques p.35

Chapitre 2 :
Les métaux de l'océan p.45

Les éléments dissous p.47

Le temps de résidence
des éléments dans l'océan p.56

Le cas de l'uranium p.63

Chapitre 3 :

Les gisements métalliques

du fond de la merp.69

Les systèmes actuels p.71

Les analogues terrestres p.79

Les temps anciens p.94

Conclusion p.109

ACHEVÉ D'IMPRIMER
EN JUILLET 2018
PAR L'IMPRIMERIE
IDENTIC
À RENNES
FRANCE

Dépôt légal
septembre 2018