La biosphère, un acteur géologique majeur

Auteur :
THOMAS Pierre, Professeur, Ecole normale supérieure de Lyon, Laboratoire de Géologie de Lyon

04-02-2023

La biosphère, c'est-à-dire le milieu terrestre et les organismes vivants qui s'y sont développés, façonne en profondeur la planète Terre. Avec

la genèse des roches carbonées, la biosphère est co-responsable de la présence du dioxygène atmosphérique et de ses variations. C'est un acteur majeur de la fabrication des calcaires et d'autres roches sédimentaires. Grâce aux calcaires et, un peu, aux roches carbonées, la biosphère participe aux variations à long terme du CO_2 atmosphérique. Et même la biosphère continentale est un acteur majeur de la chimie des océans et des roches qui s'y forment.

1. Les données du problème

Depuis quelques années, on s'inquiète à juste titre de l'impact négatif de la civilisation sur l'environnement. Si l'humanité est -heureusement- bien incapable de détruire la planète, elle peut perturber de façon majeure ses enveloppes supérieures : **atmosphère**, **hydrosphère**, **lithosphère** et **biosphère**. Les différents acteurs de la biosphère interagissent depuis toujours les uns sur les autres (ainsi, les lions mangent les antilopes qui, si elles étaient en surnombre, dévasteraient des écosystèmes entiers …). Mais, indépendamment et avant que ne commencent les actions perturbatrices d'une seule espèce (**Homo sapiens**) qui n'ont sérieusement commencé qu'avec la **révolution néolithique**, les autres espèces ont-elles influencé les enveloppes de la Terre ? La vie a-t-elle influencé, voire drastiquement changé, l'atmosphère, l'hydrosphère, la croûte terrestre … ?

2. La vie et l'oxygène atmosphérique

2.1. Les écosystèmes, grâce à la photosynthèse, produisent de l'oxygène

Les plantes vertes, les algues et de nombreuses bactéries font la **photosynthèse** : elles captent de l'**eau** (H_2O) et du **dioxyde de carbone** (CO_2) et les transforment en **glucides** et **dioxygène** (O_2) en utilisant l'énergie de la **lumière** solaire. On peut résumer l'équation de la photosynthèse de la façon suivante :

$6\ CO_2 + 12\ H_2O \rightarrow C_6H_{12}O_6$ (glucose) $+ 6\ H_2O + 6\ O_2$

équation qui peut se simplifier et rester juste sur le plan du bilan de masse (tout en étant fausse du point de vue des mécanismes réactionnels) : $CO_2 \rightarrow C$ (Carbone) $+ O_2$.

Vu les masses atomiques respectives (C = 12 g, O = 16 g), on peut dire que 44 g de CO_2 donnent par photosynthèse 32 g d'O_2 et 12 g de C fixé dans la biomasse (proportion de 32/12). Cette libération d'O_2 par la photosynthèse actuelle et récente suffit-elle à elle seule à expliquer tout l'O_2 atmosphérique ?

2.2. La respiration des écosystèmes consomme le dioxygène produit par la photosynthèse

Figure 1. Exemple d'un chêne remarquable (Angel Oak, Quercus virginiana ; Caroline du Sud, USA). Âgé probablement de plus de 500 ans ; cet arbre mesure plus de 20 mètres de haut et sa circonférence dépasse les 8,5 mètres. Il génère une zone d'ombre de 1 600 m². La photosynthèse a permis sa croissance et son développement, grâce à la fixation du dioxyde de carbone. Mais étant donné la durée de vie d'un tel arbre, c'est un exemple spectaculaire de stockage temporaire de carbone. Le bois de chêne pèse de 600 à 1200 Kg/m³ ; il est constitué de 40 à 60% de cellulose, de 15 à 20% d'hémicellulose, de 15 à 40% de lignine, ainsi que 2 à 8% de composés divers dont des sucres. Sa composition chimique globale est de 50 % de carbone, 43 % d'oxygène, 6 % d'hydrogène, 0,5 % d'azote et entre 0,5 et 1,5 % de cendres. Tôt ou tard, tous ces éléments retourneront dans l'atmosphère ou le sol après la décomposition de l'arbre ou sa combustion (lors d'un incendie, par exemple) : le CO_2 fixé va donc retourner dans l'atmosphère. [Source : © Galen Parks Smith ; License Creative Commons Attribution-Share Alike 3.0 Unported, via Wikimedia Commons]

Prenons un chêne centenaire de 20 tonnes de bois (poids sec) (Figure 1). Cela correspond à environ 10 tonnes de carbone contenu dans les molécules de **lignine**, le principal composé du **bois** avec la **cellulose**. Pour faire ces 20 tonnes de bois, ce chêne aura absorbé environ 36 tonnes de CO_2 et beaucoup d'eau ; il aura incorporé 10 tonnes de carbone dans ses molécules de lignine et aura rejeté 26 tonnes de dioxygène. C'est pour cela que quand j'étais petit, ma maman m'expliquait que les plantes « fabriquaient » de l'oxygène. La même chose est couramment dite pour le **plancton**, toutes les **forêts**, et même les **stromatolithes** : faire 20 tonnes de biomasse (sèche) contenant 10 tonnes de carbone fournit effectivement 26 tonnes de dioxygène.

Mais ma maman oubliait que les arbres, les organismes planctoniques… sont mortels. Quand un chêne meurt, il est la proie d'

insectes xylophages, de moisissures… qui se « nourrissent » de lignine. Au bout de quelques années, tout le bois aura été décomposé par des organismes qui respirent. Cette respiration absorbera 26 tonnes d'O_2 qui oxyderont les 10 tonnes de carbone du bois, ce qui produira 36 tonnes de CO_2. On est revenu au point de départ, et le bilan est totalement nul : ni CO_2 absorbé, ni O_2 produit ! Tous les écosystèmes **à l'équilibre**, des forêts amazoniennes au phytoplancton océanique, ont un bilan nul vis-à-vis de l'O_2 et du CO_2 atmosphérique. Bien sûr une jeune forêt en croissance qui pousse sur un sol auparavant dépourvu de végétation ou un bloom planctonique produisent provisoirement de l'O_2. Mais dès que la forêt devient mature et que chaque arbre qui pousse « remplace » un arbre qui vient de mourir, dès que le **bloom planctonique** cesse, le bilan est nul.

Il y a environ 3 000 x 10^{12} kg de carbone réduit dans la biosphère en tenant compte de toute la **biomasse** des organismes vivants ou, très provisoirement, stockée dans la matière organique des sols (lire Cycle du Carbone). La production de cette biomasse actuelle a produit de l'O_2 dans les proportions massiques de 32/12, soit 8 000 x 10^{12} kg d'O_2. Or l'atmosphère actuelle en contient environ 1 000 000 x 10^{12} kg, soit 125 fois plus. Plus de 99% de l'O_2 atmosphérique actuel n'est pas la contrepartie de la biomasse actuelle. Une forêt serait comme un pâtissier qui fait des gâteaux mais qui les mange avant de les vendre ; ce n'est pas lui qui fournit la ville !

Alors, d'où vient ce dioxygène actuel qui ne vient ni des forêts ni du plancton vivants… ?

2.3. D'où vient l'oxygène atmosphérique d'aujourd'hui, puisque forêts et plancton actuels ne suffisent pas ?

Pour qu'un écosystème photosynthétique (forêt, phytoplancton …) produise de l'O_2 *sur le très long terme*, il faut qu'un processus empêche la matière organique morte d'être consommée et ré-oxydée sur ce très long terme. Ce processus est géologique, c'est la **fossilisation** de la matière organique. Quand, après leur croissance, des circonstances géologiques font que des arbres, des sols ou du plancton morts se sédimentent en étant préservés de l'oxydation et deviennent du **charbon**, du **pétrole** ou de la matière organique fossile dispersée dans des **argiles** ou des **marnes**, alors il y a apport net d'O_2 dans l'atmosphère. A chaque fois que 12 g de carbone réduit sont produit **et** fossilisés, les 32 g d'O_2 produits par la photosynthèse restent dans l'atmosphère car ils ne sont pas utilisés par les organismes qui respirent. Les 1 000 000 x 10^{12} kg d'O_2 atmosphérique actuels sont, en masse, la contrepartie du carbone réduit fossile des roches sédimentaires (charbons, pétroles …), et non pas de la **forêt amazonienne** ou du **plancton** vivant.

Figure 2. Couches de charbons dans le Carbonifère des Cévennes. C'est la formation de telles roches carbonées (riche en carbone réduit) qui a permis l'accumulation de dioxygène dans l'atmosphère. Photo Pierre Thomas

La teneur du dioxygène atmosphérique depuis l'apparition de la vie il y a 4 milliards d'années est donc fixée par une « compétition » entre divers processus biologiques, comme la photosynthèse et la respiration, et géologiques, comme le piégeage de la matière organique dans les sédiments et d'autres phénomènes comme l'oxydation du fer, du soufre minéral, d'anciennes roches sédimentaires … Cette teneur en O_2 qui est actuellement de 21% a « culminé » à environ 35% il y a 300 millions d'années (au **Carbonifère**). C'est justement à cette époque que la conjonction de phénomènes biologiques (la mauvaise dégradation de la lignine par les champignons de l'époque) et géologiques (la **chaîne hercynienne** et ses nombreuses **zones subsidentes**) a préservé de l'oxydation les débris des forêts de l'époque qui sont devenues des gisements de charbon (Figure 2), parmi les plus importants de la planète.

2.4. Les oxydes de fer

L'eau de mer actuelle ne contient quasiment pas de fer, car celui-ci est oxydé par l'oxygène dissout sous la forme d'ion ferrique

(Fe^{+++}), insoluble au pH ordinaire. Les roches sédimentaires ferrifères récentes sont donc rares, faute de fer soluble à précipiter. Par contre, la situation était complètement différente avant -2 milliards d'années.

De -3,8 milliards d'années, âge des plus vieilles roches d'origine sédimentaire, à -2,5 milliards d'années, les minerais de fer sous forme Fe^{+++} sont présents, mais dispersés et en quantité relativement limitée. Cette présence de Fe^{+++} montre qu'il existait des milieux oxydants au moins localement, donc que très vraisemblablement existait une photosynthèse oxygénique très précocement dans l'histoire de la Terre. Des stromatolithes (cf. Figure 6 et photo introductive de l'article) âgés de 3,5 milliards d'années suggèrent aussi cette précocité. Ces minerais riches en fer Fe^{+++} explosent en quantité vers -2,5 milliards d'années, puis disparaissent quasiment vers -2 milliards d'années. Ils sont constitués d'alternances de silice et d'oxydes de ferriques Fe^{+++}, de l'hématite (Fe_2O_3) la plupart du temps. Ils sont appelés « fer rubané » (BIF = Banded Iron Formation, en anglais). D'où viennent-ils ? Avant -2,5 milliards d'années, atmosphère et océan ne contenaient quasiment pas d'O_2 : 10^{-6} par rapport à la quantité actuelle. La mer contenait du fer à l'état ferreux Fe^{++}, soluble, apporté par le volcanisme hyper actif à cette époque. Le couple « photosynthèse-fossilisation de matière organique » produisait de l'O_2, mais cet O_2 oxydait le fer Fe^{++} qui précipitait sous forme de fer Fe^{+++} rubané (Figure 3). Le dioxygène ne s'accumulait pas dans l'atmosphère ni l'océan. Vers -2,5 milliards d'années, à cause d'une conjonction de raisons complexes et encore mal comprises en 2016 (révolutions biologiques et métaboliques peut-être, changements majeurs du volcanisme et de la tectonique certainement, variations climatiques sans doute …), l'O_2 est multiplié par 100 000 (Figure 4). Tout le Fe^{++} de la mer précipite, et forme les gigantesques gisements de Fe^{+++} datés de -2,5 milliards d'années (voir Figure 2). Cet évènement est connu sous le nom de **Grande Oxygénation** (GO) (lire Focus

Oxygène, la révolution). Cette Grande Oxygénation a certainement été accompagnée d'une crise biologique majeure puisque l'O_2 devait être très toxique pour les organismes de l'époque majoritairement anaérobies ; mais le registre fossile est bien trop lacunaire pour qu'on puisse en apprécier l'importance.

Figure 3. Exemple de fer rubané d'Afrique du Sud datant de -3,25 Ga, bien avant la Grande Oxygénation donc, ce qui suggère fortement que la photosynthèse oxygénique existait déjà. Les bandes sombres sont constituées d'hématite pure (Fe_2O_3). Les bandes roses ou rouges correspondent à de la silice colorée en rouge par des traces de fer Fe^{+++}. [source : Pierre Thomas]

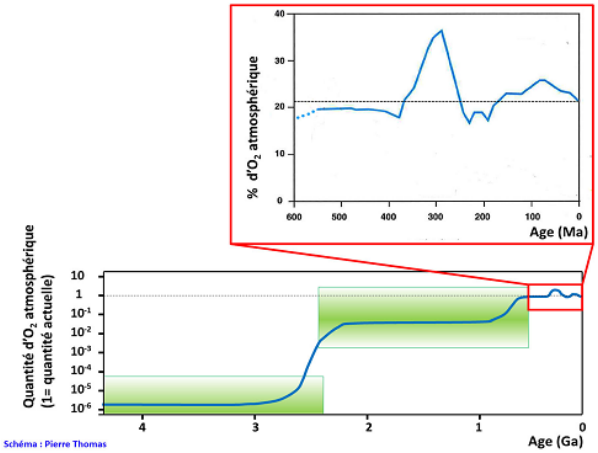

Figure 4. Évolution (très schématique) de l'O_2 atmosphérique au cours de d'histoire de la Terre. Le diagramme inférieur représente les grandes lignes de l'évolution de l'O_2 terrestre. On voit très bien la Grande Oxygénation aux environs de -2,5 milliards d'années. Les rectangles verts représentent l'incertitude des données et des modèles. On ne sait pas bien si la montée relativement brusque aux environs de -0,7 milliard d'année est une réalité ou un biais dans les observations et les modèles. Le diagramme supérieur représente l'évolution au Phanérozoïque, connue avec moins d'incertitudes. Noter les maxima à -300 et à -100 millions d'années Ma contreparties respectives de la genèse de beaucoup de charbon et de pétrole. [source : Pierre Thomas]

Depuis cette Grande Oxygénation, il n'y a quasiment plus de Fe^{++} à précipiter dans la mer. Le dioxygène varie très lentement, mais augmente en général plus souvent qu'il ne diminue, à cause des variations relatives entre photosynthèse et piégeage de la matière organique dans les sédiments qui produisent de l'O_2 et autres phénomènes qui en consomment comme l'oxydation du fer d'origine magmatique, du soufre minéral, d'anciennes roches sédimentaires, etc. Une teneur supérieure à 15% semble être atteinte depuis 600 millions d'années. Depuis, cette teneur oscille entre 15 et 35% en fonction de l'importance relative entre production et consommation sur le long terme, importance relative réglée par des interactions entre biologie et géologie.

Figure 5. Vue d'hélicoptère (à gauche) et vue sous-marine (à droite) de la grande barrière de corail au large de Cairn (Australie). C'est un bel exemple de site où la vie fabrique actuellement des calcaires. Le calcaire sera fait en grande partie par le « squelette » du corail, directement secrété par l'animal (polype). Photos Pierre Thomas

3. La vie, les roches et le CO_2

3.1. Les calcaires

Il suffit de se promener dans les Alpes, le Quercy … pour voir beaucoup de calcaire ($CaCO_3$). Dans la nature actuelle, et c'est très vraisemblablement le cas depuis des centaines de millions d'années, la quasi-totalité des calcaires est d'origine biologique (Figure 5 à 8) :

Directement, quand les calcaires sont constitués d'accumulation de tests et coquilles d'organismes prélevant ions calcium et hydrogénocarbonate dans les eaux (coccolithophoridés, foraminifères, coraux, bivalves, crinoïdes …) ;

Indirectement, quand la présence d'organismes vivants modifie localement les conditions du milieu et entraîne une précipitation

du $CaCO_3$ (stromatolithe, Figure 7).

Figure 6. Exemple de calcaire ancien d'origine corallienne : les calcaires du Jurassique supérieur (150 Ma) du Sud du bassin Parisien. Photos Pierre Thomas

La biosphère participe ainsi de façon massive à la fabrication de roches à la surface de la croûte terrestre. Cette précipitation se ferait sans vie car les eaux de mer superficielles sont saturées en carbonate de calcium, mais la vie catalyse, accélère et localise cette précipitation. Cette précipitation est possible car il y a dans les eaux un équilibre entre du CO_2 dissout, des ions HCO_3^-, CO_3^{2-}, H^+, Ca^{++}, du $CaCO_3$ solide, etc… De même, sur les terres émergées, il y a équilibre entre le $CaCO_3$ affleurant, les eaux de pluies, le CO_2 de l'atmosphère et du sol. On peut résumer ces équilibres très complexes avec une seule formule :

$2\ HCO_3^- + Ca^{++} \leftrightarrow CaCO_3 + H_2O + CO_2$ (1)

En milieu aquatique, la réaction se fait majoritairement vers la droite (précipitation de calcaire), soit par métabolisme direct des organismes vivants qui produisent leur test, soit par capture du CO_2 par la photosynthèse du phytoplancton qui déplace l'équilibre vers la droite, soit par des mucoprotéines bactériennes qui catalysent la précipitation des carbonates …En milieu aérien, c'est la réaction vers la gauche qui a lieu : dissolution des calcaires dans les karsts (Figure 8). Il y a globalement équilibre à moyen terme. Les quantités de calcaire et d'HCO_3^- dans la mer, et de CO_2 dans la mer et l'atmosphère, seraient stables si aucun autre phénomène n'intervenait.

Figure 8. Exemple de karst, zone calcaire où les eaux de ruissellement chargées de CO_2 (CO_2 atmosphérique et surtout CO_2 du sol produit par la respiration des racines, des champignons …) conduisent à la dissolution du calcaire. Photo Pierre Thomas

Figure 7. Les stromatolithes du lac Thetis (Australie) en période de sécheresse et de basses eaux, exemple actuel de précipitation biogène indirecte de $CaCO_3$. Ces coupoles calcaires sont dues à la précipitation sous l'eau de calcaire autour et sur un voile bactérien. Ces bactéries photosynthétiques absorbent le CO_2, ce qui entraine la précipitation de microparticules carbonatées qui se font piéger par le voile bactérien « gluant et collant ». Photo Pierre Thomas

Une autre suite de réactions peut par contre modifier durablement les quantités relatives de calcaire, de CO_2 atmosphérique et dissout : l'altération des roches qui contiennent des silicates de calcium (cas très fréquent). On peut ainsi résumer et schématiser cette suite de réactions :

(1) $CaSiO_3$ (silicate de calcium)+ H_2O + **2** $CO_2 \rightarrow SiO_2$ (silice dissoute) + Ca^{++} + 2 HCO_3^-

Cette réaction se fait dans les sols continentaux. La vie participe à cette étape car le sol est enrichi en CO_2 par la respiration des racines, des champignons, des bactéries du sol (Figure 9). Ce CO_2 provient de l'atmosphère via la photosynthèse des plantes. Les ions impliqués sont transportés vers la mer par le ruissellement et les rivières.

Figure 9. Exemple d'altération sous un sol. Les eaux qui altèrent la roche mère, ici du granite, sont enrichies en CO_2 par la respiration des organismes du sol, rendues acides par des acides organiques… Photo Pierre Thomas

(2) En mer, Ca^{++} + 2 HCO_3^- (amenés par les fleuves) réagissent :

2 HCO_3^- + Ca^{++} → $CaCO_3$ + H_2O + **1** CO_2

Comme on l'a vu plus haut, la vie intervient beaucoup dans cette réaction.

Le bilan de ces étapes peut s'écrire de la façon suivante:

$CaSiO_3$ + H_2O + **2** CO_2 → SiO_2 + Ca^{++} + 2 HCO_3^- → SiO_2 + $CaCO_3$ + H_2O + **1** CO_2 (3)

Si la dissolution-précipitation des carbonates (équation 1) ne change pas les quantités globales de calcaire ou de CO_2 atmosphérique, l'altération des silicates calcique et ce qui s'en suit (équation 3) fait augmenter la quantité de calcaire et baisser la quantité de CO_2 atmosphérique. La vie participant activement à l'altération des silicates participe donc activement à ce mécanisme de baisse du CO_2 atmosphérique, beaucoup plus que par le couple photosynthèse-fossilisation de la matière organique : il y a plus de calcaire que de charbon !

Figure 10. Exemple d'affleurement de radiolarite (assez souvent de couleur rouge comme ici) dans les Alpes italiennes. Photo Pierre Thomas

3.2. Les roches siliceuses

L'altération des roches silicatées continentales, favorisée par la vie, libère de la silice qui est amenée à la mer par les fleuves. Dans la mer, vivent des organismes à test ou spicules siliceux (diatomée, radiolaire, spongiaire). L'accumulation de ces tests et spicules peut constituer d'énormes accumulations sédimentaires et former des diatomites, radiolarites, gaizes (Figure 10).

4. Vie sur les continents, vie marine, variations climatiques, chimie des eaux, roches sédimentaires : tout est lié !

4.1. Vie continentale, altération/érosion et roches sédimentaires marines

La vie sur les continents favorise l'altération des roches. Les racines augmentent la fracturation des roches et augmentent les surfaces d'échange roche - eau du sol. Racines, champignons, bactéries produisent du CO_2 respiratoire, des acides organiques qui altèrent les minéraux des roches beaucoup plus que la simple eau de pluie (Figure 11). Cette altération dans les sols produit des ions qui sont exportés par les eaux de surface ou souterraines, mais aussi des argiles et des minéraux non encore altérés qui sont beaucoup moins mobiles que les ions. D'autre part, le couvert végétal (herbes, racines des arbres) retient les particules du sol (argiles, minéraux résiduels) et limite l'érosion (Figure 12). La biosphère favorise donc l'altération chimique des roches émergées et le transfert des ions du continent à la mer, mais limite l'érosion et le transfert des particules solide vers la mer.

Figure 12. Exemple d'un système racinaire ayant une action protectrice vis-à-vis de l'érosion. Sans ces racines, le cours d'eau voisin éroderait complètement le sol à chaque crue. Photo Pierre Thomas

Figure 11. Exemple d'un système racinaire qui a tendance à provoquer et/ou élargir des fissures dans la roche. Cette action physique des racines est réelle, mais son rôle est très souvent exagéré. Photo Pierre Thomas

Les roches sédimentaires, pour simplifier, sont de deux types : les roches d'origine (bio)chimique, surtout les calcaires, formées par la précipitation des ions dissouts dans l'eau, et les roches détritiques, formées par la sédimentation des particules solides (boues, sables, graviers, galets …) amenées à la mer par les fleuves. La biosphère continentale, qui favorise la libération des ions mais limite l'érosion et la libération de particules détritiques, influence considérablement la sédimentation marine. L'évolution de la biosphère continentale au cours des âges géologiques a complètement changé la nature de la mer et des sédiments marins.

4.2. Les interactions biosphère/planète Terre pendant les 542 derniers millions d'années

C'est au **Dévonien** (-420 à -360 millions d'années) que l'Évolution a « inventé et sélectionné » la lignine et les arbres. Avant le Dévonien inférieur (-420 millions d'années), la végétation continentale était très réduite. A la fin du Dévonien supérieur (-360 millions d'années), l'essentiel des continents devait être recouvert de forêts, qui ont ensuite considérablement prospéré au **Carbonifère** (-360 à -300 millions d'années), la période qui suit le Dévonien (Figure 13, [1]).

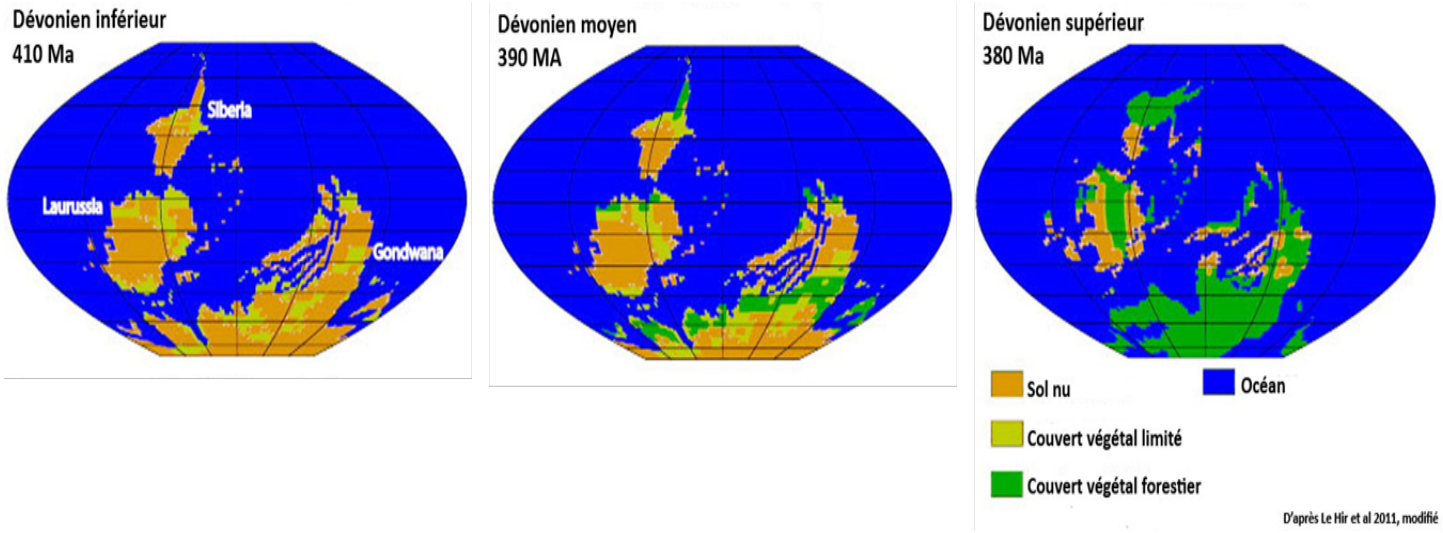

Figure 13. Évolution de la couverture végétale sur les continents au cours du Dévonien (entre -420 et -360 millions d'années). Au Dévonien inférieur, les continents étaient désertiques (couleur brune) ou recouverts de voiles bactériens ou de végétaux simples comme des bryophytes … (couleur vert claire). Au Dévonien supérieur, la majorité de la surface des continents étaient couverte de forêts. Ces cartes ont été obtenus en combinant modèles climatiques et données paléontologiques. D'après Guillaume Le Hir (IPGP)(voir ref. [2]), modifié. Copyright 2011, Elsevier B.V.

Or on assiste à la variation de la sédimentation marine à la même époque : avant le Dévonien, les calcaires sont proportionnellement rares et les roches sédimentaires sont surtout des roches détritiques (grès, argilites …). Au Dévonien, on assiste à « l'explosion » des calcaires, qui deviennent alors des roches sédimentaires très abondantes. Il suffit de se promener en Bretagne et dans les Alpes pour apprécier la rareté des calcaires en Bretagne au **Paléozoïque** inférieur (première moitié de l'Ère Primaire, -540 à -420 millions d'années) et son abondance dans les Alpes au **Mésozoïque** (Ère secondaire, -245 à -65 millions d'années). Cette explosion des calcaires (due à la rareté des apports détritiques et surtout à l'abondance du Ca^{++} venus de l'altération des continents) a entrainé une baisse du dioxyde de carbone atmosphérique, baisse renforcée au Carbonifère par la formation de beaucoup de charbons (qui ont aussi, en parallèle, fait monter le dioxygène atmosphérique). Cette baisse du CO_2 a entrainé un refroidissement du climat, et l'apparition de la plus grande glaciation du **Phanérozoïque** (qui couvre les 542 derniers millions d'années), au Carbonifère supérieur - Permien inférieur (-320 à -280 millions d'années), avec quelques épisodes glaciaires moins importants dès le Dévonien supérieur.

L'histoire du Phanérozoïque (Figure 14) est ponctuée de cinq grandes extinctions, où au moins 50% de la biodiversité des fossiles disparait en un temps géologiquement très bref. Une de ces extinctions, la deuxième chronologiquement parlant, a lieu au Dévonien terminal (vers -374 millions d'années). Comme les quatre autres, cette extinction est vraisemblablement multifactorielle, mais une des causes démontrée est une anoxie océanique généralisée. Cette anoxie océanique serait due à deux causes directement liées à la colonisation des continents par les forêts, ce qui a complètement perturbé tous les écosystèmes et entrainé une « eutrophisation » temporaire des mers :
(1) apports soudains de matière organique venue des sols continentaux en cours d'installation ;
(2) blooms planctoniques dus à la soudaine richesse de la mer en ions et autres nutriments minéraux ;
(3) consommation de tout l'O_2 dissout dans les eaux lors de la décomposition des cadavres du plancton accumulé.

On dit souvent que l'apparition de l'Homme est responsable de la sixième extinction qui se profile ; mais qui sait que l'apparition des arbres est sans doute en partie responsable de la deuxième extinction ? Et toutes ces modifications majeures juste parce que l'Évolution a « inventé et sélectionné » la lignine et les tissus de soutien !

5. La vie, la stratification des océans et la nature des roches sédimentaires océaniques

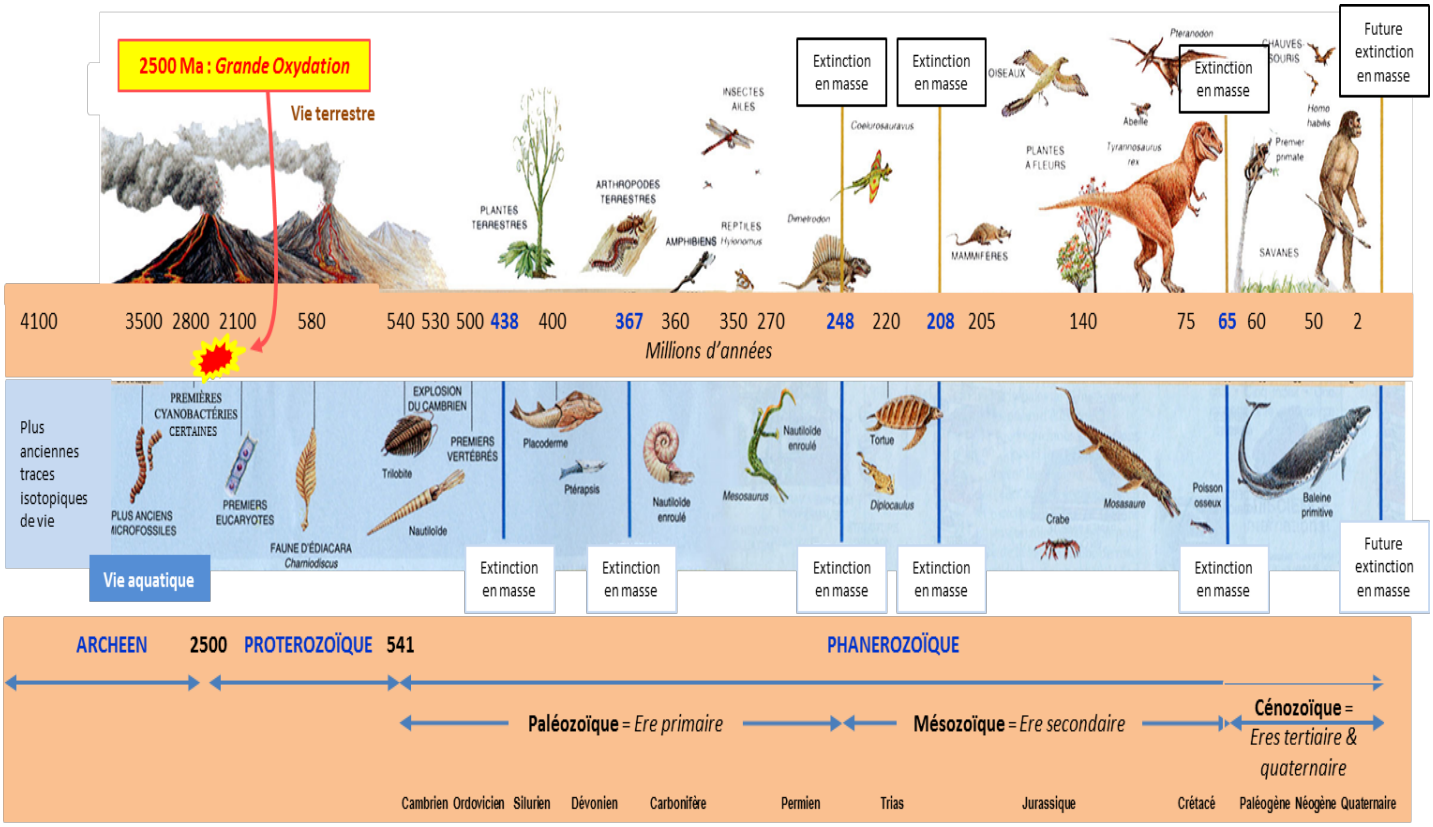

Figure 14. Évolution des organismes vivants au cours des temps géologiques. Schéma adapté d'un dessin de Tomo Narashima initialement publié dans "Scientific American" (Octobre 1994) et repris dans "Pour la Science" (Décembre 1994).

La surface de l'océan est un désert biologique. Productivité et biomasse (par unité de surface) y sont très faibles, sauf près des côtes et dans certains contextes particuliers. La productivité y est faible parce que ces eaux sont pauvres en nutriments minéraux comme les phosphates. Ces eaux de surface sont également pauvres en CO_2, et saturées en $CaCO_3$ (parce que pauvres en CO_2). Par contre, les eaux profondes sont riches en nutriments et en CO_2 dissout ; elles sont sous-saturées en $CaCO_3$, parce que riche en CO_2 dissout. La limite entre les eaux saturées en $CaCO_3$ (où du calcaire peut précipiter) et les eaux sous-saturées en $CaCO_3$ (où du calcaire ne peut pas précipiter et où il se dissout s'il en tombe de plus haut) est appelé **Surface de Compensation des Carbonates** (*Carbonate Compensation Depth* = CCD en anglais). La profondeur de cette CCD varie actuellement de 3 à 5 km selon les océans. La biosphère est un acteur majeur de cette stratification chimique des océans. Les producteurs primaires (essentiellement le phytoplancton) absorbent CO_2 et nutriments pour faire leur matière organique et leur test. Ces organismes sont mangés par des prédateurs primaires, puis secondaires. Tout ce petit monde produit des excréments, puis meurt. Excréments, cadavres et tests tombent vers le fond de l'océan, en emmenant avec eux matière organique, phosphore, etc… La matière organique est oxydée par des bactéries qui respirent, ce qui libère du CO_2 et des nutriments minéraux dans les eaux profondes. CO_2 et nutriments rejoindront la surface au bout de quelques siècles grâce à la circulation océanique globale et la boucle sera bouclée. Dans les régions océaniques où les eaux profondes remontent (phénomène d'upwelling), leur richesse en CO_2 et nutriments engendre des écosystèmes très productifs.

Quant à la profondeur de la CCD, elle est fonction, entre autres, de la libération de CO_2 profond qui tend à la faire remonter et à la pluie de tests carbonatés (les cadavres d'organismes planctoniques) qui tend à l'abaisser. Depuis que l'Évolution a « inventé et sélectionné » un abondant plancton pélagique à test calcaire (depuis le Jurassique, -201,3 à -145 millions d'années), la CCD est à plusieurs kilomètres de profondeur. Avant le Jurassique, il n'y avait pas de plancton calcaire et ni de pluie carbonatée ; la CCD était beaucoup plus superficielle. Et il n'y a pas de calcaires océaniques avant le Jurassique. La vie et ses variations sont donc des acteurs majeurs de la chimie des océans.

6. En guise de conclusion et de perspective

Dans tout ce qui vient d'être dit, des points importants n'ont pas été traités, par exemple tout ce qui concerne le méthane, les phosphates, le cycle du soufre ... Et de plus, nous n'avons parlé que de la biosphère superficielle, qui n'est que la partie émergée de l'iceberg. On a en effet découvert il y a une vingtaine d'année toute une biosphère faite de bactéries et d'archées vivant dans les premiers kilomètres de la lithosphère tant continentale qu'océanique : la **vie endogée**. Ces microorganismes peuvent être **hétérotrophes** et utiliser le carbone organique présent dans ces premiers kilomètres. Ils sont souvent **autotrophes** (plus précisément **chimiolithotrophes**) et vivent grâce à des réactions du type : Fe^{2+} des silicates + H_2O + CO_2 → Fe^{3+} + molécules organiques. Un tel métabolisme modifie certainement, mais dans quelle proportion, la chimie de la croûte (voire du manteau

supérieur). Il ne reste plus qu'à étudier ce qui est peut-être le principal compartiment (en masse) de la biosphère.

Tout ce qui vient d'être dit concerne l'action de la biosphère sur les autres enveloppes de la planète (atmosphère, hydrosphère, croûte …). C'est pour cela qu'on ne peut pas être un géologue « complet » si on n'est pas aussi un peu biologiste et écologiste. Mais la réciproque est vraie. Les enveloppes « minérales » de la Terre influent sur la biosphère : l'atmosphère par ses climats et leurs variations, l'hydrosphère par ses mouvements et sa composition, la Terre solide tant par sa chimie, ses mouvements lents (« dérive des continents » et son action sur l'évolution), ses crises violentes (épanchements volcaniques géants appelées **trapps**...), influent sur la biosphère. On ne peut pas être un biologiste et écologiste « complet » si on n'est pas aussi un peu géologue.

Références et notes

Photo de couverture : © Pierre Thomas

[1] Le Hir G. et al. (2011) *The climate change caused by the land plant invasion in the Devonian.* Earth and Planetary Science Letters 08–042 ; http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.08.042

L'Encyclopédie de l'environnement est publiée par l'Université Grenoble Alpes - www.univ-grenoble-alpes.fr

Pour citer cet article: **Auteur :** THOMAS Pierre (2023), La biosphère, un acteur géologique majeur, Encyclopédie de l'Environnement, [en ligne ISSN 2555-0950] url : http://www.encyclopedie-environnement.org/?p=475

Les articles de l'Encyclopédie de l'environnement sont mis à disposition selon les termes de la licence Creative Commons Attribution - Pas d'Utilisation Commerciale - Pas de Modification 4.0 International.